

Полное собрание трудов
академика А. П. Виноградова

Том 6

**ГЕОХРОНОЛОГИЯ
И АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ**



АЛЕКСАНДР ПАВЛОВИЧ
ВИНОГРАДОВ

60-е годы

«Все изотопные изменения, наблюдавшиеся в породах, минералах, органическом веществе и т. д., дают в руки исследователя, на основе физико-химических законов, блестящий способ постижения давно прошедших геологических событий больших и малых. Генезис пород, минералов, протёкшее геологическое время с момента изучаемого события, температура процесса и т. д. с помощью этого способа освещаются новым светом знания. Можно надеяться, что этот способ прочно введёт в геологический обиход два важных параметра каждого научного исследования — время и температуру природных процессов».

A handwritten signature in black ink, likely belonging to the author of the text, A. I. Vukobratovich. The signature is stylized and cursive, with a prominent initial 'A' and a long, sweeping underline.

А. П. ВИНОГРАДОВ

Полное собрание трудов

**ГЕОХРОНОЛОГИЯ
И АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ**

Том 6

Ответственный редактор
академик Ю.А. Костицын

Москва, 2026

УДК 550.93+551.7.031+902.66

ББК 26.331

В 49

Виноградов А.П.

Полное собрание трудов в 18 т. / А.П. Виноградов; под ред. академика Ю.А. Костицына; Ин-т геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского. Архив Российской академии наук.

ISBN 978-5-907366-20-6

Complete collection of works in 18 vol. / A.P. Vinogradov; Man. Ed. academician Yu. A. Kostitsyn; Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI RAS). Archive of Russian Academy of Sciences.

ISBN 978-5-907366-20-6

Т. 6. Геохронология и абсолютный возраст геологических формаций. / науч. ред. ак. Ю.А. Костицын; [сост. Л.Д. Виноградова]. – М. : РАН – 2026. – 635 с.

ISBN 000-0-000000-00-0

V. 6. Geochronology and the absolute age of geological formations / Sci. Ed. by academician Yu. A. Kostitsyn; [comp. by L.D. Vinogradova]. – M.: RAS –2026. – 635 P.

ISBN 000-0-000000-00-0

В этом томе собраны труды академика Александра Павловича Виноградова, посвящённые преимущественно методам изотопной геохронологии (уран-торий-свинцовый, рубидий-стронциевый, калий-аргоновый, радиоуглеродный) и результатам датирования различных пород и минералов. Читатель увидит развитие идей и методов изотопной геохронологии, начиная с первых шагов в этом направлении одного из основоположников этой ветви науки. В этих статьях и докладах представлены исследования широкого круга объектов и событий разного возраста: от голоценовых событий смены ледниковых эпох до эндогенных процессов в глубоком докембрии.

Книга будет интересна не только специалистам в области наук о Земле, но и всем, интересующимся историей развития науки.

This volume collects the works of Academician Alexander Pavlovich Vinogradov, devoted primarily to methods of isotope geochronology (uranium-thorium-lead, rubidium-strontium, potassium-argon, radiocarbon) and the results of dating various rocks and minerals. The reader will see the development of ideas and methods of isotope geochronology, starting from the initial steps in this field by one of the pioneers of this branch of science. These articles and reports present studies of a wide range of objects and events of different ages: from Holocene glacial-interglacial events to endogenous processes in the deep Precambrian.

The book will be of interest not only to specialists in the Earth sciences but also to anyone interested in the history of the development of science.

УДК 550.93+551.7.031+902.66

ББК 26.331

ISBN 978-5-907366-20-6

ISBN 000-0-000000-00-0

© ГЕОХИ РАН, 2026

© Архив РАН, архивные материалы, 2026

ПРЕДИСЛОВИЕ К ШЕСТОМУ ТОМУ*

Представляем читателю том, в котором собраны труды академика А.П. Виноградова, посвящённые изотопной геохронологии – определению возраста минералов, руд, горных пород, а также проблемам датирования земных оболочек и Земли в целом. За два десятилетия, в течение которых были опубликованы эти статьи, доклады, труды конференций, произошло революционное накопление новых знаний о хронологии геологических событий, и Александр Павлович Виноградов был одним из ключевых участников этой научной революции.

А.П. Виноградов использовал все доступные в его время геохронологические методы для решения самых разных задач естествознания – уран-торий-свинцовый, рубидий-стронциевый, калий-аргоновый, радиоуглеродный, что позволяло датировать события в широчайшем диапазоне времени – от недавних голоценовых событий смены ледниковых эпох до эндогенных процессов в глубоком докембрии. Последней теме, как читатель может убедиться, посвящено довольно много работ А.П. Виноградова и его коллег и учеников, ведь датирование древнейших событий – задача не из лёгких, и потому особенно привлекала и до сих пор привлекает исследователей. Особое место в этих работах занимает создание геохронологической шкалы докембрия, чему посвящено несколько публикаций в разные годы.

Александр Павлович не дожил всего нескольких месяцев до появления в арсенале геохронологов Sm-Nd метода. Уверен, что и эта изотопная система стала бы для него важным инструментом познания. А.П. Виноградов всю жизнь стремился осваивать новые аналитические методы и уже с их помощью исследовать окружающую природу, в нём чрезвычайно гармонично сочетались химик-аналитик и исследователь геологических процессов.

Читатели смогут проследить, как по мере накопления геохронологической информации уточнялись и детализировались представления о хронологии геологических событий и, в частности, о геохронологии докембрия. При этом, отмечу в очередной раз, впечатляет строгость обсуждения получаемых новых данных в работах А.П. Виноградова. Мы знаем, что многие прежние «рабочие» геологические гипотезы не прошли проверку временем, например, гипотеза Т. Барта, что за исключением ультрабазитов «всё многообразие пород изверженных определяется многообразием пород осадочных», которую Александр Павлович упоминал и обсуждал в своих публикациях. Можно вспомнить и целый ряд других гипотез, известных всем геологам: о ведущей роли гранитизации или базификации пород земной коры, о вездесущих надвигах и шарьяжах и т.п. Однако на этом фоне сохраняют свою значимость надёжно установленные геохронологические данные и основанные на них выводы, если исследователь чётко понимает и степень их надёжности, и соответствующие погрешности измерения, т.е. возможности каждого геохронологического метода. Ярким примером научной строгости может служить самая первая в этом томе работа 1952 года, где на основе изотопных данных обсуждаются различные предположения и оценки возможного возраста Земли, земной коры в целом. И сейчас, зная гораздо более точный ответ, мы не можем не восхититься той аккуратностью

* См. общее предисловие к данному собранию трудов А. П. Виноградова в первом томе, с. 7–11.

сти и обоснованности заключения, на котором остановились авторы той работы – А.П. Виноградов и его коллеги.

Я уверен, что читатели этой книги не только получают удовольствие от прикосновения к процессу научного анализа, развития научной мысли замечательного учёного, но и оценят строгость его суждений при анализе весьма сложных и спорных проблем геологической истории.

Академик Ю.А.Костицын

О СТАТЬЕ Н.С. БОГАНИКА «О РАДИОАКТИВНОМ РАСПАДЕ И РАДИОАКТИВНОМ МЕТОДЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ».*

ОТ РЕДАКЦИИ

8 мая 1951 г. при Отделении геолого-географических наук АН СССР состоялось расширенное заседание Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, на котором обсуждалась статья Н.С. Боганика, публикуемая в настоящем номере журнала.

На этом заседании было признано, что постановка вопроса, поднятого Н.С. Богаником, о проверке основных положений радиоактивных методов определения абсолютного возраста геологических формаций в свете идей марксизма-ленинизма достаточно своевременна; однако основные выводы автора о практическом значении непостоянства скорости естественного радиоактивного распада и о неприменимости радиоактивных методов определения абсолютного возраста пород и минералов следует считать ошибочными. Это является следствием недостаточного знакомства Н.С. Боганика с достижениями физики, а также объясняется наличием отдельных неудачных формулировок основных законов радиоактивности, допущенных некоторыми авторами. Эти формулировки, как правильно отмечает Н.С. Боганик, недопустимы в учебной и научно-популярной литературе и должны быть исправлены. Вместе с тем, выдвигаемое Н.С. Богаником положение о зависимости скорости радиоактивного распада от внешних причин не отрицается современной прогрессивной наукой, но это влияние в термодинамических условиях Земли на протяжении ее геологической истории не имеет практического значения, так как оно лежит за пределами чувствительности и точности применяемых методов исследования.

Ниже помещаются высказывания, поступившие в Редакцию в связи с обсуждением статьи Н.С. Боганика «О радиоактивном распаде и радиоактивном методе определения абсолютного геологического возраста горных пород и минералов».

На основании всех этих материалов Редакция считает, что в статье Н.С. Боганика принципиально правильно поднят вопрос о неточности формулировок постоянства радиоактивного распада и его независимости от внешних причин. Однако в конечных выводах автор ставит под сомнение самую возможность определения абсолютного возраста на основе соотношений родоначальных радиоактивных элементов и их конечных стабильных изотопов. Судя по публикуемым разъяснениям виднейших советских специалистов в данной области, опасения Н.С. Боганика недостаточно обоснованы, и существующий метод остается пока единственным для решения вопросов об абсолютном возрасте различных геологических образований.

Разработка советской шкалы абсолютной геохронологии является актуальной задачей, так же, как и усовершенствование и внедрение методики его определения. Этим и объясняется опубликование наиболее интересных высказываний, поступивших в Редакцию.

Член-корр. АН СССР А.П. ВИНОГРАДОВ

Исходя из того, что по принципиальным соображениям нельзя принимать постоянство скорости радиоактивного распада и независимости его от внешних условий, автор делает неверный вывод — опорачивает радиоактивный метод определения абсолютного возраста пород.

Ученые, на которых ссылается автор (Кюри, Резерфорд, Вернадский и другие), не возводили в принцип кажущееся постоянство радиоактивного распада и независимость его от внешних условий. Систематические поиски причин, вызывающих радиоактивный распад, и выяснение влияния внешних условий представляют замечательные страницы в истории науки. Достаточно вспомнить ранние и упорные

* Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 4. С. 71-72.

исследования над космическими лучами в смысле их влияния на радиоактивный распад и многие другие, автору, вероятно, хорошо известные, или исключительно точные (оптические) измерения так называемых плеохроических колец в минералах разного геологического возраста, показавшие, что длина пробега α -частиц постоянна, и это прямо указывает на известное постоянство радиоактивного распада во времени. Напомню для характеристики этих измерений, что константы распада некоторых промежуточных изотопов, образующихся при радиоактивном распаде урана, были взяты по этим измерениям как наиболее точные.

В результате этих и многих других исследований в этом направлении ученые пришли к открытию искусственной радиоактивности и с оговорками (сопровождающими и те цитаты, которыми пользуется Н.С. Боганик), считаясь с фактами, должны были эти факты признать, что они в свое время и сделали.

С тех пор прошло, конечно, уже достаточно много времени, и теперь пора уже напомнить об этом. Автор, очевидно, и решил подвести итоги науки в этом направлении. Он пишет, что принимать постоянство распада и т. д. — это ныне уже значит противоречить фактическим данным, так как получена внутриатомная энергия и освещены многие другие стороны радиоактивного процесса. Посмотрим, какие достижения имеются по этим вопросам теперь.

Во-первых, об атомной энергии. Автор пишет: «Расщепление атомов... неопровержимо доказывает, что скорость распада атомов не является чем-то извечно постоянным» и т. д. Но в данном случае речь идет об ином типе распада ядер. Для расщепления атома необходимо действовать на его ядра частицами высоких энергий — нейтронами или протонами, α -частицами и т. п., получающимися в мощных циклотронах. Полученные же искусственно радиоактивные изотопы распадаются по тем же законам, что и естественные радиоактивные изотопы. Во-вторых, действительно (но автор об этом не упоминает) в настоящее время теоретически и экспериментально доказано влияние условий на скорость радиоактивного превращения (например, К-захват), в частности, для распада ядер легких радиоактивных изотопов (Ве и других) в зависимости от ионизации и т. п. (в растворах). Хотя расчеты для этих конкретных случаев показывают практически малые отклонения, мы должны на основании этих данных признать принципиально правильной зависимость радиоактивного превращения от условий. Но обнаружение этих эффектов для легких элементов и в определенных условиях должно быть еще количественно доказано для тяжелых радиоактивных изотопов. Необходимо также доказать наличие на Земле и тех условий, при которых может наблюдаться радиоактивный распад по какому-то иному закону, поэтому в практической ядерной физике правильно пользуются ныне уравнением $N=N_0 e^{-\lambda t}$. Этим уравнением правильно пользуются и при определении абсолютного возраста. Нахождение иного закона для радиоактивного распада, его нарушения и т. д. в значительной мере зависит и от хороших полученных определенным образом данных по возрасту пород. Поэтому практическая проверка этого метода является единственно правильным научным путем, и она должна идти до тех пор, пока не встретится с какими-либо противоречиями, требующими изменения применяемого закона, внесения поправок и т. п.

Между тем именно с этим делом у нас обстоит все не совсем благополучно. Работы по радиоактивному методу определения абсолютного возраста ведутся в Союзе лишь в одной-двух лабораториях и притом очень слабо. Сомнений в необходимости и важности знания возраста пород и минералов (и еще, добавим, возраста Земли, элементов), по-моему, ни у кого (особенно у геологов) нет, и это не требует объяснений. Радиоактивный метод — пока единственный метод для определения возраста. Принципиально по любой паре радиогенного + нерадиогенного изотопов можно определить возраст. Но эти методы очень сложны, кропотливы и требуют

большого экспериментального исследования. Необходима уверенность в правильности выбора каменного материала, его сохранности и т. д.

Развитие этого метода, создание культуры в этом деле в ряде научных институтов — это задача дня. Это тот путь, по которому идет научная мысль и приносит важные результаты и, несомненно, принесет еще большие. Мы еще не осознали пользы от работ по изотопии для геологического знания. Эти работы не тормозят науку, а прокладывают новый путь. Когда будет получено достаточное число данных, все поправки на скорость распада, если они будут реальны, выявятся сами по себе.

Таким образом, принципиально скорость радиоактивного превращения не постоянна и зависит от ряда условий, но практически это для определения возраста сейчас не имеет значения.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦОВ И ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ^{*,**,***}

Природный свинец является смесью изотопов Pb^{204} , Pb^{206} , Pb^{207} и Pb^{208} , причём последние три непрерывно накапливаются за счёт радио активного распада уранов и тория. Поэтому имеется принципиальная возможность из отношения этих изотопов вычислить возраст свинцов и, следовательно, возраст отвердения земной коры и возраст Земли. Полученные в своё время Ниром ⁽²⁾ экспериментальные данные по изотопному составу свинца для 25 свинцовых минералов предоставили возможность многим авторам произвести подобного рода вычисления. Однако их данные не согласуются между собой (см. табл. 1).

Таблица 1
Возраст Земли по данным разных авторов

Автор	Год определения	Характер определяемого возраста	Возраст (лет)
Старик И.Е.....	1936	Возраст земной коры	$3 \div 4 \cdot 10^9$
Герлинг Э.К.....	1942	Возраст Земли	$3,23 \cdot 10^9$
Косци.....	1943	Возраст земной материи.....	$5,33 \cdot 10^9$
Холмс	1946	Возраст земной коры	$3,35 \cdot 10^9$
Гоутерманс.....	1947	Возраст урана	$2,9 \cdot 10^9$
Джеффрейс	1948—1949	Возраст земной коры	$4,0 \cdot 10^9$
Буллард и Стенлей...	1949	Возраст земной коры	$3,29 \cdot 10^9$
Альфер и Герман.....	1951	Максим. возраст Земли	$5,3 \cdot 10^9$

* Доложено на собрании Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР, посвящённом памяти В.И. Вернадского, 7 I 1952 г. и на конференции по возрасту Земли 14 IV 1952 г.

** Доклады Академии Наук СССР, 1952. Том LXXXV, № 5. С. 1107-1110. Соавторы: И.К. Задорожный и С.И. Зыков.

*** Труды I сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (12-15 апр. 1952 г.). М., 1954. С. 112-135. Соавт.: Задорожный И.К., Зыков С.И.

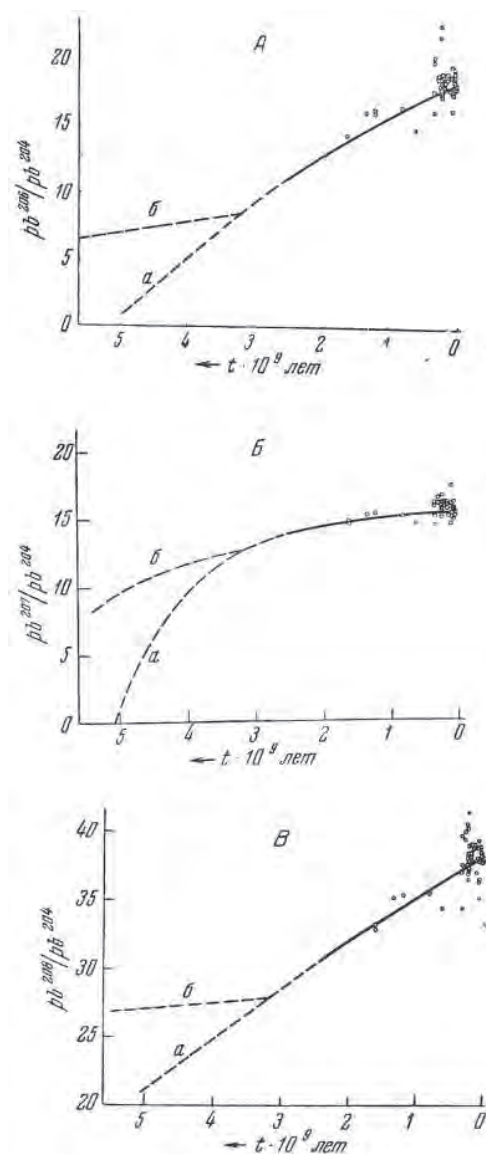


Рис. 1. Графики накопления Pb^{206} (А), Pb^{207} (Б) и Pb^{208} (В)

Нами был изучен масс-спектральным путём изотопный состав свинца 32 галенитов разных возрастов от $25 \cdot 10^6$ лет до $1600 \cdot 10^6$ лет (см. табл. 2).

Точность определения изотопного состава $\pm 1\%$. Свыше 30% образцов были измерены по несколько раз, причём получены были хорошо совпадающие результаты. Для образцов №№ 21, 22, 23 и 24 (табл. 2), исследованных нами и Ниром, были получены совершенно идентичные данные. Несмотря на естественно небольшие изменения изотопного состава свинцов, особенно за последние $1500 \cdot 10^6$ лет, эти изменения точно определяются и имеют закономерный характер. Однако наблюдаются и отклонения в изотопном составе некоторых образцов, например №№ 26, 27 и 29 у нас и образцов Джоупин, галенит из Австрии и Ивигтут у Нира.

Мы произвели математическую обработку всех данных, своих и Нира, всего по 57 образцам. Вычисление возраста было произведено путём обработки экспериментальных данных методом наименьших квадратов с экстраполяцией полученных кривых к предполагаемому началу радиоактивного распада материнских элементов. При вычислении были использованы обычные формулы накопления радиоактивного свинца:

$$Pb_n^{206} = Pb_0^{206} + U^{238}(e^{\lambda_{238}t_0} - e^{\lambda_{238}t_n}); \quad (1)$$

$$Pb_n^{207} = Pb_0^{207} + U^{235}(e^{\lambda_{235}t_0} - e^{\lambda_{235}t_n}); \quad (2)$$

$$Pb_n^{208} = Pb_0^{208} + Th^{232}(e^{\lambda_{232}t_0} - e^{\lambda_{232}t_n}); \quad (3)$$

$$\frac{Pb_n^{207} - Pb_0^{207}}{Pb_n^{206} - Pb_0^{206}} = \frac{1}{139} \cdot \frac{e^{\lambda_{235}t_0} - e^{\lambda_{235}t_n}}{e^{\lambda_{238}t_0} - e^{\lambda_{238}t_n}}, \quad (4)$$

где t_n — возраст галенита; t_0 — возраст земного вещества; $\lambda_{235} = 9,8 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$; $\lambda_{238} = 1,54 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$; $\lambda_{232} = 4,99 \cdot 10^{-11}$ лет $^{-1}$; $T_{235} = 7,07 \cdot 10^8$ лет; $T_{238} = 4,50 \cdot 10^9$ лет; $T_{232} = 1,39 \cdot 10^{10}$ лет.

Формулы (1) — (4) выражают связь в атомных единицах, отнесённых к числу атомов Pb^{204} .

Таблица 2
Изотопный состав свинца

№ п/п	Месторождение	Геологический возраст, лет $\times 10^{-6}$	Распростран. изотопов			
			204	206	207	208
1	Монте-Негро, Боливия	Неоген 25	1,00	17,75	15,20	37,88
2	Приморье, ДВК	Палеоген 50	1,00	17,38	14,91	36,70
3	Seravezza, Италия	Юный третичный 50	1,00	18,51	16,05	38,13
4	ДВК	Палеоген 60	1,00	18,60	16,11	38,95
5	Зангезур, Арм.ССР	Палеоген — юра 60	1,00	17,84	15,42	38,16
6	Сев. Кавказ	В. мел 60	1,00	17,32	14,98	36,54
7	Якутия	Н. мел 100	1,00	17,58	15,09	37,22
8	Болеслав, Карпаты	Неоген или мезозойский 130	1,00	18,42	15,89	39,21
9	Сев. Кавказ	Палеоген — в. юра 130	1,00	18,84	16,16	38,98
10	Садон, Сев. Кавказ	Палеоген — в. юра 130	1,00	18,37	16,00	39,27
11	Армянская ССР	Палеоген — юра 130	1,00	18,45	15,80	39,01
12	Забайкалье	В. юра — триас 180	1,00	18,22	15,85	39,27
13	Южная Киргизия	Пермь 200	1,00	18,02	16,26	38,41
14	Кураменский хр., Ср. Азия	Пермь 200	1,00	18,79	16,64	38,55
15	Сев. Киргизия	Пермь 200	1,00	17,68	15,43	38,42
16	Киргизская ССР	Пермь	1,00	18,51	15,79	39,22
17	Кураменский хр.	Пермь — в. карбон 220	1,00	17,65	15,45	38,26
18	Южный забой, Алтай	Пермь — в. карбон 220	1,00	18,03	15,96	37,73
19	Зап. Тянь-Шань	Пермь — в. карбон 220	1,00	17,27	15,11	36,89
20	Каратау	Пермь — в. карбон 220	1,00	17,04	15,07	37,13
21	Нассау, Германия	Пермь — карбон 220	1,00	18,15	15,69	37,56
22	Саксония, Германия	Пермь — карбон 220	1,00	17,34	15,37	37,60
23	Джоплин, США	В. карбон 220	1,00	22,42	16,01	41,47
24	Джоплин, США	В. карбон 220	1,00	21,78	15,72	40,76
25	Нагольный кряж, Украина	Карбон 260	1,00	18,49	16,10	39,59
26	Зап. Прибайкалье	Карбон — девон 260	1,00	18,64	16,46	40,12
27	Сев. Урал	Пермь — девон 320	1,00	20,10	16,08	39,92
28	Сев.-зап. Казахстан	Пермь — девон 320	1,00	16,02	14,38	34,44
29	Прибалхашье, Центр. Казахстан	Пермь — девон 320	1,00	19,70	15,80	37,68
30	Центр. Казахстан	Пермь — девон 320	1,00	17,49	15,13	37,18
31	Карело-Фин. ССР	Докембрий 1600	1,00	14,26	14,77	33,23
32	Кинон-Козиала, Финляндия	Докембрий 1600	1,00	14,27	14,64	32,96

Данный способ обработки не позволяет однозначно определить все неизвестные для каждого уравнения, вследствие чего необходимо заранее задаться одним из неизвестных, например, полагая, что $Pb_0^{206} = 0$. Этот метод даёт весьма большую дисперсию определяемых величин, обусловленную не экспериментальными ошибками, которые относительно малы и практически не сказываются на определяемых величинах, а разбросом распространённости изотопов свинца в образцах галени-тов, вызванным, по-видимому, многократным металлогенезом галени-тов или аналогичной причиной.

Никто не принимал во внимание вероятного перераспределения U, Th и Pb в Земле в течение её существования. Так, Холмс⁽³⁾ при всех своих расчётах заранее задавался возрастом Земли около $3,0 \cdot 10^9$ лет, полученным из общих геологических соображений, и по существу своими расчётами определял поправку к нему. Полученный им возраст Земли (или коры, как он сейчас пишет), равный $3,35 \cdot 10^9$ лет, не является достоверным с точки зрения независимого решения приведённых выше уравнений. Применённая Холмсом многократная искусственная комбинация небольшого числа экспериментальных данных не улучшает метода вычисления и не может привести к успешному решению данной проблемы.

Гоутерманс⁽⁴⁾, пользуясь методом изохрон, получил величину $(2,9 \pm 0,3) \cdot 10^9$ лет, которую он принял за возраст урана. Однако отсутствие достаточного количества древних образцов не позволяет определить с достоверной точностью направление изохрон и их точку пересечения, ввиду чего его величина не может быть принята за истинное значение возраста урана. Более того, изохроны, проведённые для Pb^{208}/Pb^{206} , дают совершенно другие значения как для возраста, так и для Pb_0^{206} в сравнении с этими же величинами, полученными из изохрон Pb^{207}/Pb^{206} .

Если предполагать, что первоначальная распространённость изотопов Pb^{206} и Pb^{207} была равна нулю, и не учитывать возможного перераспределения урана, тория и свинца по оболочкам Земли за время её существования, мы получим возраст около $(5,0 \pm 0,5) \cdot 10^9$ лет. Разные авторы этот возраст приписывали различным событиям в истории планеты, считая его то возрастом земной материи, то земной коры и т.д. (см. табл. 1). Недавно Альфер и Герман⁽⁵⁾, обработав данные Нира, доказывали, что это максимальный возраст Земли.

Ни с одним из этих взглядов нельзя согласиться, потому что при обработке данных они не принимали во внимание вероятного перераспределения урана, тория и свинца на Земле. Земля построена из оболочек—осадочно-метаморфической, гранитной, базальтовой и других. Следовательно, в истории Земли имела место дифференциация вещества на эти оболочки, образование земной коры. На том основании, что мы знаем: 1) современное распределение урана, тория и свинца в гранитной, основной и ультраосновной оболочках Земли, 2) содержание урана, тория и свинца в каменных и железных метеоритах и 3) наконец, общие законы распределения тех же элементов между силикатными и металлическими жидкими фазами, — мы можем определённо указать, по крайней мере, на ту тенденцию, которая имела место при дифференциации вещества Земли по отношению к урану, торию и свинцу. Как показывают вычисления, подобная дифференциация Земли привела к увеличению, по крайней мере, во многие десятки раз содержания урана в гранитной оболочке и уменьшению в несколько раз свинца по отношению к среднему содержанию их в Земле. Но нам неизвестно ни время, ни продолжительность этого процесса.

Из этого следует, что мы не можем экстраполировать полученные кривые накопления изотопов свинца Pb^{206} , Pb^{207} и Pb^{208} до нуля, а можно, строго говоря, лишь до момента, соответствующего времени дифференциации земного вещества, так как до этого времени скорость накопления изотопов свинца была иной, в соответствии

с меньшей средней концентрацией материнских элементов. А это, как легко понять, увеличивает время накопления радиогенного свинца, как и показано на рис. 1, где кривые *a* соответствуют накоплению свинца без учёта дифференциации, а кривые *b* ориентировочно показывают двухэтапное накопление свинца.

Вычисление возраста с учётом изменения концентрации радиоактивных элементов можно было бы формально произвести по несколько усложнённой формуле:

$$\frac{\text{Pb}_n^{207} - \text{Pb}_0^{207}}{\text{Pb}_n^{206} - \text{Pb}_0^{206}} = \frac{1}{139} \cdot \frac{e^{\lambda_{235}t_2}(e^{\lambda_{235}t_1} - 1) + kp(e^{\lambda_{235}t_2} - e^{\lambda_{235}t_1})}{e^{\lambda_{238}t_2}(e^{\lambda_{238}t_1} - 1) + kp(e^{\lambda_{238}t_2} - e^{\lambda_{238}t_1})},$$

где t_1 — время до периода дифференциации земного вещества, t_2 — время после периода дифференциации, t_n — возраст галенита, k — коэффициент увеличения концентрации урана, p — коэффициент уменьшения концентрации свинца.

Таким образом, в настоящее время можно лишь определить предельные значения периода образования земной коры: наименьший возраст $2,1 \cdot 10^9$ лет (по ураниниту из Манитобы) и максимально возможный возраст не более $(5,0 \pm 0,5) \cdot 10^9$ лет. Величина возраста $3 \cdot 10^9$ лет, предлагаемая разными авторами исходя из общих геологических предпосылок, может быть в известной степени принята как первое приближение к истинному возрасту земной коры. Однако этот возраст нельзя считать обоснованным ни одним из предложенных методов обработки экспериментальных данных по изотопному составу свинцов.

Можно сказать, что чем ближе возраст земной коры к её верхней границе, тем неопределённое становится возраст Земли, и чем он ближе к её нижнему пределу, тем больше возраст Земли приближается к $5 \cdot 10^9$ лет.

Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского
Академии наук СССР

Поступило
19 VI 1952

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. И.Е. Старик, Радиоактивные методы определения геологического времени, 1938.
Э.К. Горлинг, ДАН, 34, 282 (1942).
2. A.O. Nier R.W. Thompson, B.F. Murphey, Phys. Rev., 60, 112 (1941).
3. A. Holms, Nature, 163, 453 (1949).
4. F.G. Houtermans, Z. Naturforsch., 1a, 322 (1947).
5. R.A. Alpher, R.C. Herman, Phys. Rev., 84, 1111 (1951).

ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ СВИНЦОВ*

I. ВВЕДЕНИЕ

Как хорошо известно, природный свинец является смесью четырех изотопов Pb^{204} , Pb^{206} , Pb^{207} и Pb^{208} . Три последних изотопа непрерывно накапливаются на Земле за счет радиоактивного распада уранов и тория, а именно: $U^{235} \rightarrow Pb^{207}$, $U^{238} \rightarrow Pb^{206}$ и $Th^{232} \rightarrow Pb^{208}$.

По отношению изотопов, зная скорость распада уранов и тория, пользуясь известным законом $\ln Na - \ln N = \lambda t$, принципиально можно подойти к решению вопроса о возрасте Земли, земной коры. К этим понятиям «возраст Земли», «возраст земной коры» мы ниже вернемся. Полученные в свое время Ниром экспериментальные данные по изотопному составу свинцов для 25 образцов свинцовых минералов предоставили возможность многим авторам произвести подобного рода вычисления. Но, как это видно из табл. 2, эти данные далеко не согласуются между собой ни по численной величине возраста, ни по значению, какое каждый автор вложил в свое решение. Значение возрастов колеблется от 2,9 до $5,33 \cdot 10^9$ лет; возраст, по мнению одних авторов, относится к земной коре, других — к Земле, третьих — к земному веществу или урану. Напомним, что все авторы пользовались одним и тем же материалом — данными Нира для 25 случаев, затем все эти минералы свинца (главным образом галенит) были собраны из гранитной оболочки Земли, и, наконец, все авторы в основе вели расчеты по одному и тому же уравнению.

Отсутствие строгих и определенных данных о возрасте Земли, полученных из изотопного метода, заставило нас пересмотреть этот вопрос. При этом мы стремились выяснить:

1) причину расхождения результатов вычисления возраста по изотопам свинца у разных авторов; 2) влияние на результаты вычисления возраста возможного изменения концентрации уранов, тория, свинцов в породах Земли вследствие дифференциации вещества Земли при образовании оболочек, влияние смешения магм и других геохимических процессов, с возможностью которых авторы обычно не считались, и 3) получить новые данные по изотопному составу природных свинцов с целью уточнения наших представлений о возрасте Земли.

Таблица 1
Изотопный состав обыкновенного свинца
(Данные Нира)

№ п/п.	Месторождение	Возраст, 10 ⁶ лет	Распространенность изотопов			
			204	206	207	208
1	2	3	4	5	6	7
1	Касапалка, Перу	25	1,00	18,85	15,66	38,63
2	Бурнонит, Касапалка, Перу.....	25	1,00	18,67	15,45	38,15
3	Вульфенит и ванадинит, Туксон	25	1,00	18,40	15,53	38,10
4	Сонора, Кастль Дом, Аризона	25	1,00	19,22	16,17	39,15

* Труды I сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (12-15 апр. 1952 г.). М., 1954. С. 112-135. Соавт.: Задорожный И.К., Зыков С.И.

Таблица 1 (окончание)

№ п/п.	Месторождение	Возраст, 10 ⁶ лет	Распространенность изотопов			
			204	206	207	208
1	2	3	4	5	6	7
5	Фрейберг, Саксония	25	1,00	18,07	15,40	38,00
6	Галенит и англезит, Дуранго, Мексика ..	25	1,00	18,71	15,70	38,50
7	Водопад Металлейн, Вашингтон	60	1,00	19,30	15,73	39,50
8	Церуссит, Идахо	60	1,00	16,04	15,11	35,26
9	Джоплин I, Миссури	220	1,00	21,65	15,88	40,80
10	Джоплин II, Миссури	220	1,00	21,65	15,74	40,36
11	Джоплин III, Миссури	220	1,00	22,38	16,15	41,61
12	Галенит в доломите, Австрия	175	1,00	17,75	16,21	38,05
13	Нассау, Германия	220	1,00	18,10	15,57	37,85
14	Эйфель, Германия	220	1,00	18,20	15,46	37,70
15	Саксония, Германия	220	1,00	17,36	15,46	37,38
16	Клаусталь, Гарц	220	1,00	18,46	15,66	38,60
17	Пшибрам, Чехословакия	220	1,00	17,95.	15,57	37,90
18	Янсей, Сев. Каролина.....	220	1,00	18,43	15,61	38,20
19	Ивигтут, Гренландия	600	1,00	14,65	14,65	34,48
20	Франклин, Нью-Джерси	—	1,00	17,15	15,45	36,53
21	Рудник Тетреолт, Квебек	800	1,00	16,27	15,16	35,60
22	Брокен Хилл, Нов. Южн. Уэльс	1200	1,00	16,07	15,40	35,50
23	Церуссит, Брокен Хилл.....	1200	1,00	15,93	15,29	35,25
24	Самородный свинец, Лангбан, Швеция .	—	1,00	15,83	15,45	35,60
25	Большое Медвежье озеро, Канада	1330	1,00	15,93	15,30	35,30

Таблица 1а
Изотопный состав обыкновенного свинца
(Данные Нира)

№ п/п.	Месторождение	Возраст, 10 ⁶ лет	Распространенность изотопов			
			204	206	207	208
1	2	3	4	5	6	7
1	Касапалка, Перу	25	1,35	25,43	21,12	52,10
2	Бурнотит, Касапалка, Перу	25	1,36	25,48	21,09	52,07
3	Вульфенит и ванадинит, Туксон	25	1,37	25,20	21,26	52,17
4	Сонора, Кастль Дом, Аризона	25	1,32	25,44	21,41	51,83
5	Фрейберг, Саксония	25	1,38	24,93	21,25	52,44

Таблица 1а (окончание)

№ п/п.	Месторождение	Возраст, 10 ⁶ лет	Распространенность изотопов			
			204	206	207	208
1	2	3	4	5	6	7
6	Галенит и англезит, Дуранго, Мексика	25	1,35	25,32	21,24	52,09
7	Водопад Металлейн, Вашингтон	60	1,32	25,55	20,83	52,30
8	Церуссит, Валлач, Идахо.....	60	1,48	23,79	22,42	52,31
9	Джоплин I, Миссури	220	1,26	27,29	20,02	51,43
10	Джоплин II, Миссури	220	1,27	27,49	19,99	51,25
11	Джоплин III, Миссури	220	1,23	27,58	19,90	51,29
12	Галенит в доломите, Австрия	175	1,37	24,31	22,20	52,12
13	Нассау, Германия.....	220	1,38	24,96	21,47	52,19
14	Эйфель, Германия.....	220	1,38	25,15	21,37	52,10
15	Саксония, Германия	220	1,41	24,38	21,71	52,50
16	Клаусталь, Гарц	220	1,36	25,04	21,24	52,36
17	Пшибрам, Чехословакия	220	1,38	24,79	21,50	52,33
18	Янсей, Сев. Каролина.....	220	1,37	25,16	21,31	52,16
19	Ивигтут, Гренландия	600	1,54	22,61	22,61	53,24
20	Франклин, Нью-Джерси	—	1,43	24,45	22,03	52,09
21	Рудник Тетреольт, Квебек	800	1,47	23,92	22,28	52,33
22	Брокен Хилл, Нов. Южн. Уэльс	1200	1,47	23,64	22,66	52,23
23	Церуссит, Брокен Хилл, Нов. Южн. Уэльс	1200	1,48	23,61	22,66	52,25
24	Самородный свинец, Лангбан, Швеция ..	—	1,47	23,32	22,76	52,45
25	Большое Медвежье озеро, Канада	1330	1,48	23,59	22,66	52,27

Таблица 2
Возраст Земли по данным разных авторов

Авторы	Год определения	Характер определяемого возраста	Возраст, 10 ⁹ лет
Старик И. Е.....	1936	Возраст земной коры	3-4
Герлинг Э. К	1942	» Земли	3,23
Косци.....	1943	» земного вещества	5,33
Холмс	1946	Возраст земной коры	3,35
Гутерманс	194/	» урана	2,9
Джеффрейс	1948—1949	» земной коры	4,0
Буллард и Стенлеи	1949	» » »	3,29
Альфер и Герман.....	1951	Максимальный возраст Земли	5,3

II. СПОСОБЫ ВЫЧИСЛЕНИЯ

Вычисление возрастов по изотопному составу свинцов может быть произведено по крайней мере двумя принципиально различными методами. Первый метод, наиболее распространенный, это метод экстраполяции кривой накопления радиогенного свинца в прошлое, и в частном случае к началу радиоактивного распада материнских элементов — уранов и тория, т. е. когда Pb^{207} или $Pb^{208} = 0$ по известному уравнению:

$$Pb_n^{206} = Pb_0^{206} + U^{238}(e^{\lambda_{238}t_n} - e^{\lambda_{238}t_0}) \quad (1)$$

$$Pb_n^{207} = Pb_0^{207} + U^{235}(e^{\lambda_{235}t_n} - e^{\lambda_{235}t_0}) \quad (2)$$

$$Pb^{208} = Pb_0^{208} + Th^{232}(e^{\lambda_{232}t_n} - e^{\lambda_{232}t_0}) \quad (3)$$

$$\frac{Pb_n^{207} - Pb_0^{207}}{Pb_n^{206} - Pb_0^{206}} = \frac{1}{139} \cdot \frac{e^{\lambda_{235}t_n} - e^{\lambda_{235}t_0}}{e^{\lambda_{238}t_n} - e^{\lambda_{238}t_0}}, \quad (4)$$

где t_n — возраст галенита (или другого минерала свинца); t_0 — начало радиоактивного распада урана.

$$\begin{array}{ll} \lambda_{235} = 9,8 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1} & T_{235} = 7,07 \cdot 10^8 \text{ лет} \\ \lambda_{238} = 1,54 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1} & T_{238} = 4,50 \cdot 10^9 \text{ лет} \\ \lambda_{232} = 4,99 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1} & T_{232} = 1,39 \cdot 10^{10} \text{ лет} \end{array}$$

Формулы (1-4) дают связь в числе атомов, обычно отнесенных к числу атомов Pb^{204} .

При этих расчетах обычно делаются два важных допущения — во-первых, что Pb^{206} и Pb^{207} полностью радиогенного происхождения и, во-вторых, что в течение геологической истории Земли не происходило значительного перераспределения уранов, тория и свинцов между оболочками Земли.

Первое допущение имеет известное основание, поскольку, как мы увидим ниже, экстраполяционные кривые накопления Pb^{206} и Pb^{207} практически сходятся в точке, отвечающей $Pb^{206} = 0$ и $Pb^{207} = 0$. Второе допущение: за время существования Земли отношения между ураном, торием и свинцом в породах нарушались лишь радиоактивным процессом.

О втором допущении подробнее см. дальше, в разделе V.

Очевидно, этот метод экстраполяции кривых накопления до значений $Pb^{206} = 0$ или $Pb^{207} = 0$ не дает возраста Земли, земной коры и т. п. и не указывает на состояние в это время планеты. Этот метод, строго говоря, дает время начала радиоактивного распада уранов или начала появления радиогенных свинцов.

Как мы увидим далее, некоторые авторы пытались найти путем математической статистики на кривой накопления радиогенных свинцов «точки» (до значений $Pb^{206} = 0$), отвечающие определенной распространенности радиогенных свинцов и одновременно возрасту земной коры или Земли, и т. п.

Мы считаем, что в настоящее время невозможно сколько-нибудь достоверное решение подобного рода задачи из-за отсутствия надлежащего количества данных (особенно для древних образцов) и вследствие значительной дисперсии определяемых величин, обусловленных не экспериментальными ошибками, которые относительно малы и практически не сказываются на определяемых величинах, а связаны с разбросом распространенности изотопов свинца.

Аналогичное определение возраста по ториевому свинцу оказалось невозможным, ввиду нереальности получаемых значений. Поэтому правильно считать, что Pb^{208} лишь частично радиогенного происхождения ($Th^{232} \rightarrow Pb^{208}$). Была попытка объяснить это несхождение данных по Pb^{208} с данными по другим изотопам тем, что

при дифференциации Земли на ядро и мантию торий, по сравнению со свинцом, в более значительной степени перешел в железное ядро. Однако, как мы увидим ниже, все происходит иначе.

Таким образом, очевидно, Pb^{208} лишь частично радиогенного происхождения. Интересно обратить внимание, особенно в связи с высокой сравнительно с другими изотопами свинца распространенностью Pb^{208} , что этот изотоп свинца является дважды магическим — как по числу протонов, так и нейтронов.

Кстати, несколько слов о Pb^{204} . Содержание Pb^{204} считается постоянным. Его накопления в настоящее время не происходит. Действительно, в древних галенитах (9 случаев) среднее содержание $Pb^{204} = 1,50$, в 48 молодых минералах свинца среднее содержание $Pb^{204} = 1,35$ (см. ниже).

Можно отметить некоторое небольшое завышение содержания Pb^{204} в ториевом свинце, по сравнению с его содержанием в урановом свинце*.

Другой метод определения возраста основан на проведении изохрон через точки, соответствующие серии образцов свинцовых минералов одинакового возраста.

Сущность его состоит в следующем. Из формулы (4) следует, что для серии минералов одинакового возраста t_n правая часть есть величина постоянная, т. е.

$$\frac{Pb^{207} - Pb_0^{207}}{Pb^{206} - Pb_0^{206}} = \frac{1}{139} \cdot \frac{e^{\lambda_{235} t_0} - e^{\lambda_{235} t_n}}{e^{\lambda_{238} t_0} - e^{\lambda_{238} t_n}} = R.$$

Отсюда следует, что для различных минералов одного возраста между Pb^{207} и Pb^{206} существует линейная зависимость:

$$Pb^{207} = R Pb^{206} + B,$$

где

$$B = Pb_0^{207} - R Pb_0^{206} = \text{const.}$$

Таким образом, в системе координат Pb^{207} , Pb^{206} через серию точек, соответствующих минералам одного возраста, можно провести прямую линию. Наклон этой прямой определяется постоянной величиной R . Определяя из графика величину наклона R , получаем из вышенаписанной формулы значение возраста t_0 .

Для полного решения всей проблемы нужно иметь минимально три хорошо датированных образца, два из которых одного геологического возраста.

Тогда через две точки одного геологического возраста проводим прямую линию, наклон которой определяет возраст; подставляя полученное значение возраста в правую часть формулы (4) для третьего образца, получаем значение наклона прямой линии, проведенной через третью точку. Точка пересечения двух прямых дает значения первоначальной распространенности Pb_0^{207} и Pb_0^{206} , соответствующие определенному таким образом возрасту t_0 .

Чей возраст таким образом устанавливается? Гоутерманс [4], воспользовавшийся этим приемом изохрон для определения возраста, считал, что он получил возраст урана. С этим нельзя согласиться. Метод по существу дает время до нарушения системы (более или менее «закрытой») вследствие дифференциации вещества этой системы. Он, возможно, дает возраст земной коры.

* Возможно, это связано с техникой масс-спектрального определения изотопного состава свинца.

III. ПРЕЖНИЕ ДАННЫЕ ПО ВОЗРАСТУ

Э.К. Герлинг [1] первый воспользовался данными Нира (табл. 1 и 2) и пытался оценить возраст Земли, пользуясь первым методом, при этом он считал известный образец свинца — ивигтут наиболее древним. С этим нельзя согласиться, так как это совершенно условно. Сегодня известны еще более древние образцы № 31 и 32 табл. 3, из наших данных.

Далее он получил ряд значений возраста, используя очень малое число данных. В результате он заключает, что «возраст Земли» около $3 - 4 \cdot 10^9$ лет.

Холмс [3] систематически с 1939 г. занимался вычислением возраста Земли или, как он теперь говорит, возраста земной коры по изотопному составу свинцов. Его взгляды эволюционировали. Он исходил из представления о существовании «первичного свинца». Холмс, пользуясь данными Нира, подверг их очень длинной статистической обработке. Он получил в результате до 1500 оценок возраста при различных вариантах исходных данных. Он отобрал «наивероятнейшее» значение возраста, сумма квадратов отклонения для которого меньше, чем для остальных случаев.

Крайние значения возрастов колебались от $2 \cdot 10^9$ до $6 \cdot 10^9$ лет. Он выбрал возраст $3,35 \cdot 10^9$ лет.

Критический разбор этой работы сделан Джеффрисом [7], который показал их условность.

Полученный им возраст $3,35 \cdot 10^9$ лет, при распространенности $Pb^{206} = 11,5$, а $Pb^{207} = 14,0$, не является достоверным с точки зрения независимого решения приведенных выше уравнений. Примененная Холмсом многократная искусственная комбинация небольшого числа экспериментальных данных не улучшает метода вычисления и не может привести к успешному однозначному решению данной проблемы. Однако многие авторы считают это полученное Холмсом значение $3,35 \cdot 10^9$ лет возрастом земной коры и, исходя из общих геологических соображений, тяготеют к этой величине.

Так, например, Буллард и Стенлей [6], взяв за основу возраст, полученный Холмсом более точным и математически безупречным вычислением, внесли свою, по существу не имеющую значения, поправку к нему. Действительно, почему нужна поправка в 2 % от значения возраста, когда идет спор о возрасте земной коры в 3 или в $5 \cdot 10^9$ лет?

Гоутерманс [4] воспользовался графическим методом изохрон и получил значение $(2,9 \pm 0,3) \cdot 10^9$ лет, которое он принял за возраст урана. Однако отсутствие достаточного количества хорошо датированных образцов не позволяет определить с достоверной точностью направление изохрон и их точку пересечения, ввиду чего величина возраста не может быть принята за истинное значение возраста урана. Более того, изохроны, проведенные для $\frac{Pb^{208}}{Pb^{206}}$, дают совершенно другие значения как для возраста, так и для Pb_0^{206} в сравнении с этими же величинами, полученными из изохрон $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$. Изохрона для $\frac{Pb^{208}}{Pb^{206}}$ проведена по точкам, относящимся ко всем возрастам 25 образцов Нира. Таким образом, ее направление и пересечение случайны и не имеют никакого принципиального значения.

Если по Холмсу и существует первоначальный свинец, то это еще не исключает его полного радиогенного происхождения. У Гоутерманса, очевидно, надо вводить еще какую-то дополнительную гипотезу, так как до образования урана существовал свинец с распространенностью изотопов $Pb^{207} = 14,03$ и $Pb^{206} = 11,52$. Если предположить, как мы уже говорили, что первоначальная распространенность изотопов Pb^{206} и Pb^{207} была равной нулю, т. е. допустить их полное радиогенное происхождение и не учитывать возможного перераспределения уранов, тория и свинцов по обо-

лочкам Земли за время ее существования, то, пользуясь первым методом, получим около $5 \cdot 10^9$ лет. Косци [8] получил эту цифру очень простой и приближенной экстраполяцией концентрации $\text{Pb}^{206} = 0$ из геохимических данных.

Недавно Альфер и Герман [5], обработав данные Нира, получили возраст $5,3 \cdot 10^9$ лет, считая это максимальным возрастом Земли.

IV. НОВЫЕ ДАННЫЕ

Нами произведен масс-спектрометром высокой разрешающей силы изотопный анализ 32 галенитов в возрасте от $30 \cdot 10^6$ лет до $1600 \cdot 10^6$ лет из геологических данных.

Для масс-спектрального анализа был использован PbJ_2 , который испарялся непосредственно в ионном источнике. После проведения анализа прибор тщательно очищался от остатков образца продолжительным прогревом с последующим контролем чистоты данной области масс-спектра. Для выявления и устранения систематических ошибок прибора был использован в качестве контроля изотопный состав ртути, измеряемый одновременно с изотопным анализом свинца. Прибор был отъюстирован на оптимальные условия работы со свинцом. Измерения изотопного состава свинцов производились в двух областях масс-спектра. Некоторые образцы были проанализированы повторно, причем между первым и повторным измерениями проводились анализы других образцов свинцов и были получены хорошо совпадающие результаты. Для образцов № 21, 22, 23, 24 (табл. 3), исследованных нами и Ниром, были получены идентичные данные. Относительная вероятная погрешность результата измерения изотопного состава свинца для всех анализируемых образцов в среднем составила не более $\pm 1\%$. Таким путем был проанализирован изотопный состав 32 образцов галенита, главным образом собранных на территории СССР. Несмотря на естественно небольшие изменения изотопного состава свинцов, особенно за последние $1600 \cdot 10^6$ лет, эти изменения, как видно из таблиц, точно определяются и имеют закономерный характер. Однако наблюдаются и заметные отклонения в изотопном составе у ряда образцов — например, № 26, 27, 29 (а также образцов Джоппин). Наблюдается несоответствие геологического возраста с возрастом, определенным по изотопному составу свинцов, как по нашим данным, так и по данным Нира (Джоппин, галенит из Австрии, ивигтут). Одни авторы при обработке материала считают более с геологическим возрастом образцов (собственно говоря, породы, с которой образец свинца как-то связан), другие же основываются на возрасте, определенном по изотопному составу. В зависимости от этого они и помещают свои расчеты в таблицы данных.

Нам представляется, что каждый случай отклонения геологического возраста от изотопного должен прежде всего хорошо быть разобран с геологических позиций.

Более надежная обработка экспериментального материала могла бы быть произведена, если бы существовал критерий для весьма тщательного отбора образцов. В этом направлении мы сейчас работаем. Тогда, весьма вероятно, все образцы должны были бы точно лечь на вычисленную кривую накопления радиогенных свинцов.

Мы произвели математическую обработку всех полученных данных, как своих, так и Нира, всего для 57 образцов. Вычисление возраста было произведено обработкой экспериментальных данных методом наименьших квадратов с экстраполяцией полученных кривых к предполагаемому началу радиоактивного распада материнских элементов. Мы имеем в виду первый метод вычисления.

Таблица 3
Изотопный состав обыкновенного свинца

№ п/п.	Месторождение	Геологический возраст, 10 ⁶ лет	Распространенность изотопов			
			204	206	207	208
1	Монте-Негро, Боливия	Неоген 25	1,00	17,77	15,17	37,82
			1,00	17,74	15,22	37,94
			1,00	17,75	15,20	37,88
2	Приморье, ДВК	Палеоген	1,00	17,38	14,91	36,70
3	Серавецца, Италия	Юный третичный 50	1,00	18,51	16,05	38,13
4	ДВК	Палеоген 60	1,00	18,60	16,11	38,95
5	Зангезур, Арм. ССР	Палеоген — юра 60	1,00	17,84	15,42	38,16
6	Сев. Кавказ	В. мел 60	1,00	17,32	14,98	36,54
7	Якутия	Н. мел 100	1,00	17,62	15,13	37,35
			1,00	17,53	15,04	37,09
			1,00	17,58	15,09	37,22
8	Болеслав, Карпаты	Неоген или мезозойский 130	1,00	18,42	15,89	39,25
9	Сев. Кавказ	Палеоген — в. юра 130	1,00	18,84	16,16	38,98
10	Садон, Сев. Кавказ	Палеоген — в. юра 130	1,00	18,37	16,00	39,27
11	Арм. ССР	Палеоген — юра 130	1,00	18,45	15,80	39,01
12	Забайкалье	В. юра — триас 180	1,00	18,18	15,87	39,41
			1,00	18,26	15,83	39,13
			1,00	18,22	15,85	39,27
13	Южная Киргизия	Пермь 200	1,00	17,97	16,33	38,42
			1,00	18,07	16,17	38,40
			1,00	18,02	16,26	38,41
14	Кураменский хр., Ср. Азия	Пермь 200	1,00	18,85	16,68	38,62
			1,00	18,73	16,61	38,48
			1,00	18,79	16,64	38,55
15	Сев. Киргизия	Пермь 200	1,00	17,68	15,43	38,42
16	Киргизская ССР	Пермь 200	1,00	18,51	15,79	39,22
17	Кураменский хр.	Пермь — в. карбон 220	1,00	17,70	15,48	38,32
			1,00	17,60	15,43	38,20
			1,00	17,65	15,45	38,26

Таблица 3 (окончание)

№ п/п.	Месторождение	Геологический возраст, 10 ⁶ лет	Распространенность изотопов			
			204	206	207	208
18	Южный забой, Алтай	Пермь — в. карбон 220	1,00	17,98	15,98	37,75
			1,00	18,09	15,95	37,71
			1,00	18,03	15,96	37,73
19	Зап. Тянь-Шань	Пермь — в. карбон 220	1,00	17,27	15,11	36,89
20	Кара-тау	Пермь — в. карбон 220	1,00	17,04	15,07	37,13
21	Нассау, Германия	Пермь — карбон 220	1,00	18,15	15,69	37,56
22	Саксония, Германия	Пермь — карбон 220	1,00	17,34	15,37	37,60
23	Джоплин III, США	В. карбон 220	1,00	22,41	15,92	41,42
			1,00	22,43	16,10	41,52
			1,00	22,42	16,01	41,47
24	Джоплин I, США	В. карбон 220	1,00	21,67	15,70	40,64
			1,00	21,90	15,74	40,89
			1,00	21,78	15,72	40,76
25	Нагольный кряж, Украина	Карбон 260	1,00	18,49	16,10	39,59
26	Зап. Прибайкалье	Карбон — девон 260	1,00	18,61	16,45	40,14
			1,00	18,67	16,47	40,11
			1,00	18,64	16,46	40,12
27	Сев. Урал	Пермь — девон 320	1,00	20,10	16,08	39,92
28	Сев.-Зап. Казахстан	Пермь — девон 320	1,00	16,02	14,38	34,44
29	Прибалхашье, Центр. Казахстан	Пермь — девон 320	1,00	19,70	15,80	37,68
30	Центр. Казахстан	Пермь — девон 320	1,00	17,49	15,13	37,18
31	Карело-Финская ССР	Докембрий 1600	1,00	14,26	14,77	33,23
32	Кинон-Козизала, Финляндия	Докембрий 1600	1,00	14,27	14,64	32,96

Таблица 3а
Изотопный состав обыкновенного свинца
 (Данные Геохим. инст. АН СССР)

№ п/п.	Месторождение	Геологический возраст, 10 ⁶ лет	Распространенность изотопов			
			204	206	207	208
1	Монте-Негро, Боливия	Неоген 25	1,39	24,71	21,16	52,74
2	Приморье, ДВК	Палеоген 50	1,43	24,84	21,30	52,44
3	Серавецца, Италия	Юный третичный 50	1,36	25,12	21,78	51,74
4	ДВК	Палеоген и древнее 60	1,34	24,91	21,58	52,17
5	Зангезур, Арм. ССР	Палеоген — юра 60	1,38	24,64	21,29	52,70
6	Сев. Кавказ	В. мел. 60	1,43	24,80	21,45	52,32
7	Якутия	Н. мел. 100	1,41	24,80	21,29	52,50
8	Болеслав, Карпаты	Неоген или мезозойский 130	1,34	24,72	21,32	52,62
9	Сев. Кавказ	Палеоген — в. юра 130	1,33	25,13	21,55	51,99
10	Садон, Сев. Кавказ	Палеоген — в. юра 130	1,34	24,61	21,44	52,61
11	Арм. ССР	Палеоген — юра 130	1,35	24,84	21,28	52,53
12	Забайкалье	В. юра — триас 180	1,35	24,51	21,92	52,82
13	Южная Киргиз.	Пермь 200	1,36	24,45	22,07	52,12
14	Кураменский хр., Ср. Азия	Пермь 200	1,33	25,06	22,19	51,42
15	Сев. Киргизия	Пермь 200	1,38	24,38	21,27	52,97
16	Киргизская ССР	Пермь 200	1,34	24,84	21,19	52,63
17	Кураменский хр., Ср. Азия	Пермь — в. карбон 220	1,38	24,39	21,35	52,88
18	Южный забой, Алтай	Пермь — в. карбон 220	1,38	24,79	21,95	51,88
19	Зап. Тянь-Шань	Пермь — в. карбон 220	1,42	24,58	21,50	52,50
20	Кара-тау	Пермь — в. карбон 220	1,42	24,26	21,46	52,86
21	Нассау, Германия	Пермь — карбон 220	1,38	25,07	21,67	51,88
22	Саксония, Германия	Пермь — карбон 220	1,41	24,38	21,61	52,60
23	Джоплин, США	В. карбон 220	1,24	27,71	19,79	51,26
24	Джоплин, США	В. карбон 220	1,26	27,48	19,83	51,43
25	Нагольный кряж, Украина	Карбон 260	1,33	24,59	21,42	52,66
26	Зап. Прибайкалье	Карбон — девон 260	1,31	24,45	52,66	52,64
27	Сев. Урал	Пермь — девон 320	1 30	26,07	20,86	51,78
28	Сев.-Зап. Казахстан	Пермь — девон 320	1,52	24,33	21,84	52,31
29	Прибалхашье, Центр. Казахстан	Пермь — девон 320	1,35	26,56	21,30	50,79
30	Центр. Казахстан	Пермь — девон 320	1,41	24,70	21,37	52,52
31	Карело-Финская ССР	Докембрий 1600	1,58	22,54	23,35	52,53
32	Кинон-Козиала, Финляндия	Докембрий 1600	1,59	22,70	23,29	52,42

На графиках (ветвь *a*) показано, что кривые накопления $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$ и $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$ пересекаются в пределах ошибок вычисления в одной точке, которой соответствует время около $(5,2 \pm 0,5) \cdot 10^9$ лет. Это время дает начало накопления Pb^{207} и Pb^{206} . Кривая накопления Pb^{208} не пересекает оси времени. Таким образом, допуская, что Pb^{206} и Pb^{207} полностью радиогенного происхождения и что никакого перераспределения свинцов и уранов в земной коре и в Земле не происходило, можно ожидать, что со времени начала распада урана прошло $(5,2 \pm 0,5) \cdot 10^9$ лет.

V. О ВОЗМОЖНОМ НАРУШЕНИИ РАСПРОСТРАНЕННОСТИ УРАНОВ, ТОРИЯ И СВИНЦОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Общепринято считать, что рудный свинец был отторгнут в какое-то время из пород или магмы. Различие во времени отторжения свинцов из породы или магмы и различие первичной концентрации в породе или магме уранов, тория и свинцов не мешают принципиально возможности определения возраста по вышеуказанным методам вычисления. Основными причинами, которые могли бы нарушить нормальное содержание изотопов свинца и которые обнаруживались по несогласию между геологическим возрастом минерала и возрастом, определенным по изотопному составу, являлись, на наш взгляд, следующие:

1) Возможное разделение в природных условиях U^{238} от U^{235} ; 2) неоднократность отторжения свинца из пород (или магмы) и 3) смешение пород или магм, смешение свинцов различного времени отторжения и, наконец, механическое смешение породы (осадочной) с рудным свинцом в результате геохимических процессов.

Что касается разделения изотопов урана, то, несмотря на ограниченность экспериментальных данных, это предположение можно отвергнуть.

Неоднократность отторжения свинца из породы (особенно для древних пород) связана прежде всего с нарушением первоначального отношения U/Pb в породе, и, следовательно, как легко понять, вторичные и последующие отторжения свинцов из той же породы дают свинец, изотопный состав которого отклоняется на кривой накопления радиогенного свинца. Наиболее гигантский масштаб первичного отторжения свинца из пород земной коры можно себе представить в период дифференциации Земли на оболочки, образования гранитной оболочки, к которой относятся все наши свинцовые минералы.

В настоящее время с известным риском мы можем представить себе характер перераспределения уранов, тория и свинцов при образовании земной коры. В табл. 4 дано современное распределение в породах Земли этих элементов. Здесь же приведены данные для метеоритов, которые менее надежны.

Таблица 4
Содержание радиоактивных элементов в породах

Элементы	Кислые породы, % 10^4	Основные породы, % 10^4	Ультра-основные породы, % 10^4	Каменные метеориты, % 10^4	Железные метеориты, % 10^4
Уран	4	1	0,3	(0,1)	0,008
Торий.....	14	4	1	(1)	0,04
Свинец.....	16	9	5	2	6

Мы не можем сейчас представить механизма образования земной коры. Мы невольно должны сравнивать наши данные с составом метеоритов. Очевидно, при дифференциации вещества Земли на железо-никелевое ядро и мантию среднее содержание свинца в земной коре, гранитах уменьшилось в несколько раз, вследствие растворения части свинца в железном ядре. С другой стороны, содержание урана и тория в алюмосиликатных породах и, в частности, в гранитах увеличилось во многие десятки раз. Соразмерны ли эти возможные нарушения концентрации урана, тория и свинца с тем порядком точности, с которым мы производим вычисление возраста по изотопному составу любым из названных выше методов? Вычисления, которые мы в этом направлении провели, показали, что резких изменений ожидать нельзя. Неоднократность отторжения свинца из пород может иметь и меньший масштаб. Но этот вопрос недостаточно освещен.

Наконец, нарушение нормального изотопного состава может быть в результате смешения свинцов разного происхождения различным путем. Здесь могут быть разнообразные случаи. Например, более древний свинец захоронен в породе более молодого возраста. Повидимому, этот случай имеет место для образца из Ивигтута. Смешение рудного свинца со свинцом породы, повидимому, довольно частое явление. Так, образцы № 9-11 в табл. 2 и № 27 и 29 в табл. 3, повидимому, являются результатом такого рода смешения. Примерно около 15% всех анализируемых образцов по изотопному составу имеют явные признаки смешения, добавки более молодого по изотопному составу свинца.

VI. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА С УЧЕТОМ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ

Из всего сказанного выше следует, что мы не можем экстраполировать полученные кривые накопления изотопов свинца Pb^{206} , Pb^{207} и Pb^{208} до нуля, а лишь до какого-то момента, соответствующего времени дифференциации земного вещества, так как до этого времени скорость накопления изотопов свинца была иной в соответствии с меньшей концентрацией материнских элементов. А это, как легко понять, увеличивает время накопления радиогенного свинца, как и показано на фиг. 1, 2, 3, где ветвь *a*, как мы видели, соответствует накоплению свинца без учета дифференциации, а ветвь *b* ориентировочно показывает двухэтапное накопление свинца. Для вычисления времени начала радиогенного накопления свинцов с учетом дифференциации земного вещества следовало бы вывести такую зависимость, которая включала бы коэффициенты, отражающие изменения концентрации Урана, тория и свинца в период дифференциации земного вещества.

Обозначим:

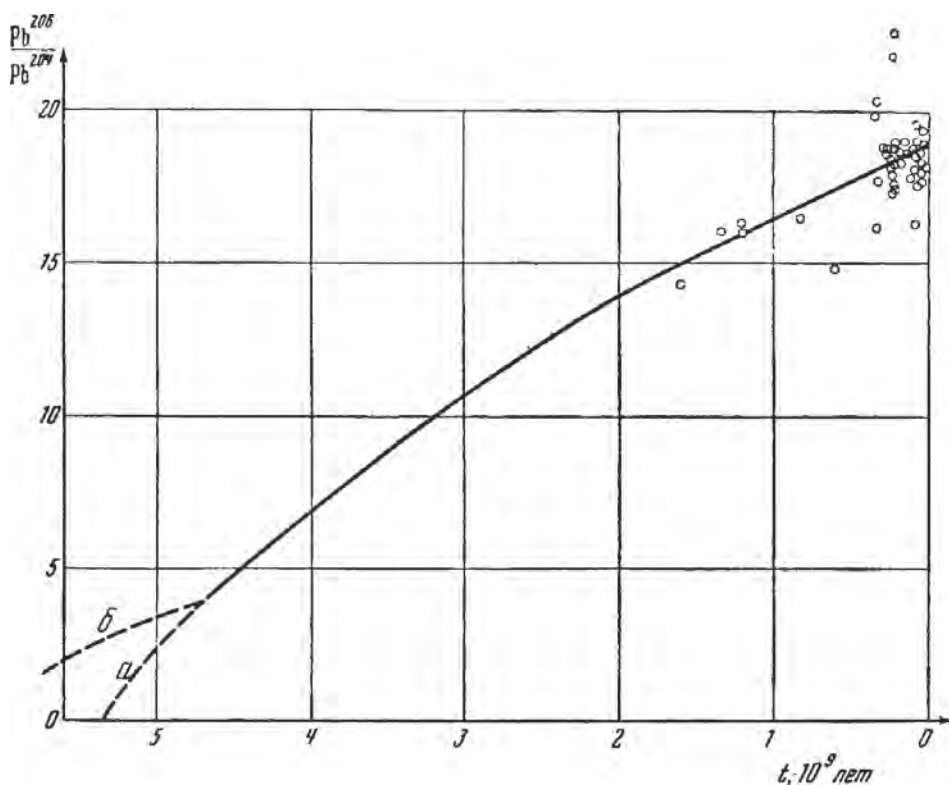
t_1 — время с начала радиоактивного распада до периода дифференциации Земли на оболочки;

t_2 — время от периода дифференциации до настоящего времени;

t_n — возраст галенита, причем $t_1 + t_2 = t$.

Тогда за первый период (t_1) накопилось радиогенного свинца:

$$Pb_n^{206} = U_n^{238} (e^{\lambda_{238} t_1} - 1).$$



Фиг. 1. График накопления Pb^{206} .

Полагая, что концентрация свинца при дифференциации изменилась в P раз, получаем величину истинного прироста радиогенного свинца в земной коре за первый период:

$$Pb_{t_1}^{206} = \frac{U_{t_1}^{238}}{P} \cdot (e^{\lambda_{238} t_1} - 1).$$

Учитывая увеличение концентрации урана в земной коре при дифференциации в K раз и время кристаллизации (t_n) минерала, получаем прирост радиогенного свинца в земной коре за второй период (t_2):

$$Pb_{t_2}^{206} = U_t (e^{\lambda_{238} t_2} - e^{\lambda_{238} t_n}).$$

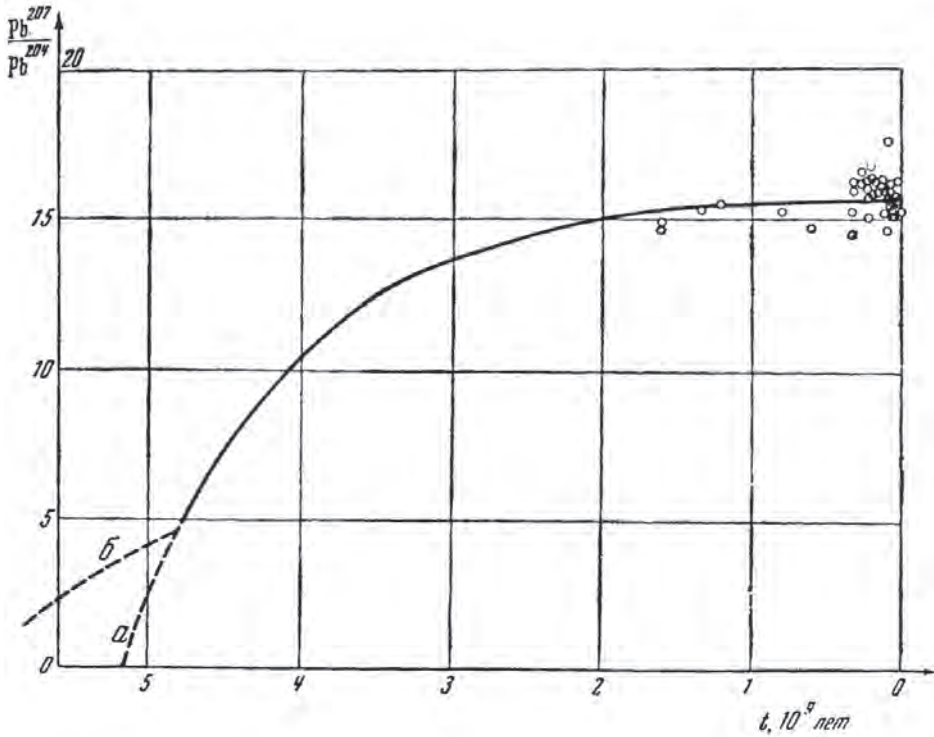
Таким образом, полное количество Pb^{206} в земной коре определяется:

$$Pb^{206} = Pb_H^{206} + U_t \left[\frac{e^{\lambda_{238} t_2}}{PK} (e^{\lambda_{238} t_1} - 1) + (e^{\lambda_{238} t_2} - e^{\lambda_{238} t_n}) \right], \quad (5)$$

при этом

$$U_t = \frac{U_t}{K} \cdot e^{\lambda_{238} t_2}.$$

Pb_H^{206} — первоначальная распространенность изотопа свинца космического происхождения.

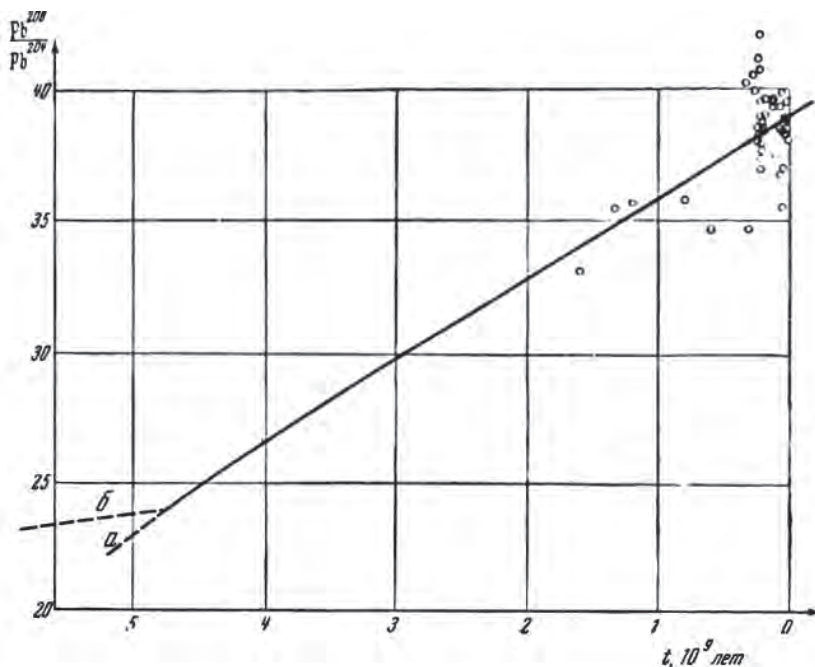

 Фиг. 2. График накопления Pb^{207} .

Аналогично могут быть написаны формулы для остальных изотопов свинца. Для определения возраста из отношения изотопов свинца формула принимает вид:

$$\frac{Pb^{207} - Pb_H^{207}}{Pb^{206} - Pb_H^{206}} = \frac{U_i^{235}}{U_i^{238}} \cdot \frac{e^{\lambda^{235} t} (e^{\lambda^{235} t} - 1) + KP (e^{\lambda^{235} t} - e^{\lambda^{238} t})}{e^{\lambda^{238} t} (e^{\lambda^{238} t} - 1) + KP (e^{\lambda^{238} t} - e^{\lambda^{235} t})}. \quad (6)$$

Из кривых накопления радиогенного свинца следует, что максимальный возраст дифференциации Земли на оболочки, т. е. возраст образования земной коры, не превышает $(5,2 \pm 0,5) \cdot 10^9$ лет. Однако из вышеуказанного нельзя получить более определенных выводов о возрасте земной коры, для чего необходимо воспользоваться другими соображениями.

С этой целью мы использовали вышеизложенный метод изохрон. Для вычисления возраста земной коры нами были использованы следующие 35 образцов возраста от $25 \cdot 10^6$ лет до $320 \cdot 10^6$ лет: из табл. 1 образцы № 1-7, 13-18 и из табл. 3 образцы № 1-12, 14-20, 25, 26, 30. При этом были исключены образцы с аномальным отношением Pb^{207}/Pb^{206} . Ввиду незначительного прироста радиогенного свинца за последние $300 \cdot 10^6$ лет, который перекрывается разбросом в изотопном составе, обусловленным другими причинами, целесообразно было объединить в одну одно-возрастную группу вышеперечисленные образцы, приписав им некоторый средний возраст $200 \cdot 10^6$ лет.



Фиг. 3. График накопления Рb²⁰⁸.

Наиболее вероятное направление прямой, проведенной через серию образцов в 35 точек, было определено методом наименьших квадратов. Для этого напишем распространенность изотопов свинца к концу периода дифференциации:

$$Pb_0^{206} = Pb_H^{206} + \frac{U_t e^{\lambda_{238} t_2}}{PK} (e^{\lambda_{238} t_1} - 1);$$

тогда из отношения изотопов свинца получаем выражение для определения возраста земной коры

$$\frac{Pb^{207} - Pb_0^{207}}{Pb^{206} - Pb_0^{206}} = \frac{U_t^{235}}{U_t^{238}} \frac{e^{\lambda_{235} t_2} - e^{\lambda_{235} t_n}}{e^{\lambda_{238} t_2} - e^{\lambda_{238} t_n}}, \quad (7)$$

$$\text{где } \frac{U_t^{235}}{U_t^{238}} = \frac{1}{139};$$

t_2 — возраст земной коры;

t_n — средний возраст группы минералов.

Вводя следующие обозначения: $Pb^{207} = y$; $Pb^{206} = x$; $(R Pb_0^{206} - Pb_0^{207})$, получаем:

$$y - Rx + q = 0.$$

Используя метод наименьших квадратов, получаем два уравнения для определения неизвестных R и q :

$$\sum_{i=1}^m x_i y_i - R \sum_{i=1}^m x_i^2 + q \sum_{i=1}^m x_i = 0,$$

$$\sum_{i=1}^m y_i - R \sum_{i=1}^m x_i + m q = 0,$$

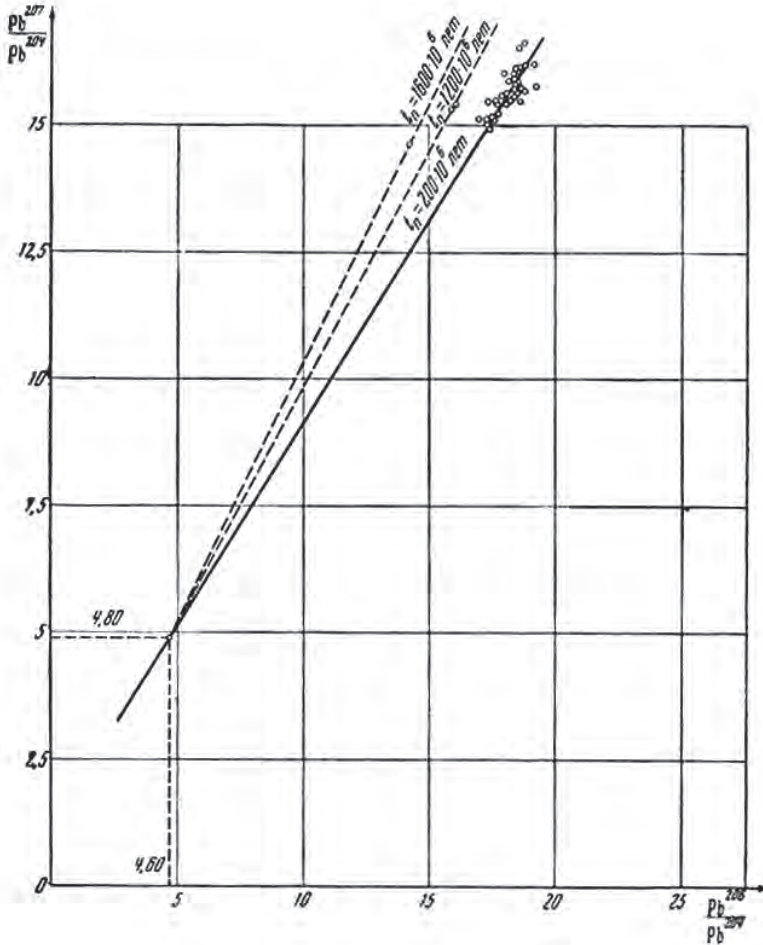
где m — число сгруппированных образцов.

Отсюда находим:

$$R = 0,80 + 0,05,$$

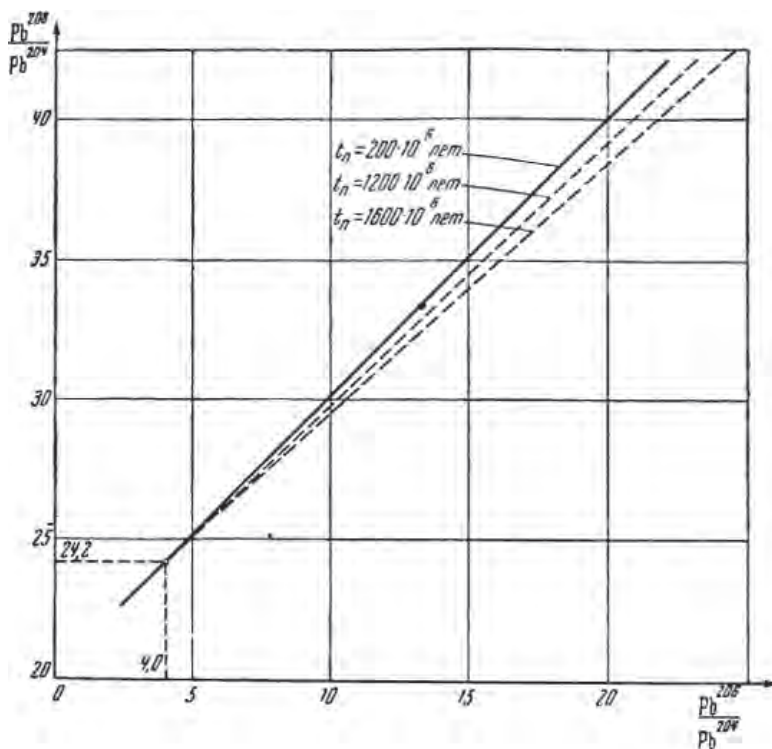
$$q = -1,15.$$

Подставляя найденное значение R в правую часть выражения (7), определяем возраст земной коры, который оказался равным $(4,9 \pm 0,3) \cdot 10^9$ лет.



Фиг. 4.

Для определения начальной распространенности изотопов свинца, соответствующей периоду дифференциации, мы воспользовались точкой пересечения полученной прямой с изохронами, проведенными через точки, соответствующие древним образцам. Нами было проведено 3 изохроны (фиг. 4) через точки образцов № 22 и 25 из табл. 1 и № 31 из табл. 3, причем наклон каждой изохроны вычислялся из правой части уравнения (7). В результате совместного решения полученных уравнений были определены средние значения начальной распространенности



Фиг. 5.

изотопов свинца, соответствующие периоду дифференциации Земли:

$$\frac{Pb_0^{206}}{Pb^{204}} = 4,6 \pm 1,2 \quad \frac{Pb_0^{207}}{Pb^{204}} = 4,8 \pm 1,0.$$

Аналогичные вычисления нами были произведены для изохрон Pb^{208}/Pb^{206} (фиг. 5) по формуле:

$$\frac{Pb^{208} - Pb_0^{208}}{Pb^{206} - Pb_0^{206}} = \frac{Th}{U} \cdot \frac{e^{\lambda_{232}t_2} - e^{\lambda_{232}t_0}}{e^{\lambda_{238}t_2} - e^{\lambda_{238}t_0}}.$$

и были получены следующие значения: $t_2 = (4,9 \pm 0,5) \cdot 10^9$ лет;

$$\frac{Pb_0^{206}}{Pb^{204}} = 4,0 \pm 1,5; \quad \frac{Pb_0^{208}}{Pb^{204}} = 24,2 \pm 2,0 \text{ при } \frac{Th}{U} = 4,0.$$

Таким образом, имеем возраст земной коры $t_2 = (4,9 \pm 0,5) \cdot 10^9$ лет и начальную распространенность изотопов свинца $Pb^{204} = 1,0$; $Pb_0^{206} = 4,6 \pm 1,5$; $Pb_0^{207} = 4,8 \pm 1,0$; $Pb_0^{208} = 24,2 \pm 2,0^*$.

В соответствии с полученными результатами мы имеем процесс двухэтапного накопления изотопов свинца за время существования Земли, что показано на фиг. 1, 2, 3.

* Вычисления возраста земной коры по методу изохрон введены авторами в статью дополнительно при ее редактировании. — Ред.

VII. КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Метод экстраполяции кривых накопления свинцов до $Pb^{206} = 0$ или $Pb^{207} = 0$ дает определение времени начала радиоактивного распада урана или начала образования радиогенных изотопов свинца в предположении их полного радиогенного происхождения. Этим методом путем обработки 57 образцов получен возраст $(5,2 \pm 0,5) \cdot 10^9$ лет. Однако это время несколько занижено, вследствие того, что мы не учитывали возможной дифференциации Земли на оболочки и перераспределения урана, тория и свинцов. Если принять это во внимание, то время от начала радиоактивного распада урана несколько увеличивается. Таким образом, метод экстраполяции этих кривых до нулевого значения не дает точного значения ни возраста Земли, ни земной коры и не указывает на характер состояния планеты в найденное время.

В настоящее время при недостаточности данных по изотопному составу свинцов невозможно найти путем статистической обработки данных на кривой накопления свинцов точки, отвечающей образованию Земли или земной коры, из-за большой погрешности и условности этих вычислений.

2. Метод изохрон, возможно, позволяет вычислить возраст земной коры, пользуясь методом наименьших квадратов, по трем средним возрастам $200 \cdot 10^6$ лет, $1200 \cdot 10^6$ лет и $1600 \cdot 10^6$ лет. Точки пересечения изохрон отвечают $(4,9 \pm 0,5) \cdot 10^9$ лет.

3. Таким образом, при наличии 57 образцов возраст, определенный разными методами, дает в общем совпадающие результаты. Это, возможно, указывает на то, что образование Земли, земной коры и начало распада урана — события, геологически очень близкие во времени. Этот вывод можно сделать и из ряда других косвенных данных.

4. Из всех полученных данных можно заключить, что минимальный возраст Земли и возраст земной коры в пределах ошибок вычислений имеют величину в $(5,0 \pm 0,5) \cdot 10^9$ лет.

*Институт геохимии и аналитической химии
имени В. И. Вернадского АН СССР*

ЛИТЕРАТУРА

1. Старик И.Е. Радиоактивные методы определения геологического времени. ГОНТИ, 1938; Э.К. Герлинг. ДАН, 74, 282, 1942.
2. Nier A.O., Thompson R.W., Morphey B.F. Phys. Rev., 60, 112, 1941.
3. Holms A. Nature, 163, 453, 1949.
4. Houtermans F.G. Z. Naturforsch., 2a, 322, 1947.
5. Alpher R.A. a. Herman R.C. Phys. Rev., 84, 1111, 1951.
6. Bullard, E.C. a. Stanley J.P. Ver. Finn. Geodat. Inst., 36, 33, 1949.
7. Jeffreys H. Nature. 162, 822, 1948.
8. Косыу F.F. Nature. 151, 24, 1943.
9. Виноградов. А.П., Задорожный И. К., Зыков С.И. ДАН СССР, 85, № 5, 1952.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПО C^{14} Сообщение I*

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР,
Москва*

ВВЕДЕНИЕ

C^{14} — радиоактивный изотоп — претерпевает β -превращение с полупериодом 5568 ± 30 лет. Как хорошо известно в настоящее время, C^{14} образуется в атмосфере под действием космических нейтронов на азот по ядерной реакции — $N^{14}(n, p)C^{14}$.

C^{14} смешивается с обычным углеродом — CO_2 атмосферы и затем усваивается организмами или входит в состав природных карбонатов. Если допустить, что содержание C^{14} в атмосфере за последние десятки тысячелетий практически не изменилось, то, измеряя содержание C^{14} в древесине деревьев, в твёрдых природных карбонатах и т.д., можно определить абсолютный возраст образцов биологического происхождения с момента их смерти, а карбонатов с момента их образования. Из известных в этом направлении данных следует, что, по-видимому, содержание C^{14} на Земле оставалось за это время без изменения, а древесина ископаемых деревьев и торф (клетчатки, лигнин) являются пригодными для подобного рода определений, так как со временем они не обмениваются с углеродом среды [1, 2].

Углеродный метод определения абсолютного возраста был предложен в 1946 году Либби [3]. В настоящее время известны, по крайней мере, четыре различных варианта определения C^{14} в природных углеродсодержащих веществах. Либби определял β -активность C^{14} в виде твёрдого углерода, полученного сжиганием древесины и др., нанесённой на внутреннюю поверхность цилиндра сеточно-стенного счётчика. А.В. Трофимов у нас в лаборатории работал этим методом. Метод подробно изложен Либби и его сотрудниками [1]. Следующий вариант метода определения β -активности углерода — получение газообразных соединений и измерение активности пропорциональным счётчиком. Этим путём измерения активности C^{14} , газообразных соединений углерода пошли некоторые исследователи, которые использовали для этих целей CO_2 [4, 5, 6, 7], C_2H_2 [8, 9, 10, 11], C_2H_6 [12], CH_4 [13, 14]. Далее вариант — сцинтилляционный, основан на счёте с помощью сцинтилляционного счётчика активности C^{14} жидкого органического соединения, синтезированного из углерода датируемого образца [15, 16]. И, наконец, известны попытки определения C^{14} по трекам β -частиц в фотоэмульсиях [17].

Имея значительный опыт работы с твёрдым углеродом, который у нас проводил А.В. Трофимов, мы решили пойти по пути счёта активности газа.

Метод измерения активности твёрдого углерода мало эффективен — около 5%, эффективность счёта C^{14} в пропорциональном счётчике около 100%. В методе твёрдого углерода угольный порошок сорбирует газы (радон и др.), химическая подготовка ведётся открыто — при контакте с воздухом лаборатории, каждый раз для введения цилиндра с нанесённым твёрдым углеродом требуется разборка счётчика. При химической подготовке образца дерева для счёта в виде газа почти весь процесс можно вести в закрытой, герметизированной аппаратуре, без контакта с атмосферой. Газовый метод представляет большие преимущества ещё и в том отношении, что позволяет увеличивать количество атомов углерода в счётчике путём введения газа, в молекуле которого имеется несколько атомов углерода, например

* Геохимия. 1956. № 8. С. 3–9. Соавторы: А.Л. Девириц, Э.И. Добкина, Н.Г. Маркова, Л.Г. Мартищенко.

ацетилен, бутан и другие [18], и путём повышения давления этого газа в счётчике. Наименее сложным является использование для счёта газообразного CO_2 . Очистка его относительно проста. Однако мы остановились на этане, имеющем в молекуле два атома углерода. Ацетилен оказался в наших условиях небезопасным в обращении. Нужно сказать, что C_2H_6 и CH_4 обладают лучшими счётными свойствами по сравнению с CO_2 и не требуют очень глубокой очистки от примесей, влаги, как это мы сами убедились и как это известно из литературы [14, 19].

Ниже мы кратко излагаем методику и некоторые результаты по измерению абсолютного возраста ряда образцов древесины и торфа. Детально химическая подготовка образцов и счётная аппаратура будут описаны в следующем сообщении.

ХИМИЧЕСКАЯ ПОДГОТОВКА ОБРАЗЦОВ

Химическая подготовка образца древесины, торфа сводилась к получению C_2H_6 . Образец около 30-50 г в токе O_2 сжигался до CO_2 , которая вымораживалась жидким азотом. Таким образом, CO_2 очищалась от других газообразных примесей.

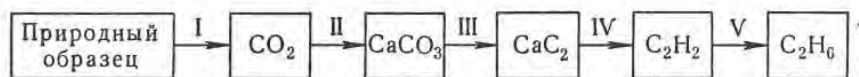


Рис. 1. Схема химической подготовки этана:

I — сжигание в токе O_2 или разложение HCl ; *II* — поглощение 6N раствором NH_3 и осаждение 6N раствором $CaCl_2$; *III* — нагревание с порошком Mg до 800-900°C; *IV* — разложение дистиллированной водой; *V* — гидрирование на катализаторе Ni

Очищенная от примесей CO_2 могла быть непосредственно использована для счёта активности углерода, либо для синтеза метана, ацетилена, этана и других более тяжёлых углеводородов. Поскольку мы работали главным образом с C_2H_6 , далее кратко изложено лишь его получение.

На рис. 1 приводится схема получения этана. Наиболее сложным звеном химического процесса явилось получение карбида кальция. Известно, что при нагревании $BaCO_3$ с металлическим Mg получается карбид бария [20]. Но соли Ba более других бывают загрязнены радием. Поэтому мы разработали метод получения карбида Ca из $CaCO_3$ по реакции



Из CaC_2 получался C_2H_2 . Он вымораживался жидким азотом. Затем C_2H_2 гидрировался для получения этана в установке, где циркуляция газов над никелевым катализатором осуществлялась с помощью циркуляционного насоса (рис. 2). Выход этана приблизительно 100% [21]. Этан перед измерением выдерживался около 2-3 недель для гарантии распада радона. Затем этан замораживался в съёмной пробирке с краном и подсоединялся к системе наполнения пропорционального счётчика без соприкосновения с атмосферным воздухом.

Для снижения фона от γ и мягкого космического излучений счётчик помещался вертикально «в яму» размером 300×400×700 мм. Толщина стальных стенок 21 см. Опыт показал, что при горизонтальном размещении счётчика фон ниже. Для защиты от жёсткой компоненты космических лучей пропорциональный счётчик был окружён кольцом из 15 стандартных, хорошо испытанных счётчиков Гейгера (типа ГС-30), включённых с ним по схеме антисовпадений. Фон пропорционального счётчика без экранирования при неработающем кольце был ~ 450 имп./мин., экранированного счётчика при неработающем кольце — 145 имп./мин., счётчика в экране с работающим кольцом — 26 имп./мин. Фон самого кольца в экране ~ 2800 имп./мин.

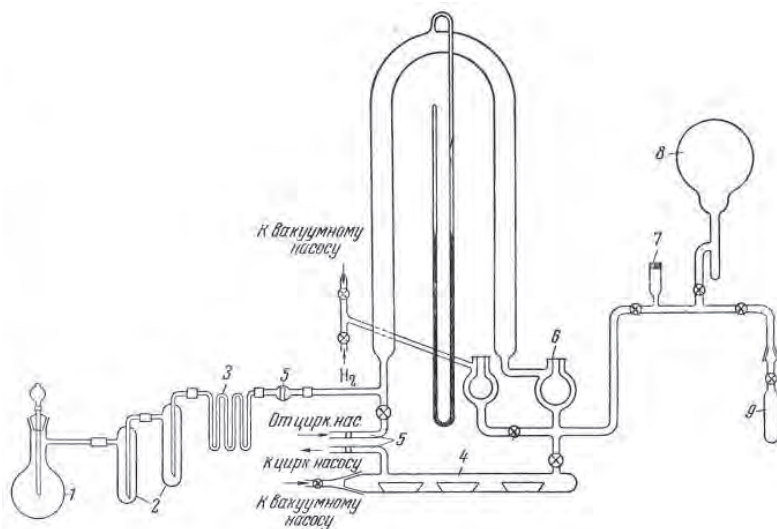


Рис. 2. Установка для получения этана:

1 — колба с CaC_2 ; 2 — ловушки для замораживания влаги; 3 — многоколенчатая ловушка для улавливания тумана; 4 — реактор; 5 — пористый фильтр; 6 — ловушка для замораживания C_2H_2 и C_2H_6 ; 7 — термопарная лампа ЛТ-2; 8 — колба для хранения этана; 9 — съёмная пробирка для передачи этана в систему наполнения счётчика.

СЧЁТНАЯ АППАРАТУРА

Счётная аппаратура состояла из пропорционального счётчика, защитного кольца из счётчиков Гейгера и электронно-счётного оборудования. Счётчик вместе с кольцом помещался в экран из стальных плит для снижения фона.

Конструкция счётчика, который наполнялся испытуемым газом, показана на рис. 3. Катодом счётчика служит стальная труба длиной 435 мм, внутренний диаметр которой 52 мм. Анод — вольфрамовая нить диаметром 0,028 мм. Для устранения ложных импульсов нить окружена охранным кольцом и выведена через стеклянный изолятор. Торцы счётчика сделаны из полистирола. Изоляторы счётчика испытывались на напряжение 13,5 kV.

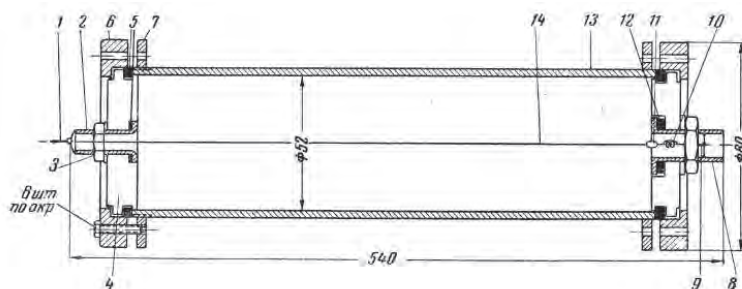


Рис. 3. Эскиз счётчика:

1 — вывод нити — медь; 2 — штуцер из латуни; 3 — гайка с шайбой; 4 — полистирол; 5 — вакуумная резина; 6 — фланец; 7 — фланец с резьбой; 8 — штуцер из стали; 9 — устройство для крепления нити; 10 — пружина; 11 — изолятор; 12 — вакуумная резина; 13 — корпус; 14 — анод-вольфрам

Блок-схема счётной аппаратуры представлена на рис. 4. Импульсы от пропорционального счётчика поступают на предусилитель, который выполнен на одной половине лампы 6Н1П. Предусилитель даёт усиление, равное 10. Другая половина лампы используется как катодный повторитель. Предусилитель размещён в непосредственной близости от счётчика, а с основным усилителем соединён экранированным кабелем. Основной усилитель импульсов имеет максимальный коэффициент усиления $K = 10000$. Он состоит из двух трёхкаскадных секций с обратной связью. С выхода усилителя импульсы поступают одновременно на амплитудный дискриминатор, смонтированный на одном шасси с усилителем, и на одноканальный амплитудный анализатор импульсов. Дискриминатор даёт возможность снимать интегральные кривые счёта. Ширина окна анализатора, нижний и верхний пороги могут меняться в широких пределах. Импульсы от пропорционального счётчика усиливаются, отбираются по амплитудам, формируются и подаются на схему антисовпадений. Длительность сформированного импульса 80 μ сек. Импульсы от защитного кольца после усиления, в свою очередь, формируются унивibratorом в прямоугольные импульсы длительностью 400 μ сек. и также подаются на схему антисовпадений.

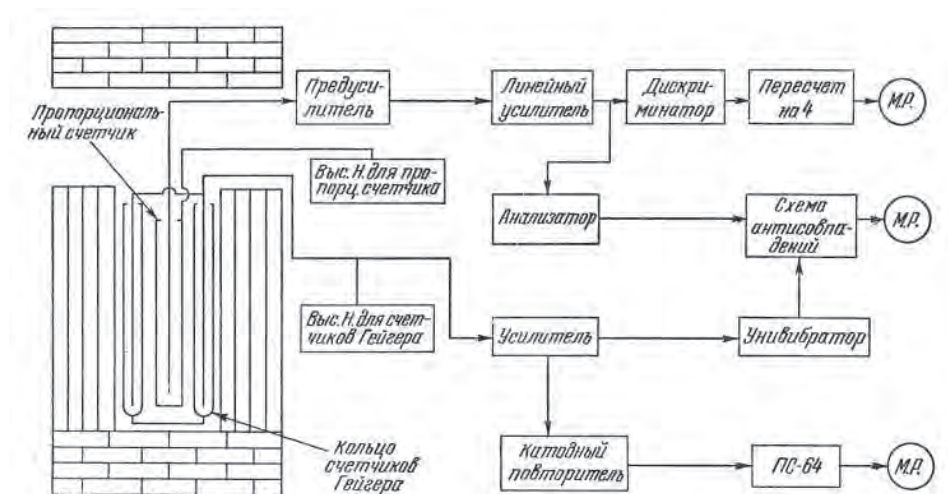


Рис. 4. Блок-схема счётной аппаратуры

Высоковольтный источник питания для счётчика собран на батареях типа ГБ-300. Полное напряжение источника 11 kV. Он имеет плавную регулировку в пределах 300 V и ступенчатую регулировку через каждые 300 V. На выходе источника стоит электрический фильтр ($R=5,1 \text{ M}\Omega$, $C = 0,5 \mu\text{f}$). Напряжение контролируется электростатическим киловольтметром типа С-96.

В счётчике описанной конструкции проверялись два счётных газа: CO_2 и C_2H_6 . Как указывают многие авторы [4, 5], при работе с CO_2 возникают трудности из-за загрязнений его электроотрицательными газами, как, например, O_2 , Cl_2 . Их присутствие вызывает ложные импульсы и, следовательно, ухудшает счётную характеристику. Как видно из сопоставления графиков на рис. 5, при одном и том же давлении наполняющих газов C_2H_6 и CO_2 в последнем случае следует приложить большее напряжение к счётчику. При наполнении счётчика CO_2 до давления 3-4 атм. для счётчиков с диаметром анода 0,1 мм требуется напряжение 9-11 kV. При таких напряжениях возникает опасность появления ложных импульсов. Поэтому желательно работать при больших объёмах счётчика и меньших давлениях.

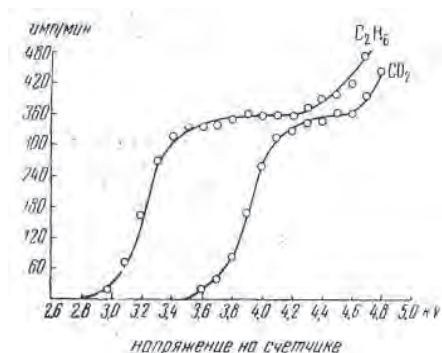


Рис. 5. Характеристика счётчика при наполнении его CO_2 и C_2H_6 ; $p=380$ мм Hg, $\varnothing$ нити 100 мк.

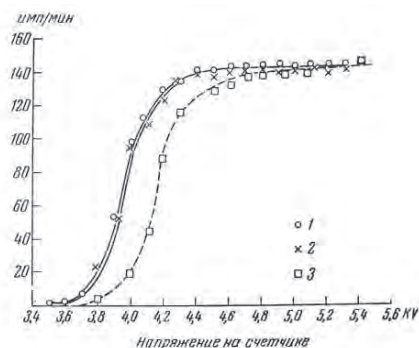


Рис. 6. Характеристика пропорционального счётчика, наполненного этаном:
1 — снята 15. VIII 1956 г., $p = 2,0$ атм.;
2 — снята 10. IX 1956 г., $p = 2,0$ атм.;
3 — снята 12. IX 1956 г., $p = 2,2$ атм.

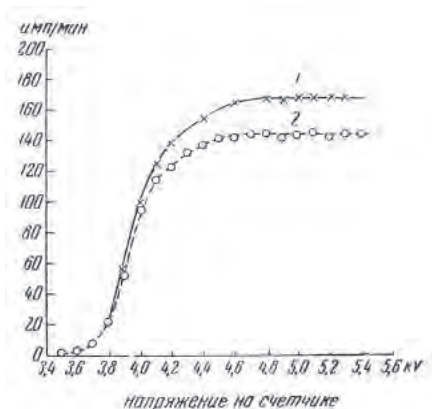


Рис. 7. Характеристика счётчика, наполненного этаном:
1 — характеристика для «живого» углерода; 2 — характеристика для «мёртвого» углерода

Мы имели рабочий объём счётчика 970 см^3 и давление этана 2 атм. Наклон плато менее чем 1 % на 100 V, длина плато не менее 500 V.

На рис. 6 приведены характеристики пропорционального счётчика. Наполнения этаном и измерения производились в разное время. Наблюдается хорошая воспроизводимость характеристик (сплошные кривые). Сдвиг характеристики обусловлен изменением давления (пунктирная кривая).

На рис. 7 приведены характеристики счётчика, наполненного «мёртвым» (кривая 2) и «живым» (кривая 1) этаном.

Определение фона производилось последовательно с определением активности испытуемого образца. Счёт вёлся 16-20 час., чтобы иметь хорошую статистику. Для проверки работы аппаратуры было многократно определено содержание C^{14} в современном дереве (максимальная природная активность) и в мраморе (нулевая активность по C^{14}). Кроме того, был измерен образец, приготовленный разбавлением «живого» этана «мёртвым». Этот искусственный образец соответствовал возрасту, равному двум периодам полураспада. Расчёт возраста вёлся по обычной формуле $N_t = N_0 e^{-\lambda t}$. Получен результат $t = 11\,200 \pm 190$ лет, что хорошо совпадало с заданной величиной.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ОБРАЗЦОВ

На установке можно было, по нашим расчётам, производить определение возраста в пределах до 32 000 лет. Этот возраст определяется условием, чтобы счёт импульсов/мин. образца равнялся 4-кратной средней статистической ошибке счёта [5]. Однако мы рассчитываем, что дальнейшее уменьшение фона пропорционального счётчика, увеличение количества этана, вводимого в счётчик, и увеличение времени счёта ещё увеличат диапазон возможного определения возраста.

Ниже мы приводим некоторые данные, полученные по C^{14} . Нами были по-

лучены коллекции ископаемой древесины и торфа, одна — относящаяся к ледниковым отложениям, другая — из археологических раскопок в СССР. В этих двух направлениях мы и вели исследования.

Название материала и его описание	Абсолютный возраст	Примечание
Древесина ископаемого дерева, ива (<i>Salix</i>). Из мамонтового горизонта, Северный берег Таймырского озера. Раскопки 1949 г. Представлен Б.А. Тихомировым.	11700±300	
Древесина ископаемого дерева из стоянки «6-й разрез» на Горбуновском торфянике близ Тагила. Раскопки 1949 года. Представлен чл.-корр. АН СССР Б.А. Рыбаковым.	4360±200	Предположительный возраст—конец III тысячелетия до н. э.
Ископаемое дерево из стоянки «Стрелка» на Горбуновском торфянике близ Тагила. Представлен чл.-корр. АН СССР Б.А. Рыбаковым.	4800±200	Предположительный возраст—конец III тысячелетия до н. э.
Торф ископаемый, из верхней части торфяника. Починковский район Смоленской области. Представлен И. Саловым.	~ 25000	Рисс-Вюрмское отложение?

Следует отметить, что возраст для древесины из мамонтового горизонта Таймыра хорошо совпадает с определением А.В. Трофимовым возраста остатков Таймырского мамонта 12 000 лет [22].

Мы рассчитываем далее развивать эти определения и параллельно проверять другим методом — путём сцинтилляционного счета.

Поступила в редакцию
25. XI. 1956

ЛИТЕРАТУРА

1. Libby W.F., Radiocarbon Dating, 1952.
2. Трофимов А.В., Труды первой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (42-45 апр. 1952 г.), стр. 40, 1954 г.
3. Libby W.F., Phys. Rev. 69, 670 (1946).
4. De Vries H.L., Barendsen G.W., Physica 19, 987 (1953).
5. Fergusson G.J., Nucleonics 13, 18 (1955).
6. Brannon H.R., Taggart M.S., Williams J.M., Rev. Sci. Instr. 26, 269 (1955).
7. Rafter T.A., New Zealand J. Sci. a. Techn., E36, 363 (1955).
8. Crathorn A.R., Nature 172, 632 (1953).
9. Barker H., Nature 172, 631 (1953).
10. Suess H.E., Science 120, 5 (1954).
11. Preston R.S., Person E., Deevey E.S., Science 122, 954 (1955).
12. Faltings V., Naturwissenschaft 39, 378 (1952).
13. Burke W.H., Meinschein W.G., Phys. Rev., 93, 915 (1954).
14. Burke W.H., Meinschein W.G., Rev. Sci. Instr. 26, 1137 (1955).
15. Arnold J.R., Science 119, 155 (1954).
16. Pringle R.W., Turchinets W., Flint B.L., Rev. Sci. Instr. 26, 859 (1955).
17. Boyd G.A. a. Levi H., Science, 111, 58 (1950).
18. Fergusson G.J., New Zealand J. Sci. a. Techn. B35, 90 (1953).

19. Nilson G., Anianson G., Nucleonics 13, 38 (1955).
20. Maquenne, Compt. rend. 115, 558 (1892).
21. Кейер Н.П., Клименко Б.В., Исагулянц Г.В., ДАН 85, 1029 (1952)..
22. Виноградов А.П., Вестник АН СССР, № 5, 33 (1954).SUMMARIES

DETERMINATION OF THE ABSOLUTE GEOLOGICAL AGE
ACCORDING TO C^{14}
Communication I

*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
Academy of Sciences, USSR, Moscow*

A method for the determination of C^{14} activity in ethane and other carbon containing gases and a counting apparatus for the determination of the absolute age of fossil wood and peat have been briefly described. First age data obtained for wood from pleistocene sediments of the USSR a. o. have been quoted.

**СРАВНЕНИЕ ДАННЫХ ПО ВОЗРАСТУ ПОРОД,
ПОЛУЧЕННЫХ РАЗЛИЧНЫМИ МЕТОДАМИ,
И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ***

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР,
Москва*

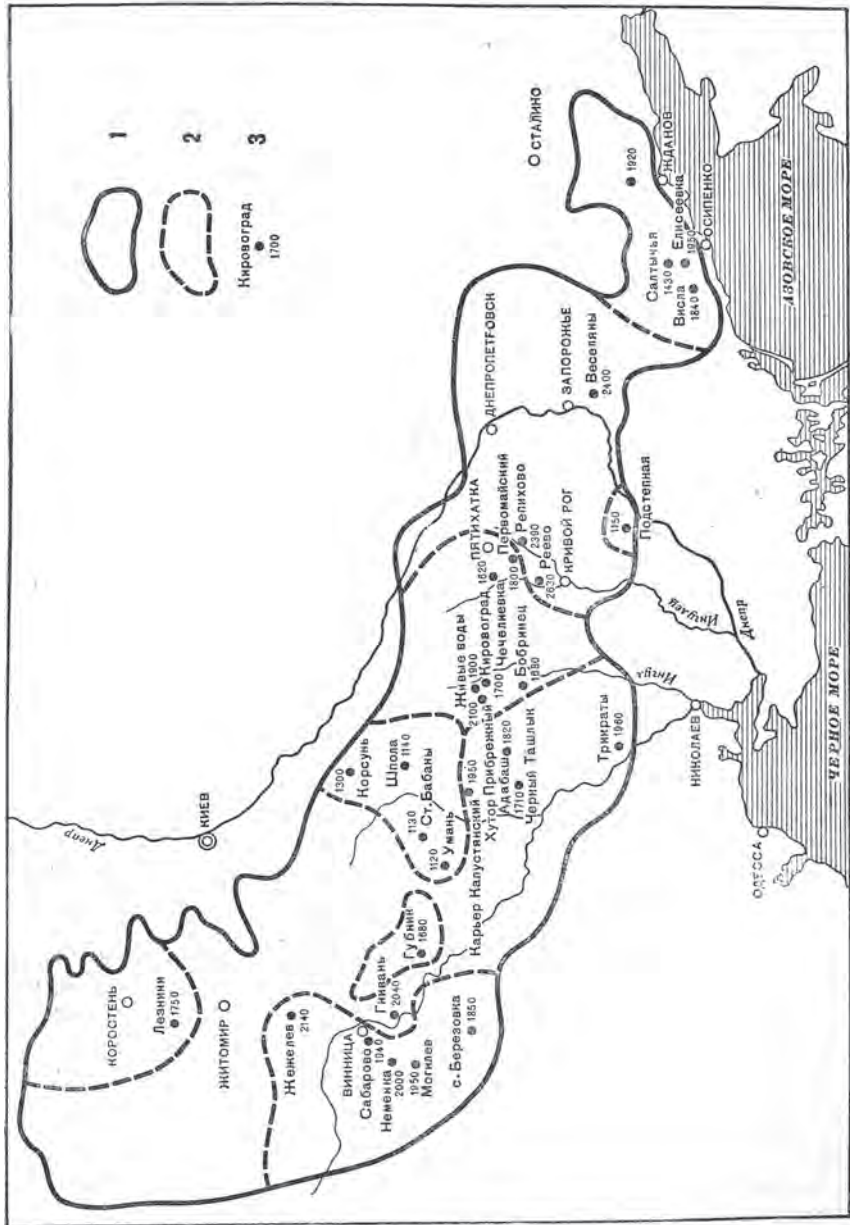
Основной целью данной работы являлось определение абсолютного возраста наиболее древних пород докембрия СССР несколькими независимыми радиоактивными методами, поскольку нет других методов их возрастного расчленения. Вместе с тем возникла задача выбора наиболее пригодных для этой цели акцессорных минералов. При определении возраста пегматитов обычно удаётся пользоваться уранинитом, монацитом и другими минералами, встречающимися в достаточных количествах. При определении возраста пород, как и многих гранитов, эти минералы могут не оказаться в нужном количестве. Приходится прибегать к другим, чаще встречающимся, — циркону, ортиту, сфену и др., пригодность которых, однако, для определения возраста ещё не так ясна.

Наиболее древними докембрийскими породами СССР, для которых были получены многие данные по их абсолютному возрасту, были породы Украинского кристаллического и Балтийского кристаллического щитов. Среди них были встречены породы, возраст которых по радиоактивным методам определялся свыше $2 \cdot 10^9$ лет.

Украинский кристаллический массив — многослойное сооружение, в котором геологи, как известно, различают три крупных структурных яруса. Несмотря на относительно хорошую изученность этого массива, объем каждого структурного яруса до сих пор является спорным. Н.П. Семененко различает в Украинском кристаллическом массиве пять магматических комплексов [14].

К наиболее древним магматическим породам он относит породы Бугской северо-западной складчатости — гибридные породы интрузивного облика, Чудново-

* Геохимия. 1956. № 5. С. 3—17. Доклад, представленный на XX сессию Международного геологического конгресса в Мексике.



Схематическая карта абсолютного возраста докембрийских пород Украины

1 — Область выходов доломита Украинского щита; 2 — Области проявления интрузий; 3 — Место взятия пробы и наиболее вероятное значение возраста в миллионах лет

Бердичевские граниты, чарнокиты — монцониты, мигматиты розовых аплитовидных гранитов*, ниже-архейского возраста. Они прорывают древние гнейсы (саксаганские образования).

Второй комплекс — это крупнозернистые порфировидные Кировоградские и серые среднезернистые Житомирские граниты верхнего архея. Ю.И. Половинкина часть интрузий Кировоградского комплекса относит к досаксаганским образованиям.

Третий магматический комплекс — Днепровско-Боковянские, Токовские и другие граниты протерозоя.

Четвёртый комплекс — наиболее молодых массивов верхнего протерозоя — гранитов и рапакиви Новомиргородских, Уманских, Коростеньских и др. Ю.И. Половинкина Уманский массив относит к Днепровско-Токовскому комплексу.

Наконец, геологами выделяется Приазовский щелочной комплекс пород, относимый ими к палеозойскому возрасту. Породы, отнесённые к Чудново-Бердичевскому, Кировоград-Житомирскому и Днепровско-Токовскому магматическим комплексам, отличаются от других магматических массивов (Умань, Корсунь-Новомиргородский, Приазовский щелочной, древние подстилающие гнейсы и др.) общим для них содержанием монацита.

На рисунке дана схема расположения различных докембрийских массивов Украинского кристаллического щита.

Украинский кристаллический массив претерпел сложную геологическую историю, вследствие повсеместно наблюдающихся процессов метаморфизма пород — огромного влияния гранитизации, метасоматоза, интрузивной деятельности. В результате образовались разнообразные гибридные, сложные типы пород.

Вот почему определение возраста отдельных кристаллических массивов Украинского щита для геологов представляет исключительную сложность. Как мы увидим ниже, определение абсолютного геологического возраста радиоактивными методами встретилось также с трудностями.

МЕТОДЫ

K^{40}/Ar^{40} — метод. Образец породы (~50 г) или минерала (~5 г) освобождался от абсорбированных газов при 300° в вакууме в течение 2 час., выделение Ar^{40} производилось при 1300° в течение 5-6 час. до полного выделения Ar^{40} . Ar^{40} определялся по объёму (обычно выделялось $3 \cdot 10^{-3}$ — $4 \cdot 10^{-2}$ см³ Ar^{40}).

Отсутствие других газов и изотопов Ar - Ar^{36} , Ar^{38} проверялось масспектрометрически. В случае необходимости делалась поправка на воздушный Ar . Заметные количества Ar^{36} , Ar^{38} были обнаружены у нас лишь в каменных метеоритах [17].

Определение K было сделано хлорплатиновым и перхлоратным методами, а затем по фотометрии пламени [1]. Вводилась поправка на Rb . Ошибка определения Ar 2-3% для пород; 5% — для минералов; ошибка определения K химическим путём ~ 1-2%.

Расчёт возраста вёлся по известной формуле:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{Ar^{40}(1+R)}{K^{40}R} \right),$$

где t — искомый возраст образца, R — отношение постоянных распада $K^{40} \left(\frac{\lambda_E}{\lambda_\beta} \right)$, λ — общая постоянная распада.

* Ю.И. Половинкина их относит к более молодым образованиям [13].

Мы принимали, что $\frac{\lambda_E}{\lambda_\beta} = 0,124$ и $\lambda = 0,55 \cdot 10^{-9}$ лет⁻¹, поскольку за последние годы было показано, что данные по методам непосредственного счёта частиц, по относительному измерению выхода конечных продуктов Ar⁴⁰ и Ca⁴⁰ и геохимическим путём совпадают и дают указанную величину [6]. Поэтому расчёт по $\frac{\lambda_E}{\lambda_\beta} = 0,085$, как делают некоторые исследователи [15], мы считаем неверным. При пересчёте на $\frac{\lambda_E}{\lambda_\beta} = 0,085$ наши данные по возрасту повышаются на 15-20%.

Ошибку метода в целом мы оцениваем в 5%.

Rb⁸⁷/Sr⁸⁷ — метод. Sr в породе определялся путём выделения Sr(NO₃)₂ из азотнокислого раствора определённой концентрации HNO₃ [9] в присутствии индикатора Sr⁸⁹.

Rb определялся из суммы хлоридов щелочей спектральным методом.

Ошибка определения Sr ~ 5%; ошибка определения Rb ~ 5-7%. $\frac{T_{Rb^{87}}}{2}$ определено неточно. По методу счёта β-частиц $\frac{T_{Rb}}{2} 6 \cdot 10^{10}$ лет и $\lambda = 0,12 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹.

Мы приняли эти константы [4,9]. Между тем Фрице [18], исходя из сопоставления возраста лепидолитов по K⁴⁰/Ar⁴⁰ и Rb⁸⁷/Sr⁸⁷-методам, нашёл $\frac{T_{Rb^{87}}}{2} = 4,6 \cdot 10^{10}$ лет. При пересчёте наших данных на последнее значение $\frac{T_{Rb^{87}}}{2}$, они будут ниже на ~25%. Наибольшая ошибка этого метода связана с плохим значением $\frac{T_{Rb^{87}}}{2}$.

UTh/Pb — методы. Определение Pb проводилось несколькими параллельными методами. Pb из азотнокислого раствора с индикатором RaD выделялся на электроде, а затем колориметрировался с дитизином. Выделялось до 90% Pb. Другой метод — осциллографической полярографии [8]. Минерал переводился в раствор. Из этого раствора Pb (и U одновременно) полярографировались. Ошибка метода не больше 5%. Приводим сравнительные данные.

Таблица 1
Определение свинца в минералах разными методами

Наименование образца	Осциллографический метод, Pb в %	Дитизиновый метод, Pb в %	Весовой метод с электролитическим выделением, Pb в %	Наименование образца	Осциллографический метод, Pb в %	Дитизиновый метод, Pb в %	Весовой метод с электролитическим выделением, Pb в %
Монацит (1)	0,60	0,58	0,59	Смолка (700)	0,60	0,58	
Монацит (27)	0,72	0,69	0,73	Карбуран (Карелия)	1,90	1,86	
Монацит (821)	0,46	0,42		Ортит (823)	0,35	0,36	
Монацит (13)	0,74	0,73		Циркон (51)		0,037	0,037
Монацит (1066)	0,69	0,69		Виикит (Карелия):			
Смолка (921)	0,42	0,40		желт. разновидность	0,45	0,44	
Смолка (1329)	0,36	0,33		черн. разновидность	0,19	0,18	
Смолка (1905)	0,13	0,13					

Изотопный анализ Pb, выделенного из породы минерала в количестве 0,1-1 мг, производился масс-спектрометрически из PbJ₂ [2]. Ошибка изотопного определения Pb~1%.

В значения $\frac{Pb^{206}}{U^{238}} : \frac{Pb^{207}}{U^{235}} : \frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ и $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$ вносилась поправка на обыкновенный свинец состава Pb²⁰⁴ 1,0; Pb²⁰⁶ 15,28; Pb²⁰⁷ 15,18; Pb²⁰⁸ 34,69; т.е. отвечающий составу архейского свинца.

Для измерения U и Th минералы целиком переводились в раствор; монациты после предварительной обработки HF растворялись в H₃PO₄. Из этого раствора брались пробы, разбавлялись H₂O и эманационным путём определялись Th и Ra.

Параллельно U определялся и другими методами — весовым, люминесцентным (при очень малом содержании), осциллографической полярографией. В последнем случае — непосредственно из раствора минерала, что гарантировало от потерь U.

Приводим сравнительные данные.

Таблица 2
Определение урана в минералах разными методами

Наименование образца	Осциллографический метод, U в %	Радиохимический метод, U в %	Весовой метод, U в %	Объёмный метод, U в %
Карбуран (Карелия):				
лёгкая фракция	5,20		5,00	
тяжёлая фракция	4,30	4,10	4,20	
неразделённая фракция	10,26	10,20	10,10	
Карбуран (Карелия, Капат-озеро):	7,80		7,20	
Циркон (144)	1,02			1,02
Виикит (Карелия, Алакурти):				
жёлтая разновидность	8,19	8,10		
чёрная разновидность	8,46	8,56		
Монацит (27)	0,44	0,42		
Монацит (1066)	0,75	0,71		

Точность определения U и Th±1 %.

Мы принимали, что:

$$\lambda_{U^{238}} = 0,154 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$$

$$\lambda_{U^{235}} = 0,981 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$$

$$\lambda_{U^{232}} = 0,0499 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$$

Расчёт возраста вёлся по обычным формулам:

$$Pb^{206} = U^{238}(e^{\lambda_{U^{238}}t} - 1)$$

$$Pb^{207} = U^{235}(e^{\lambda_{U^{235}}t} - 1)$$

$$Pb^{208} = Th^{232}(e^{\lambda_{Th^{232}}t} - 1)$$

$$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} = \frac{1}{139} \cdot \frac{e^{\lambda_{U^{235}}t} - 1}{e^{\lambda_{U^{238}}t} - 1},$$

ДАННЫЕ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнение данных по возрасту пород Украинского щита, полученных Ar/K-методом, путём анализа разных минералов, относящихся к одной и той же породе, и самой породы показывает значительные расхождения этих данных между собой (см. табл. 3).

Как правило, значение возраста породы, полученное из данных анализа по Ar/K-методу, по сравнению со значением, полученным для слюд — мусковита, биотита той же породы — заметно ниже. Если же имеется хорошее совпадение, то, как правило, порода содержит много мусковита или биотита. Как показал опыт определения возраста молодых пород (мезозойского и кайнозойского возраста), чем моложе порода, тем ближе между собой данные возраста по слюдяной фракции и породе. Действительно, у нас наиболее древние породы Чудново-Бердичевского магматического комплекса (и, возможно, саксаганские образования) имеют значения возраста по Ar/K (рассчитанные не только по породам, но даже и по биотитам), заниженные по сравнению с данными по возрасту, полученными по UTh/Pb — методу для акцессорных минералов этих пород. Значения возраста по Ar/K для более молодых пород Украинского кристаллического массива ближе между собой. Это обычно объясняется потерей Ar⁴⁰ калиевыми полевыми шпатами со временем. Заметим, кстати, что порфировидные граниты с крупными K-полевыми шпатами бедны Ar⁴⁰ (например, см. 1066/1).

Герлинг показал, что слюды прочнее удерживают Ar⁴⁰ по сравнению с полевыми шпатами. Он нашёл, что выделение Ar⁴⁰ из слюд связано с большей энергией активации, сравнимой по величине с энергией связи наиболее прочных химических соединений. Известны случаи значительно высокого содержания в породах и минералах Ar⁴⁰, не отвечающего их возрасту. В некоторых случаях это оказывается заимствованный абсорбированный Ar⁴⁰ (например, см. Подстепная, порода). Но строго говоря, мы не знаем всех причин высокого содержания Ar⁴⁰ в минералах.

Если сравнивать данные возраста по Ar/K биотитов с данными возраста по акцессорным минералам, полученными по UTh/Pb — методу, первые данные в общем показывают несколько более высокие значения. Исключение в этом отношении составляют, как мы уже отмечали, данные для наиболее древних пород Украинского массива — Чудново-Бердичевских гранитов (и мигматиты Саксагани, №№ 823, 1006).

Рассматривая возрастные данные по Ar/K для минералов слюдяной фракции, как представленные в настоящем сообщении, так и другие наши данные для гранитов Украинского кристаллического массива [4, 5], а также многочисленные определения других авторов [7, 12], в общем можно сказать, что они дают известное представление о возрастных отношениях отдельных массивов (см. табл. 3).

Из акцессорных минералов, содержащих U и Th, наиболее хорошее совпадение по всем отношениям $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$, $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$, $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ и $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ даёт монацит (см. табл. 4).

Для отношения $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ чаще, чем для других отношений, встречаются отклонения в ту или другую сторону. Это явление связывают либо с потерей U, либо Pb. Из материнских продуктов радиоактивных минералов и, в частности, из монацитов, как известно, U легче других мигрирует, по крайней мере, по сравнению с торием. Что касается Pb, то его потеря может быть в результате потери промежуточных дочерних радиоактивных продуктов, либо непосредственно из-за потери самого Pb.

В последнем случае это не должно резко сказаться на отношении $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$. Нередко

низкое значение $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ и одновременно высокое значение $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ связывают с преимущественной потерей дочерних продуктов U^{238} и, таким образом, потерей Pb^{206} .

Из данных табл. 4 можно указать ряд подобных отношений, связанных с низким $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ и высоким $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ для монацитов, например, Чечелиевка, Капустинский карьер, Гнивань и др. Однако нам кажется, что это явление сложнее (см. нашу работу [3]).

Для монацитов мы считаем наиболее надёжным отношение $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$, которое и принято в данной работе за значение возраста (по монациту). Наилучшим критерием годности монацита для определения возраста является не только отсутствие у него эманирования и т.д., но хорошее совпадение всех отношений между собой. Это, конечно, относится и к другим минералам.

Ортиты из разных пород отличались между собой и дали довольно пёстрые аналитические результаты.

Крупные выделения ортита — до $1 \times 2 \times 10$ см, обнаруженные в районе среднего течения р. Ингульца и Саксагани в пегматоидных телах, секущих саксаганские гнейсы, дали хорошо совпадающие значения возраста по всем 4 изотопным отношениям (1006, 823). Несмотря на метамиктное состояние этих образцов, они отличались, тем не менее, хорошей сохранностью. В одном из образцов (823) был обнаружен тонкий прожилок галенита, не выходивший за пределы зерна ортита, состоявший, как показал изотопный анализ свинца минерала, из радиогенного свинца. Таким образом, несмотря на частичное перераспределение вещества внутри минерала, и в целом он представлял собой закрытую систему. В шлифах можно было наблюдать разведение ортита как биотитом, так и ортоклазом. Возраст биотита (1006) по Ag/K -методу дал $2210 \cdot 10^6$ лет.

В связи с этим мы высказали предположение, что в данном случае имела место позднейшая перекристаллизация всей толщи $\sim 2000 \cdot 10^6$ лет тому назад, и только один ортит сохранился как реликт более древней породы.

Однако между значением возраста по ортиту и биотиту имели место и обратные отношения, например, для рапакиви Шполы (1055) и др. При этом разные пробы гранитов, в зависимости от близости контакта с вмещающими породами и сохранности слоистой структуры, давали разные цифры возраста. Взаимоотношения биотита с другими минералами породы показали, что он может рассматриваться, как реликтовый минерал гнейса, подвергшийся интенсивному замещению при гранитизации.

Наконец, следует упомянуть об ортите г. Салтычья, возраст которого ниже значения возраста биотита по Ag/K -методу. Возможно, здесь сказалась плохая сохранность ортита, состоявшего из мелких зёрен (доли мм), которые нередко были покрыты корочкой вторичного минерала. Разброс цифр значения возраста, по-видимому, объясняется размером зёрен ортита. При обработке ортитов аммонийными солями преимущественно удалялся U и урановый Pb . Поэтому мы считаем правильным для ортитов пользоваться, когда это возможно, преимущественно отношением $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$.

В тех случаях, когда циркон отличается хорошей сохранностью, даже несмотря на то, что получение чистой мономинеральной фракции невозможно из-за тесного прорастания циркона породообразующими минералами, результаты определения возраста по всем изотопным отношениям получаются весьма близкими (г. Жданов).

Таблица 3

Автор, год, № образца	Место взятия образца	По Ar/K-методу					По UTh/Pb-методу			
		Порода, минерал	K, %		Ar ⁴⁰ ·10 ⁴ см ³ /г	Возраст 10 ⁶ ± 50 млн. лет	Минерал	Pb в %	U в %	Th в %
			Химич.	Спектр						
Уманско—Ново—Миргородские граниты										
В 1956 (1812)	ст. Бабаны, гранит	Биотит	6,97	—	6,13	1400	Ортит	0,12	0,05	1,18
В 1954 (1055)	Шпола, рапакиви	Порода	4,13	4,10	4,10	1540	Ортит	0,085	0,02	1,23
В 1956 (1307)	р. Собь, Губник	Биотит	—	4,15	4,4	1590	—	—	—	—
		Биотит	6,72		6,63	1500	Ортит	0,12	0,03	1,40
Днепроовско—Токовский магматический комплекс										
В 1954 (810)	Чечелевка, пегматоидная гранита	Порода	3,10	2,62	3,9	1630	—	—	—	—
В 1954 (821)	Первомайский гранит	Биотит	—	4,52	7,3	1900	Монацит	0,40	0,22	4,45
		Порода	3,95	3,62	5,40	1800	Монацит	0,44	0,31	—
В 1954 (433)	Подстепная, гранит	Биотит	—	6,34	8,0	1800	—	—	—	—
		Биотит	—	5,78	3,8	1150	Сфен	0,023	0,10	0,11
Кировоградско—Житомирский магматический комплекс										
В 1956 (1815)	Адабаш, трахитондные граниты	Биотит	6,44	—	6,65	1580	Монацит	0,60	0,14	6,50

Таблица 3 (продолжение)

Автор, год, № образца	Место взятия образца	По Ar/K-методу					По UTh/Pb-методу			
		Порода, минерал	K, %		Ar ⁴⁰ ·10 ⁴ см ³ /г	Возраст 10 ⁶ ± 50 млн. лет	Минерал	Pb в %	U в %	Th в %
			Химич.	Спектр						
В 1954 (27)	Неменка, гранит	Порода	4,82	4,62	3,1	(1120)	Монацит	0,73	0,42	6,60
		Биотит	6,2	—	4,5	(1240)	—	—	—	—
В 1954 (1052)	Сугаклея, порфировидные граниты	Порода	—	4,48	4,30	1590	—	—	—	—
		Биотит	—	5,10	8,8	2200	Монацит	0,75	0,48	7,12
Криворожская серия пород										
В 1956	Кривой Рог, метасоматит (1301)	Мусковит	6,02	—	9,86	2100	Малакон	0,11	0,76	0,025
	То же (190/8)	Гидробиотит	0,89	—	2,0	1820	Малакон	0,27	1,00	0,075
	” (263/1)	Микроклин	7,7	—	8,84	1660	—	—	—	—
Чудново—Бердичевский магматический комплекс										
В 1954 (1066)	Жезелев, порфировидный гранит	Порода	3,29	2,91	1,80	1090	—	—	—	—
		Биотит	6,0	—	6,7	1670	Монацит	0,69	0,71	4,64
В 1954 (1063)	Сабарово, гранит	Порода	4,3	4,75	3,8	1430	—	—	—	—
		Биотит	—	—	8,0	2190	Монацит	1,04	0,13	10,56

Таблица 3 (окончание)

Автор, год, № образца	Место взятия образца	По Ar/K-методу					По UTh/Pb-методу			
		Порода, минерал	K, %		Ar ⁴⁰ ·10 ⁴ см ³ /г	Возраст 10 ⁶ ± 50 млн. лет	Минерал	Pb в %	U в %	Th в %
			Химич.	Спектр						
<i>Приазовский щелочной комплекс пород</i>										
В 1956 (—)	Жданов, гранит	—	—	—	—	—	Циркон	0,01	0,004	0,07
В 1956 (—)	г. Салтычня, серый орпидовый гранит	Биотит	6,52	—	7,73	1800	Орпид Сфен	0,071 0,011	0,037 0,01	0,94 0,022
<i>Древние кристаллические сланцы, гнейсы</i>										
В 1954 (223)	Саксагань, Репиково, мигматит	Порода	5,86	5,36	5,0	1380	—	—	—	—
		Биотит	5,55	5,69	8,4	1990	Орпид	0,30	0,50	2,41
В 1954 (1006)	Ингулец, Реево, мигматит	Порода	3,08	3,29	3,5	1670	—	—	—	—
		Биотит	—	6,51	11,5	2210	Орпид	0,12	0,025	0,86

Примечание к табл. 3 и 4: В — Виноградов А.П. и сотр.; К — Комлев Л.В. и сотр.; С — Старик И.Е. и сотр.

Таблица 4.
Абсолютный возраст пород и минералов.

Автор, год, № образца	Характеристика образца и место его взятия	По UTh/Pb-методу ($\cdot 10^6$ лет)					По Ar/K-методу		По Rb/Sr-методу		Принятое значение абс. возраста
		Минерал	$\frac{^{206}\text{Pb}}{\text{U}} \cdot \frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{\text{U}} \cdot \frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	Минерал	$\cdot 10^6$ лет	Минерал	$\cdot 10^6$ лет	
<i>Уманско-Новомиргородские граниты</i>											
В 1956 (1812)	Ст. Бабаны, гранит	Ортит	3280	2500	1920	1130	Биотит	1400	—	—	1130
В 1956 (1307)	р. Собь, Губник, гранит, секущая жила среди „собитов“	Ортит	1590	1780	1980	1680	Биотит	1500	—	—	1680
В 1954 (1055)	Шпола, биотитовый рапакивиообразный гранит с крупными вкраплениями К-полевого шпата	Ортит	2270	1640	1100	1140	Биотит	1650	—	—	1140
<i>Днепровско—Токовский магматический комплекс</i>											
В 1954 (810)	Чечелиевка, пегматонидная разность Боковьян-ского чарнокитового гранита	Монацит	1670	1820	2000	1620	Биотит	1980	—	—	1620
В 1954 (821)	Первомайский, аплитовидный мелкозернистый гранит	Монацит	1760	1810	1900	—	Биотит	1800	Порода	1900	1800
В 1954 (432)	Подстепная, красный порфировидный гранит	Сфен	675	1280	2760	1140	Биотит	1150	Порода	1700	1150
<i>Кировоград—Житомирский магматический комплекс</i>											
В 1956 (1815)	Адабаш, Новоукраинские трахитовидные граниты	Монацит	1920	1880	1840	1820	Биотит	1580	—	—	1820

Таблица 4 (продолжение)

Автор, год, № образца	Характеристика образца и место его взятия	По U/Th/Rb-методу ($\cdot 10^6$ лет)						По Ar/K-методу		По Rb/Sr-методу		Принятое значение абс. возраста
		Минерал	$\frac{^{206}\text{Rb}}{\text{U}} \frac{^{238}}{^{235}}$	$\frac{^{207}\text{Rb}}{\text{U}} \frac{^{235}}{^{238}}$	$\frac{^{207}\text{Rb}}{\text{Rb}} \frac{^{206}}{^{238}}$	$\frac{^{208}\text{Rb}}{\text{Th}} \frac{^{232}}{^{232}}$		Минерал	$\cdot 10^6$ лет	Минерал	$\cdot 10^6$ лет	
В 1954 (27)	Неменка, серые среднезернистые граниты	Монацит	2050	1980	1840	2000	2000	Биотит	—	—	—	2000
В 1954 (1052)	р. Сугакля, серый порфировидный гранит с крупным таблитчатой формы микроклином	Монацит	2000	2020	1840	1700	1700	Биотит	2200	—	—	1700
К 1954 (15/54)	р. Сугакля, типичный серый порфировидный гранит	Монацит	2240	2450	2680	2050	2050	Биотит	1820	—	—	2050
К 1956 (406/53)	Бобринец, серый неясно-порфировидный гранит	Монацит	1950	1860	1800	1680	1680	Биотит	1810	—	—	1680
К 1956 (25/54)	Хутор Прибрежный, из делювия, на трахитоидном граните	Монацит	2050	1625	910	2100	2100	—	—	—	—	2100
К 1956 (45/ 54)	Капустянский карьер, красный трахитоидный гранит	Монацит	1900	2100	2450	1950	1950	Биотит	1790	—	—	1950
К 1956 (17/54)	с. Живые воды, камнеломня на р. Сугакля, из делювия, трахитоидный гранит	Монацит	1780	1635	1470	1900	1900	—	—	—	—	1900
К 1956 (402/53)	р. Чёрный Ташлык, из карьера порфировидного гранита	Монацит	1970	2200	2450	1710	1710	—	—	—	—	1710
К 1956 (33/54)	с. Трикраты, порфиробластовые граниты и ап- литопегматиты	Монацит	2120	1760	1300	1960	1960	—	—	—	—	1960

Таблица 4 (продолжение)

Автор, год, № образца	Характеристика образца и место его взятия	По U/Th/Pb-методу ($\cdot 10^6$ лет)					По Ar/K-методу		По Rb/Sr-методу		Принятое значение абс. возраста	
		Минерал	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	Минерал	$\cdot 10^6$ лет	Минерал	$\cdot 10^6$ лет		
<i>Криворожская серия пород</i>												
В 1956 (—)	Кривой Рог, метасоматит		930	1160	1730	1860	Мусковит	2100	—	—	1730	
В 1956 (—)	” ” ”		1560	1670	1820	1230	Гидробиотит	1800	—	—	1820	
<i>Чудново—Бердичевский магматический комплекс</i>												
В 1954 (1066/1)	Жежелев, порфиroidный ортоклаз- биотитовый гранит		2050	2120	1980	2140	Биотит	1670	—	—	2140	
В 1954 (1063)	с. Сабарово, биотитортоклазовый гранит со следами значительной ассимиляции вмещающих его гнейсов		2870	2230	1710	1940	Биотит	2190	—	—	1940	
К 1954 (—)	с. Сабарово, гранит		3400	2500	1790	1800	—	—	—	—	1800	
К 1954 (—)	с. Берёзовка, Винницкой обл., гранит		2500	2000	1520	1850	—	—	—	—	1850	
К 1956 1308/50)	Гнивань, пегматOIDное выделение среди чарнокитовых гранитов		2900	3450	3850	2040	Биотит	1440	—	—	2040	
К 1956 (2603/53)	Могилевский карьер, пегматOIDное выделение среди чарнокитовых гранитов		1950	2200	2460	1950	Биотит	1400	—	—	1950	

Таблица 4 (окончание)

Автор, год, № образца	Характеристика образца и место его взятия	По U/Th/Pb-методу ($\cdot 10^6$ лет)					По Ar/K-методу		По Rb/Sr-методу		Принятое значение абс. возраста	
		Минерал	$\frac{^{206}\text{Pb}}{\text{U}^{238}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{\text{U}^{235}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	Минерал	$\cdot 10^6$ лет	Минерал	$\cdot 10^6$ лет		
Древние кристаллические сланцы												
В 1954 (823)	Саксагань (Репихово), мигматит в древних биотит-платиоклазовых гнейсах	Ортит	2420	2610	2780	2630	Биотит	1990	Порода	2200	2630	
В 1954 (1006)	р. Ингулец (Реево), мигматит в древних биотит-платиоклазовых гнейсах	Ортит	2660	2820	2780	2390	Биотит	2210	—	—	2390	
Приазовский щелочной комплекс пород												
В 1956 (—)	Жданов, нефелин-сиенит	Циркон	—	—	1920	—	—	—	—	—	1920	
В 1956 (—)	” ” ”	Циркон	1830	1660	1770	1880	—	—	—	—	1880	
В 1956 (—)	Салтычья, серый ортитовый гранит	Ортит	800	1050	1640	1430	Биотит	1800	—	—	1430	
В 1956 (—)	То же	Сфен	1300	1250	970	1900	Биотит	1800	—	—	?	
К 1954 (—)	г. Висла	Монацит	2130	1880	1640	1840	—	—	—	—	1840	
С 1954 (—)	Елисейка, серый ортитовый гранит	Бреггерит Пильбарит	1790 3200	1950 2500	2130 2110	1300 1750	Мусковит —	1950 —	—	—	1950 1750	

Малаконы со сравнительно высоким содержанием U показали разброс в значении всех четырёх отношений. Очевидно, переход в метамиктное состояние связан с потерей U. В таком случае наиболее вероятное отношение $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$.

Циркон для украинских пород, по-видимому, можно использовать шире, поскольку он встречается почти во всех без исключения гранитоидах.

Сфен (432, г. Салтычья), как показал анализ, содержит в значительных количествах обыкновенный свинец и вместе с тем отличается низким содержанием U и Th. Поэтому цифры возраста по сфену для разных отношений очень отличаются. Интересно сравнить данные для г. Салтычья по ортиту, сфену и биотиту. Также не совпадают данные по сфену и по породе, полученные Rb/Sr-методом (432). По-видимому, сфен в условиях пород Украины непригоден для определения возраста радиоактивным методом.

Полученные значения возраста по анализу монацитов, ортитов, цирконов, сфена, биотита, мусковита и др. минералов для пород Украинского кристаллического массива, вероятно, ещё далеко не точны по двум основным причинам — явления унаследования более древнего состава минерала и потери вещества минерала, значение которых не всегда можно точно оценить.

Однако при достаточно критическом отношении к полученным результатам можно сделать ряд несомненных выводов по их возрасту.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Для определения абсолютного возраста пород Украинского кристаллического массива за основу мы взяли данные по монацитам, а затем другие, имея в виду высказанные выше соображения о степени их достоверности.

УМАНСКО-НОВОМИРГОРОДСКИЕ ГРАНИТЫ

Наиболее молодые породы района Шполы, Корсуня, Бабанов и Умани показывают, что возраст их довольно близок и лежит в интервале 1130-1400 млн. лет.

Объединение ранее разделявшихся на два самостоятельных и одновременных по своему образованию комплекса оправдывается не только возрастными данными, но и общностью характеристики акцессорных минералов, значительной ролью в формировании каждого из гранитоидов титана и т.д. Все перечисленные граниты отличаются заметным содержанием ортита и сфена и повсеместным отсутствием монацита.

Породы из района Губник на р. Собь, по-видимому, относятся к другой группе гранитов, несколько более древних.

ДНЕПРОВСКО-ТОВОСКИЙ, КИРОВОГРАДСКО-ЖИТОМИРСКИЙ И ЧУДНОВО-БЕРДИЧЕВСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Основным и наиболее важным выводом, следующим из проведённых определений абсолютного возраста, оказывается синхронность первых трёх тектоно-магматических комплексов, укладывающихся в одну геологическую эпоху возрастом 1800-2100 млн. лет.

Граниты этого комплекса отличаются обилием акцессорных минералов, главным образом монацита, и, как правило, сопровождаются жильными аплитовыми и пегматитовыми образованиями.

Наибольшее разнообразие пород объединяется в Днепровско-Токовском комплексе. Но и при этих условиях возраст пород этого комплекса очень близок, в пределах 1620-1800 млн. лет.

Для пород Кировоградско-Житомирского комплекса возраст по монацитам в среднем ~1900 млн. лет. Отдельные значения хорошо совпадают между собой.

Как известно, вопрос о положении трахитоидных гранитов Ново-Украинки (1815) оставался до последнего времени открытым. Монацит Адабаша — очень хороший образец, без засорения обыкновенным свинцом, дал значение возраста 1820 млн. лет.

Чудново-Бердичевские граниты мы объединили в единый тектоно-магматический комплекс. Однако граниты этого комплекса выглядели, как и образования несколько более древние, чем Кировоградско-Житомирские и конечно, Днепровско-Токовские. В среднем по монациту возраст этих пород ~2000 млн. лет.

Не собираясь удалять Чудново-Бердичевские граниты из общего комплекса пород возрастом 1800-2000 млн. лет, благодаря хорошей сходимости возрастных данных, мы считаем себя вправе говорить о несколько более древнем времени их образования по сравнению с другими гранитами этого тектоно-магматического комплекса.

КРИВОРОЖСКАЯ СЕРИЯ ПОРОД

Если считаться с данными по малаконам и биотитам, то метасоматиты Криворожской толщи оказываются синхронными гранитами Кировоградско-Житомирского комплекса — ~ 1900 млн. лет.

ПРИАЗОВСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ КОМПЛЕКС ПОРОД

Совершенно удивительным оказалось определение возраста циркона из нефелиновых сиенитов Мариупольского массива, который геологами относился к палеозою. Полученные данные для возраста 1880-1920 млн. лет показывают, что массив щелочных пород Приазовья является современником кировоградских гранитов, в противоречии с существующими геологическими представлениями. Этот вывод является предварительным и требует дальнейших исследований.

ДРЕВНЕЙШИЕ ОБРАЗОВАНИЯ УКРАИНСКОГО ДОКЕМБРИЯ

В районе верховьев р. Саксагань (Репихово) и по правобережью р. Ингулец (Реево) наблюдаются интенсивно мигматизированные гнейсы. Мигматизация гнейсов обычно сопровождается появлением крупных образований ортитов, корродируемых биотитом и ортоклазом биотит-полевошпатовых жил. С последними связаны интенсивная биотитизация гнейсов, особенно усиливающаяся в ксенолитах гнейса, захваченных жильным материалом. Возраст по биотитам свыше 2000 млн. лет и по ортитам до 2630 млн. лет.

Интересно, что галенит из района Веселены (левобережье Днепра, у Запорожья), обнаруженный в керне скважины при разбуривании Конкской магнитной аномалии, дал возраст 2400 ± 200 млн. лет.

Установленный для древних магматических пород Украинского щита абсолютный возраст в пределах 1800-2000 млн. лет достаточно точно совпадает с возрастом пегматитов Беломорской свиты Северной Карелии — по уранинитам ~1800 млн. лет, по монацитам ~1900 млн. лет и является одним из наиболее древних участков земной коры.

Украинский и Балтийский щиты с древним возрастом пород ~2000 млн. лет не представляют собой исключения среди докембрийских платформ земного шара, имеющих такую же древность подобно гранитам и пегматитам Кьюатинской эпохи складчатости и др. Они указывают на интенсивную вулканическую деятельность на границе верхнего и нижнего архея.

*Поступила в редакцию
15.IX.1956*

ЛИТЕРАТУРА

1. Боровик – Романова Т.Ф. и Змеенкова А.В., Определение калия в породах и минералах. Труды V сессии Комиссии по опред. абсол. возраста, Изд. АН СССР, (1954), 1956.
2. Виноградов А.П., Зыков С.И., Задорожный И.К., Возраст Земли по изотопному составу Rb. Труды I сессии Комиссии по опред. абсол. возраста, Изд. АН СССР, 1954.
3. Виноградов А.П., Изотопы свинца и их геохимическое значение. Труды сессии ОХН АН СССР по мирному использованию атомной энергии, Изд. АН СССР, 1955.
4. Виноградов А.П., Тугаринов А.И., Зыков С.И., Рик К.Г., Федорова В.А., Кропотова О.И., Возраст докембрийских пород Украины, II, Труды V сессии Комиссии по опред. абсол. возраста, Изд. АН СССР, 1956.
5. Виноградов А.П., Тугаринов А.И., Рик К.Г., Чупахин М.С., Жирова В.В., Кропотова О.И., Федорова В.А., Возраст докембрийских пород Украины, I, Труды IV сессии Комиссии по опред. абсол. возраста, Изд. АН СССР, 1956.
6. Герлинг Э.К. и Титов М.Е. ДАН СССР, 68, 553 (1949).
7. Герлинг Э.К., О возрастных отношениях гранитов Украины на основании данных Ag^{40} -метода. Бюлл. Комиссии по опред. возраста, вып. 1, Изд. АН СССР, 1955.
8. Гохштейн Я.П., Жирова В.В., Количественное определение методом осциллографической полярографии. Труды V сессии Комиссии по опред. возраста, Изд. АН СССР, 1956.
9. Задорожный И.К. и Быковский Н.Н., Определение возраста геологических формаций рубидиево-стронциевым методом, Труды V сессии Комиссии по опред. возраста, Изд. АН СССР, 1956.
10. Комлев Л.В., Данилевич С.И., Иванова К.С., Кучина Г.Н., Савоненков В.Г., Филиппов М.С., Чупахин М.С., О возрасте гранитов Кировоград-Житомирского магматического комплекса Украины, Труды V сессии Комиссии по опред. возраста, Изд. АН СССР, 1956.
11. Комлев Л.В., Данилевич С.И., Иванова К.С., Михалевская А.Д., Филиппов М.С., Чупахин М.С., О возрасте чарнокитов и Чудново-Бердичевских гранитов Украины, Труды V сессии Комиссии по опред. абсол. возраста геол. формации, 1956.
12. Полевая Н.И., Абсолютный возраст некоторых магматических комплексов по данным аргонового метода, Труды IV сессии Комиссии по опред. возраста, Изд. АН СССР (1954), 1956.
13. Половинкина Ю.И., Стратиграфия литосферы и тектоники Украинской ССР, Труды лаборатории геологии докембрия, Изд. АН СССР, вып. 2, 1953.
14. Семененко Н.П., Докембрий Украинской ССР, Труды лаборатории геологии докембрия, вып. 2, Изд. АН СССР, 1953.
15. Chillibeer H.A. a. Russell K.D., The K/A method of geological age determination, Canad. Journ. of Phys., 32, 11, 681 (1954).
16. Старик И.Е., Старик Ф.Е., Авдзейко Г.А., Крылов А.Я., Елизарова А.П., Братницкий Е.П., Ловцус А.В., Горохов И.М., Определение возраста пород, Труды IV сессии Комиссии по опред. абсол. возраста геологических формаций (1954), 1956.
17. Трофимов А.В. и Рик К.Г., Об изотопах метеоритного аргона, ДАН 102, 5, 911 (1955).
18. Fritze K. u. Strassmann F., Indirecte Bestimmung der Halbwertszeit des Rb, Zeit. f. Naturforsch. 112, 4, 277 (1956).

ВОЗРАСТ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД УКРАИНЫ*

I. ВВЕДЕНИЕ

В качестве геологического объекта исследований был избран Украинский кристаллический массив, отличающийся пестротой интрузивных пород, значительной их древностью и сравнительно хорошей изученностью.

Главной задачей являлась попытка определения абсолютного возраста пород несколькими независимыми методами: 1) калий-аргоновым по биотиту и породе; 2) урано-ториево-свинцовым по акцессорным минералам, по возможности различного состава (монацит, ортит, сфен); 3) рубидий-стронциевым. Во всех трёх случаях предусматривался изотопный анализ.

Существующие представления о возрастных соотношениях магматических и метаморфических пород докембрия Украинского кристаллического массива основаны исключительно на геолого-петрографических наблюдениях.

Первой попыткой использовать для подтверждения существующих стратиграфических схем метод определения абсолютного возраста интрузий по акцессорным минералам было определение возраста монацитов из березовского, сабаровского и приазовского гранитов (Л.В. Комлев [1]) и одного определения возраста ортита, извлечённого из саксаганских гнейсов (А.И. Тугаринов и Л.П. Орлова) (табл. 1).

Таблица 1
Данные об абсолютном возрасте пород Украины на 1 января 1955 г.

№ п/п	Образец, место- рождение	Содержание в минерале, %			Изотопный состав свинца				Возраст (млн. лет) по отношениям:				Автор
		Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{208}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$	
1	Монацит, гора Висла, Приазовье	0,805	0,134	8,64	0,036	6,44	1,12	100	1640	2130	1880	1830	Л.В. Комлев
2	Монацит, село Березовка, Винницкая обл.	1,03	0,069	11,26	0,024	3,12	0,61	100	1520	2500	2000	1850	»
3	Монацит, село Сабарово, Винницкая обл.	0,93	0,112	9,87	0,044	8,43	1,50	100	1790	3400	2500	1800	»
4	Ортит, Репихово, Саксагань	1,06	0,16	опред.	≤0,01	8,13	1,68	100	2920	2950	2900	опред.	А.И. Тугаринов, Л.П. Орлова

* Труды IV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1957. С. 95-119. Соавторы: А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, М.С. Чупахин, К.Г. Рик, О.И. Кропотова, А.В. Жирова и В.А. Федорова.

При отборе образцов для исследования за основу нами были взяты стратиграфические схемы пород Украины (Н.П. Семененко [2] и Ю.И. Половинкиной [3]).

Н.П. Семененко [2] выделяет пять основных разновозрастных тектоно-магматических комплексов, предполагая между ними значительные геологически ощутимые во времени перерывы (табл. 2.).

Таблица 2
Стратиграфическая схема Украинского докембрия (по Н.П. Семененко [2])

Возраст	Тип интрузии	Главные гранитоиды и метаморфические толщи
Палеозой	Плутоны, связанные с разломами	Приазовский щелочной комплекс
Верхний протерозой	То же	Габбро, коростеньские граниты и рапакиви
Протерозой	Субширотная складчатость	Днепровские, токовские, боковянские и осницкие граниты Кварциты и филлиты (овручская серия)
Верхний архей	Субмеридиональная складчатость	Ингулецкий комплекс. Порфириовидные кировоградские и серые мелкозернистые житомирские и ингулецкие граниты. Саксаганская железорудная серия. Основные эффузивы. Бiotитовые и гранатовые гнейсы Саксаганы
Нижний архей	Бугская северо-западная складчатость	Чарнокито-монцониты, чудново-бердичевские граниты, кременчугские плагиоклазовые граниты, звенигородские гранодиориты. Побугский комплекс плагиоклазов и биотитовых гнейсов. Биотит-амфиболо-плагиоклазовые гнейсы Приднестровья

В схеме Ю.И. Половинкиной [3], выделяющей четыре разновозрастных тектоно-магматических комплекса, значительная часть интрузий так называемого кировоградского типа относится к досаксаганским образованиям — к нижнему архею и объединяется как с плагиогранитами, подстилающими криворожскую толщу, так и с чудново-бердичевскими гранитами.

Ю.И. Половинкина, вопреки мнению ряда украинских логов, к днепровско-токовскому-тектонно-магматическому комплексу также относит уманский плутон и особо подчёркивает, что «с кировоградским гранитом он не имеет ничего общего». К тому же комплексу относит Ю.И. Половинкина и многочисленные гибридные породы Побужья, рассматривая приднепровские породы, отнесённые Н.П. Семененко к древнейшим толщам Украины, как полимиктиты днепровских гранитов.

Нами были предприняты исследования главным образом докембрийских пород центральной части Украинского кристаллического массива.

С этой целью летом 1954 г. при консультации Н.П. Семененко и Ю.И. Половинкиной были избраны наиболее важные участки и обследованы выходы гранитных массивов. Полевые наблюдения и отбор проб велись главным образом в действующих карьерах с целью получения наиболее свежего материала для исследования.

Выбор первоочередных объектов исследования диктовался необходимостью получения значений возраста для наиболее типичных интрузивных массивов, характеризующих тот или иной магматический комплекс по существующим стратиграфическим схемам, либо выбирались наиболее спорные с геологической точки зрения случаи.

Ниже даётся перечень исследованных проб.

КОРОСТЕНЬСКИЙ КОМПЛЕКС

1. Лезники; № 1067. Розовый калиево-полевошпатовый гранит типа рапакиви. Всеми исследователями относится к наиболее юному коростеньскому тектоно-магматическому комплексу.

2. Шпола; № 1055. Устиновский карьер. Биотитовый рапакивиобразный гранит с крупными вкрапленниками калиевополевых шпатов. Из аксессуарных минералов особенно распространён ортит. Всеми исследователями относится к наиболее юному коростеньскому тектоно-магматическому комплексу.

ДНЕПРОВО-ТОКОВСКИЙ КОМПЛЕКС

3. Митрофановка; № 1050. Трахитоидный микроклиновый неравномерно зернистый, местами порфировидный гранит. Отличается обилием циркона и в меньшей степени присутствием ортита в качестве аксессуарных минералов. Н.П. Семененко [2] относит его к кировоградскому комплексу. Ю.И. Половинкина [3] считает его аналогом рапакиви.

4. Умань (район боев); № 1060. Ортоклаз-биотитовый гранит со сравнительно небольшим количеством биотита и следами позднейшего окварцевания и катаклаза. В массе гранита часты ксенолиты гнейсов. Из аксессуарных характерен сфен, встречающийся как в интрузиве, так и во вмещающих его гнейсах, и обилие сульфидов (пирит, молибденит и др.). Н.П. Семененко считает его типичным кировоградским гранитом. Ю.И. Половинкина настаивает на отнесении данного плутона к днепрово-токовскому комплексу.

5. Гуровка; № 809. Мелкозернистый калиево-полевошпатовый гранит, прорывающий в виде серии даек и апофиз биотитовые гнейсы и мигматиты. Образец взят из апикальной части небольшого штока. Граниты монацитоносны. Всеми исследователями относится к днепрово-токовскому комплексу.

6. Чечелиевка; № 810. Пегматоидная разность боковьянского чарнокитового гранита. Отличается обилием монацита. Всеми исследователями относится к днепрово-токовскому комплексу.

7. Первомайский; № 821. Аплитоидный мелкозернистый гранит. Характерен высоким содержанием монацита. Относится всеми исследователями к днепрово-токовскому комплексу.

8. Сергеевка; 820. Биотит-плагиоклазовый гнейс, мигматизированный днепрово-токовскими гранитами.

9. Подстепная; № 432. Красный порфировидный гранит с высоким содержанием сульфидов, ортита и сфена. Подобный гранит, по Ю.И. Половинкиной, «может принадлежать к разным магматическим комплексам, т.е., иными словами, у нас не может быть полной уверенности в том, что все проявления этого гранита принадлежат к описываемому днепрово-токовскому комплексу, часть их может быть более молодой».

Большинство исследователей относит этот плутон к днепрово-токовскому комплексу.

КИРОВОГРАД-ЖИТОМИРСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

10. Сугоклея (Кировоград); № 1052. Серый порфировидный гранит с крупными таблитчатой формы вкрапленниками микроклина и частыми выделениями граната. Характеризуется сравнительно высоким содержанием монацита и циркона. Всеми исследователями рассматривается как наиболее типичный представитель

интрузий второго по древности тектоно-магматического комплекса кировоградских гранитов.

11. Неменка; № 27 (образец Г.Т. Кравченко). Серые среднезернистые граниты, по мнению автора образца, относящиеся к кировоград-житомирскому комплексу. Благодаря тому, что образец был взят с поверхности, а не из карьера, есть подозрение о нарушении равновесия K/Ar за счёт потери части аргона.

12. Коростышев; № 1066. Среднезернистый биотитовый гранит. Всеми исследователями признается типичным житомирским гранитом.

ЧУДНОВО-БЕРДИЧЕВСКИЙ КОМПЛЕКС

13. Жежелев; № 1066/1. Порфировидный ортоклаз-биотитовый гранит с большим содержанием граната и монацита. Считается удачным примером чудново-бердичевских гранитов.

14. Сабаров; № 1063. Биотит-ортоклазовый гранит со следами значительной ассимиляции вмещающих его гнейсов с высоким содержанием граната. Часты ксенолиты биотитовых гнейсов. Обычна гнейсовая структура самого гранита. Крупные вкрапленники микроклина и кварца сцементированы ортоклазом, кварцем и биотитом второй генерации, сопровождаемыми большим количеством монацита второй генерации. Наряду с ним наблюдается монацит первой генерации в массе вкрапленников. Относится к чудново-бердичевским гранитам, помещаемым Н.П. Семененко в основание кристаллического массива, а Ю.И. Половинкиной они рассматриваются как разновидность кировоградских мигматитов. Интрузивный характер пород как в Жежелеве, так и в Сабарово Ю.И. Половинкиной отрицается.

ГНЕЙСЫ И ПЛАГИОГРАНИТЫ — ОСНОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА

15. Эрастовка; № 1001. Биотито-плагиоклазовый гнейсовидный гранит. Относится к гнейсам основания кристаллического массива.

16. Терны; № 811. Плагиогранит с биотитом, лишённый микроклина. Основной породообразующий минерал — плагиоклаз — обычно серицитизирован. Залегает в основании Саксаганской толщи. И Н.П. Семененко и Ю.И. Половинкина относят его к древнейшим интрузивным образованиям Украинского кристаллического массива.

17. Саксагань (Репихово); № 823. Мигматит в гнейсах, сопровождаемый ортитом. Ортит корродируется калиевым полевым шпатом и биотитом. Большинство исследователей рассматривает эти породы как результат воздействия днепровско-токовских гранитов на биотит-плагиоклазовые гнейсы более древнего комплекса.

18. Ингулец (Реево); № 1006. Полная аналогия предыдущей породе.

Пробы отбирались после тщательного изучения обнажения (карьера), по 20-30 кг каждая, из наименее затронутого какими-либо вторичными процессами участка. Полная обработка проб производилась в институте (ГЕОХИ).

Пробы подвергались дроблению. Затем изготовлялся искусственный шлик, из которого путём обработки его йодистым метиленом и после магнитной и электромагнитной сепарации выделялась мономинеральная фракция требуемого аксессуара.

Окончательная чистка пробы проводилась под микроскопом ручной отборкой. При исследовании монацита навеска от одного до двух граммов. Для анализа сфена и ортита в связи с более низким содержанием в них радиоактивных элементов получалось от 5 до 8 г мономинеральной пробы.

II. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПОРОД

КАЛИЙ - АРГОНОВЫЙ МЕТОД

Для определения возраста пород аргоновым методом были использованы как валовые пробы породы, так и биотиты выделенные из исследуемых гранитоидов. Выделение аргона для объёмного определения его количества производилось в вакуумной установке путём нагрева образца до 1300°. Прогрев при этой температуре продолжался в течение 7-8 час. Полнота выделения газа проверялась установлением отсутствия аргона в последней порции газа, выделившейся при указанной температуре.

До начала проведения опыта образец, нагретый до 200° откачивался при помощи насосов в вакуумной установке в течение двух часов с целью удаления абсорбированных газов. Для большинства анализируемых образцов проводились повторные (параллельные) определения аргона, показавшие, что средняя относительная ошибка, рассчитанная статистически, равна 2,5-3% для тех пород, у которых, при навеске в 50 г, общее количество выделяющегося аргона доходило до $2-4 \cdot 10^{-2}$ см³ и 5-6% в случае биотитов, навески которых лимитировались малым количеством материала (4-5 г), а объём выделяющегося аргона при этом составлял $3-4 \cdot 10^{-3}$ см³. Эти ошибки учитывались при окончательном расчёте погрешности в определении возраста. Аргон, выделенный из образцов, проверялся масс-спектрометрически. Анализ изотопного состава аргона показал содержание практически одного Ar⁴⁰ и отсутствие Ar³⁶.

Калий в породах и в биотитах определялся 1) химическим путём (хлорплатинатным и перхлоратным методами, параллельно) и 2) спектральным путём (без химической обработки в растворе в ацетиленовом пламени и с интерференционными фильтрами) Эти методы подробно описаны Т.Ф. Боровик-Романовой и А.В. Змеенковой [4]. Для каждого образца проводились 2-3 параллельных анализа и среднее из полученных значений использовалось для расчёта возраста.

Эталоны для спектрального анализа были установлены по данным химических определений. Точность химических определений калия составляла 1-2%, спектральных анализов пород 3%, а анализов биотитов 5-6%.

Расчёт возраста производился по известной формуле:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \frac{\text{Ar}^{40}}{\text{K}^{40}} \cdot \frac{(1 + R)}{R} \right\},$$

где t — искомый возраст образца;

R — соотношение постоянных распада $\text{K}^{40}(\lambda_e/\lambda_\beta)$,

λ — общая постоянная распада K^{40} .

Мы производим расчёты, принимая:

$$\lambda_e/\lambda_\beta = 0,124; \lambda = 0,55 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}.$$

Между тем за границей обычно пользуются другим соотношением постоянных распада, принимая $\lambda_e/\lambda_\beta = 0,085$ (Вассербург [5, 6]).

Мы считаем, что в настоящее время время распада K^{40} определена с недостаточной точностью и требует дальнейшего уточнения. Если пересчитать наши данные, исходя из предположения, что $\lambda_e/\lambda_\beta = 0,085$, то полученные нами возрастные значения повысятся на 15-20%.

УРАНО-ТОРИЕВО-СВИНЦОВЫЙ МЕТОД

Свинец определялся тремя методами:

1. Электролитическое выделение свинца из азотнокислых растворов (Ва—Pb) с радиоактивным индикатором RaD. Свинец из пробы предварительно выделялся осаждением его вместе с барием в виде сернокислых солей.

Количество свинца, выделенного на электроде в виде PbO₂, определялось либо полярографически (В.В. Жирова и Я.П. Гохштейн [7]), либо дитизиновым методом. Весовое определение свинца в виде PbO₂ оказалось ненадёжным из-за постоянного загрязнения его следами марганца и висмута.

Количественное выделение свинца данным методом осуществлялось приблизительно на 80-90%. Метод пригоден для абсолютных количеств свинца не менее 1 мг. Ошибка метода ±2%.

2. Дитизиновый метод применялся для определения очень малых количеств свинца.

Для редкоземельных минералов метод иногда даёт заниженные результаты из-за появления едва заметной мути (при усреднении среды), мешающей полноте извлечения свинца.

Точность метода ±5%.

Ввиду недостаточной точности метода производилось большое количество параллельных определений и результаты обрабатывались статистически.

3. Осциллографическое определение свинца не требует его предварительного выделения. Свинец определяется непосредственно в растворе минерала, что значительно сокращает время анализа (одно определение занимало полтора-два часа).

Метод пригоден для растворов с содержанием свинца не ниже 10⁻⁴%.

Точность ±5%. Одновременно может быть определён и уран.

Сопоставление с другими методами показывает хорошее совпадение результатов, что даёт возможность использовать указанный метод для возрастных определений и представляет особую ценность для минералов с малым содержанием свинца (см. подробное описание, метода в статье В.В. Жировой и Я.П. Гохштейна [17]).

Изотопный анализ свинца производился из PbJ₂, как ранее было описано (А.П. Виноградов, С.И. Зыков, И.К. Задорожный [8]). Достаточно было 1-0,1 мг PbJ₂.

Уран и торий определялись эманационным методом.

Минерал целиком переводился в раствор и производилось измерение тория по торону и радия по радону.

Монациты после предварительной обработки плавиковой кислотой растворялись в фосфорной кислоте. Раствор разбавлялся до 5-10% по фосфорной кислоте и в нем велись измерения тория и радия на приборе СГ1М (по сравнению с эталонами в той же среде).

Ортиты и сфены после разложения растворялись в соляной кислоте.

Точность определения урана и тория ±1,5%.

В отдельных случаях (очень малое содержание урана) производились многочисленные параллельные определения люминесцентным методом.

Расчёт возраста минерала по урано-свинцовому, торий-свинцовому и свинцовому $\left(\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}}\right)$ методам ведётся обычно по четырём изотопным соотношениям согласно следующим формулам:

$$\text{Pb}^{206} = \text{U}^{238}(e^{\lambda_{\text{U}^{238}}t} - 1) \quad (1)$$

$$\text{Pb}^{207} = \text{U}^{235}(e^{\lambda_{\text{U}^{235}}t} - 1) \quad (2)$$

$$\text{Pb}^{208} = \text{Th}^{232}(e^{\lambda_{\text{Th}^{232}}t} - 1) \quad (3)$$

$$\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}} = \frac{1}{139} \cdot \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1}, \quad (4)$$

где Pb, U, Th — содержание в минерале изотопов в количествах атомов;

$$\lambda_{\text{U}^{238}} = 0,154 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}; \lambda_{\text{U}^{235}} = 0,981 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1};$$

$$\lambda_{\text{Th}^{232}} = 0,0499 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}, t = \text{возраст минерала.}$$

Для простоты вычисления нами использовались номограммы Кальпа, Бейта и Брекера [10], позволяющие получить значение возраста непосредственно по вы-

численным отношениям: $\frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}}$; $\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}}$; $\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}}$; $\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}}$.

В номограммы $\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}}$ и $\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}}$ были внесены коррективы в соответствии с принятой нами $\lambda_{\text{U}^{235}} = 0,981 \cdot 10^{-9}$.

Ниже приводим расчёт возраста (табл. 3.).

Таблица 3
Определение абсолютного возраста гранита рапакиви из района Шпола.
Образец № 1055-ортит.
Содержание: Pb — 0,085%; U — 0,02%, Th — 1,23%

	Pb²⁰⁴	Pb²⁰⁶	Pb²⁰⁷	Pb²⁰⁸
Изотопный состав свинца минерала	0,13	12,83	2,81	100
Поправка на обыкновенный свинец (1200 млн. лет) ..	0,13	2,14	2,00	4,68
Изотопный состав радиогенного свинца минерала ...	—	10,69	0,81	95,32
Содержание изотопов радиогенного свинца в минерале, %.....	—	0,0072	0,0005	0,0644
	$\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}}$	$\frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{235}}$	$\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}}$	$\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}}$
Величина изотопных отношений.....	0,076	0,0419	0,025	0,0584
Возраст, млн. лет	1100	2270	1630	1140

Ввиду небольшого содержания урана в минерале величина возраста по отношениям $\frac{\text{Pb}}{\text{U}}$ наименее точна. В соответствии с этим возраст по $\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}}$ и $\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}}$ равный 1120 ± 100 млн. лет, наиболее вероятен.

РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВЫЙ МЕТОД

Для ряда пород был определён возраст по Rb^{87} — Sr^{87} методу. Рубидий определялся спектральным путём с большой точностью, а стронций — путём выделения нитрата стронция из раствора HNO_3 определённой крепости. Выделение производилось при контроле с радиоактивным стронцием. Изотопный состав стронция определялся масс-спектрометрически из SrSO_4 [11]. При расчёте возраста данным методом была принята $\lambda_{\text{Rb}^{87}} = 1 \cdot 1 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$.

III. РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты работ сведены в табл. 4 и 5.

Возраст четырёх гранитных массивов, фигурирующих в таблицах, был определён рубидий-стронциевым методом (пробы 431, 823, рапакиви Карелии; табл. 6.).

Результаты определения возраста этим методом показали (за исключением образца 431) весьма приличное сходжение с данными, полученными по калий-аргоновому методу несмотря на то, что определение велось не по отдельным минералам, а по валовым пробам пород, и несмотря на малую точность этого в частности из-за неточного определения константы распада Rb^{87} . Таким образом, основные выводы по геохронологии Украинского докембрия базируются на результатах определения возраста, полученных несколькими независимыми методами: уран-ториево-свинцовым, калий-аргоновым, рубидий-стронциевым (таб. 7).

Полученные результаты определений абсолютного возраста различными методами прежде всего свидетельствуют об имеющихся в ряде случаев расхождениях между определениями по разным изотопным отношениям из разных минералов и пород. Эти расхождения значительно больше возможных ошибок определений. Расхождения в определениях возраста по разным изотопным отношениям следует рассматривать в каждом отдельном случае самостоятельно. Расхождения в определениях возраста свинцовым и калий-аргоновым методом носят более общий характер.

Наиболее часто, встречающееся занижение возраста при определении его калий-аргоновым методом по породе по сравнению с возрастом по биотиту свидетельствует о потере аргона породой (микроклинном). Этот эффект был экспериментально доказан Э.К. Герлингом. В настоящей работе это явление особенно отчётливо наблюдается при исследовании порфировидных гранитов, содержащих крупные вкрапленники калиевых полевых шпатов.

Наблюдающееся в редких случаях совпадение значений возраста, полученных калий-аргоновым методом по биотиту и по породе, указывает либо на доминирующее значение в породе биотита среди калиевых минералов, либо на возможную плохую сохранность биотита, в результате которой часть аргона могла мигрировать. Подобное подозрение относится к образцу 27 (Неменка), полученному не из карьера, а из естественного снабжения со следами позднейших изменений.

Значения возраста, полученные для акцессорных минералов по отношениям

$$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}, \quad \frac{Pb^{207}}{U^{235}}, \quad \frac{Pb^{208}}{Th^{232}} \quad \text{и} \quad \frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$$

для монацитов, в общем хорошо сходятся. Для ортита и сфена сходжение хуже. Требуется исследовать, в какой мере ортит и сфен годятся для возрастных определений. Причины указанных нарушений, связанные с возможными потерями радона, урана и др., были нами разобраны (А.П. Виноградов [9]) и поэтому здесь мы подробно этого не рассматриваем. Наблюдающиеся, наконец, расхождения

в определениях возраста по $\frac{Pb}{U}$ и $\frac{Pb}{Th}$ отношениям в акцессорных минералах — ортитах и по $\frac{Ar}{K}$ отношению в биотитах, выражающиеся в более древнем возрасте акцессориев (№ 823, 1006), возможно объясняются заимствованием акцессориев из вмещающих пород, за счёт которых образовались граниты при явлениях гранитизации (палингенезиса).

Это подтверждается петрографическими наблюдениями.

Таблица 4
Возраст докембрийских пород Украины, полученный урано-ториево-свинцовым методом
по акцессорным минералам гранитоидов.

Минерал и место взятия пробы*	Pb, %			U, %		Th, %	Изотопный состав Pb				Возраст, млн. лет ***			
	полярного-фическое определение	прямое осциллографическое определение	литизионный метод	Среднее содержание	р. х. определение		люминесцентный метод	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁷
Ортит (1055), Шпола	—	—	0,085 (0,085; 0,085)	—	0,02 (0,02; 0,019)	1,23 (1,21; 1,24)	—	0,13	12,83	2,8	100	1140	2270	1630
Сфен (432), Подтепная	—	—	0,023 (0,021; 0,024)	—	0,1 (0,1; 0,096)	0,11 (0,11; 0,11)	—	1	100	31,30	89,50	1140	675	1280
Монацит (821)**, Первомайский	—	0,46	0,42 (0,41; 0,42 0,43)	0,44	0,31; (0,31; 0,32)	0,45 (0,46; 0,44)	—	1	42,52	13,54	78,25	—	1760	1810
Монацит (1052), Сутоклея, Кировоград	—	—	0,75 (0,80; 0,70, 0,75)	—	0,48 (0,46; 0,49)	7,12 (7,11; 7,13)	—	0,059	27,20	3,84	100	1700	2000	2020
Монацит (27), Неменка	0,72 (0,70; 0,74)	0,73 (0,71; 0,75)	0,73 (0,70; 0,75; 0,74)	0,73	0,42 (0,42; 0,41)	6,60 (6,60; 6,60)	—	—	17,91	2,15	79,94	2000	2050	1980
Монацит (1066), Жезелев	0,70	0,69 (0,68; 0,67; 0,72; 0,72)	0,55 (0,58; 0,52; 0,55)	0,69	0,71 (0,71; 0,70)	4,64 (4,64; 4,64)	—	—	32,84	4,54	62,52	2140	2050	2120
														1980

Таблица 4 (окончание)

Минерал и место взятия пробы*	Pb, %				U, %		Th, %		Изотопный состав Pb				Возраст, млн. лет ***			
	полярографическое определение	прямое осциллографическое определение	литизионный метод	Среднее содержание	р. х. определение	люминесцентный метод			Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁸ t ²³² Th	Pb ²⁰⁶ t ²³⁸ U	Pb ²⁰⁷ t ²³⁵ U	Pb ²⁰⁷ t ²⁰⁶ Pb
Монацит (1063), Сабарово	—	1,06	1,03 (1,00; 1,06)	1,04	0,13	0,10	10,55 (10,77; 10,34)		0,045	5,73	1,21	100	1940	2870	2230	1710
Орпиг (823), р. Саксагань, Репихово	0,36 (0,36; 0,35)	—	—	—	0,068	—	2,63		—	7,36	1,42	91,22	2620	2420	2610	2780
То же	—	—	0,30 (0,32; 0,30; 0,29)	—	0,05 (0,05; 0,05)	—	2,41 (2,37; 2,41; 2,44)		0,015	7,32	1,42	91,24	2390	2660	2820	2780
Орпиг (1006), Ингулец, Репихово	—	—	0,12	—	—	0,025 (0,025; 0,025; 0,26 и т.д.)	0,86 (0,90; 0,82)		—	8,11	1,60	90,29	2630	2410	2620	2760

* На карте места сбора указаны приведёнными номерами.

** В образце № 821 обращает на себя внимание необычайно малое содержание тория (для монацита). Обычно содержание тория колеблется в пределах от нескольких процентов до 10-15%. Вследствие этого возраст, рассчитанный по отношению $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$, сильно завышен (> 5000 млн. лет). Если в данном случае наблюдалась потеря тория, то геохимическая сущность процесса пока не ясна.

*** См. примечание на стр. 115.

Таблица 5
Результаты определения возраста пород Украины аргоновым методом

№ п/п	Место взятия образца	К, %			Возраст× Ar×10 ⁻⁴ см ³ /г	Возраст× 1000±50 млн. лет	К, %			Ar×10 ⁻⁴ см ³ /г	Возраст ×1000±50 млн. лет	Масс-спектральные данные по содержанию Ar ⁴⁰ , %
		химический анализ	спектральный анализ	химический анализ			спектральный анализ					
Породы												
1	Лезники (1067)	—	3,66	2,7	1,23	—	6,44	10,2	2,09	100 (биотит)		
2				2,6*				10,4*				
3	Шпола (1055)	4,13	4,1	4,0	1,54	—	4,15	4,4	1,59	100 (порода)		
4				4,2*								
5	Умань (1060)	3,37	3,54	3,4	1,54	—	7,07	4,1	1,00	100 (биотит)		
6	Подстепная (432)						5,78	3,8	1,15			
7	Митрофановка (1050)	4,97	4,9	4,2	1,38	6,0	—	12,9	2,51			
8				4,1*								
9	Гуровка (809)	2,32	2,48	3,09	1,80	—	5,36	6,8	1,81	96 (биотит)		
10	Чечелевка (810)	3,1	2,62	3,9	1,63	—	5,25	7,3	1,90			
11	Первомайский (821)	3,95	3,62	5,4	1,80	—	6,34	8,0	1,80			
12				3,96*								
13	Сергеевка (820)	3,84	—	3,5	1,47		6,42	8,1	1,80	100 (биотит)		
14	Сутокля (1052)	—	4,48	4,3	1,59	—	5,1	8,8	2,20	100 (биотит)		

Таблица 5 (окончание)

№ п/п	Место взятия образца	К, %			Ag×10 ⁻⁴ см ³ /г	Возраст× ×1000±50 млн. лет	К, %			Ag×10 ⁻⁴ см ³ /г	Возраст ×1000±50 млн. лет	Масс-спектральные данные по содержанию Ag ⁴⁰ , %
		химический анализ	спектральный анализ	химический анализ			спектральный анализ					
Породы												
15.	Сугоклея (1052)	—	—	—	4,1	1,59	—	—	—	—	—	—
16.	Неменка (27)	4,82	4,62	—	3,1	1,12	6,2	—	—	4,5	1,24	—
17.					2,93*		—	6,38	9,6	2,01	—	—
18.	Корыстышев (1068)	3,84	—	—	4,8	1,80	—	—	—	—	—	—
19.	Жежелев (1066)	3,29	2,91	—	1,8	1,09	6,0	—	—	6,7	1,67	100 (биотит)
20.					2,0*		—	—	—	—	—	—
21.	Сабарово (1063)	4,3	—	—	3,8	1,43	—	4,75	8,0	2,19	—	100 (биотит)
22.					3,9*		—	—	7,96	—	—	—
23.	Эрастовка (1001)	1,68	—	—	1,6	1,50	—	4,26	5,5	1,83	—	—
24.	Терны (811)	1,52	1,51	—	1,35	1,41	6,62	—	10,7	2,10	—	—
25.					1,3*		—	—	—	—	—	—
26.	Саксагань (823)	5,86	5,36	—	5,0	1,38	5,55	5,69	8,4	1,99	—	—
27.					4,5*		—	—	—	—	—	—
28.	Ингулец (1006)	3,08	3,29	—	3,5	1,67	—	6,51	11,5	2,21	—	—

* Результаты параллельного определения.

Так, например, в гнейсах, интродуцируемых уманскими гранитами, наблюдаются включения акцессорного сфена, характерного также и для самих гранитов, возраст которых определялся. В гранитах Сабаровского массива отчётливо наблюдаются две генерации монацитов. Ранняя генерация представлена округлыми зёрнами монацита в ядрах вкрапленников микроклина и плагиоклаза. В то же время монацит второй генерации, пользующийся преимущественным распространением, ассоциируется с биотитом, микроклином и кварцем, представляющим основную мелкораскристаллизованную массу, цементирующую крупные вкрапленники, и отличается хорошо выраженным идиоморфизмом зёрен.

В районе рр. Ингульца и Саксагани в массе гнейсов наблюдаются крупные выделения ортита, корродируемые биотитом, возраст которого, определённый калий-аргоновым методом оказывается в полтора раза меньше возраста ортита (№ 823 и 1006).

Вероятное объяснение этого расхождения в возрасте заключается в том, что в составе интрузии или метаморфических пород могут сохраняться минеральные реликты первичных пород, подвергшихся ассимиляции либо метаморфизму.

Таким образом, метод определения абсолютного возраста пород может служить индикатором некоторых генетических особенностей исследуемых пород. Следовательно, вопрос об унаследовании вещества вмещающих толщ интрузивными породами для Украинского докембрия приобретает исключительный интерес.

Таблица 6
Возраст докембрийских пород Украины, определённый
рубидий-стронциевым методом (по Задорожному и Быковскому [11])

№ п/п	Место взятия пробы и номер образца	Rb ⁸⁷ , %	Радиогенный Sr ⁸⁷ , %	Возраст, млн. лет
1	Подстепная (431)	0,0092	0,00017	1700±600
2	Репихово, Саксагань (823)	0,0076	0,00018	2200±950
3	Рапакиви, Карелия	0,0231	0,00031	1200±200

Подобное предположение подтверждается и в работах других исследователей.

Так например, Н.П. Семененко [2] пишет: «Наряду с интрузивными формами проявления гранитных магм, перемещённых из глубоких горизонтов, наблюдаются также и палингенетические граниты, образовавшиеся при расплавлении вмещающих пород поднимающимися массами гранитов. Это происходит в участках второго наложения процессов диастрофизма нового магматического воздействия на ранее гранитизированные гнейсы. Эти представления применимы и для чудново-бердичевских гранитов, состав которых сходен с вмещающими их кордиерито-гранатовыми гнейсами».

Подробное объяснение возрастных взаимоотношений акцессорных минералов и биотита позволяет сделать, по данным определения образцов № 823/5, 823/6 и 1006, первый, весьма существенный вывод о древнем возрасте (порядка 2600±100 млн. лет) пород, представленных в настоящее время биотитовыми, гранат-биотитовыми и пироксен-плагиоклазовыми гнейсами, справедливо относимыми Ю.И. Половинкиной [3] к наиболее древнему нижнеархейскому суперкрупстальному комплексу Украинского кристаллического массива.

В районе верховьев р. Саксагань (Репихово) и по правобережью р. Ингулец (Реево) наблюдаются интенсивно мигматизированные гнейсы. Мигматизация гнейсов обычно сопровождается появлением крупных образований ортита, достигающих

нескольких сантиметров в длину, корродируемых биотитом и ортоклазом биотит-полевошпатовых жил. С последними связана интенсивная биотитизация гнейсов, особенно усиливающаяся в ксенолитах гнейса, захваченных жильным материалом.

Таблица 7
Сводная таблица определения возраста гранитоидов
Украинского докембрийского массива, полученных различными методами

Место отбора гранитоидов и номер пробы	Возраст, млн. лет*		
	калий-аргоновый метод	урано-ториево-свинцовый метод	рубидий-стронциевый метод
Лезники (1607)	2090 (биотит)	—	—
Шпола (1055) (Устиновский карьер)	1590 „	1120 [среднее из $t_{\text{Th}}^{\text{Pb}^{208}}$ и $t_{\text{Pb}}^{\text{Pb}^{207}}$ для ортита]	—
Умань (1060)	1000 „	—	—
Подстепная (432)..	1150 „	—	1700 (порода)
Митрофановна (1050)	2510 „	—	—
Гуровка (809)	1810 „	—	—
Чечелиевка (810)	1900 „	—	—
Первомайский (821)	1800 „	1850 [среднее из $t_{\text{U}^{238}}^{\text{Pb}^{206}}$, $t_{\text{U}^{235}}^{\text{Pb}^{207}}$ и $t_{\text{Pb}}^{\text{Pb}^{207}}$ для монацита]	1900 порода
Сергеевка (820)	1800 „	—	—
Сугокля, Кировоград (1052)	2220 „	1890 [среднее по 4 изотопным отношениям для монацита]	—
Неменка (27)	1240 „	1970 [среднее по 4 изотопным отношениям для монацита]	—
Коростышев (1068)	2010 „	— 2070	—
Жежелев (1066)	1670 „	[среднее по 4 изотопным отношениям для монацита]	—
Сабарово (1063)	2190 „	1940 [из $t_{\text{Th}}^{\text{Pb}^{208}}$ для монацита]	—
Эрастовка (1001)	1830 (биотит)	—	—
Терны (811)	2100 „	—	—
Саксагань, Репихово (823)	1990 „	2610 [средний по 4 изотопным отношениям для ортита]	2200 (порода)
Ингулец, Реево (1006)	2210 „	2600 [средний по 4 изотопным отношениям для ортита]	—

* Для сокращения обозначений абсолютного возраста, полученного по одному из изотопных отношений, приняты выражения $t_{\text{U}^{238}}^{\text{Pb}^{206}}$ и т.д.

Микроскопические наблюдения отчётливо указывают на разведение ортита биотитом.

Проведённое определение возраста показывает, что возраст ортита, а следовательно, и верхний предел возраста гнейсов либо пород, подвергшихся позже огневому, равен 2600 ± 100 млн. лет. Определение возраста биотита свидетельствует о времени вторжения биотит-полевошпатовых жил и о позднейшем, связанном с этим событием, метаморфизме гнейсов, имевшем место 2000 млн. лет тому назад.

Основным и важным выводом, следующим из проведённых определений абсолютного возраста, оказывается синхронность первых трёх тектоно-магматических комплексов, выделенных Н.П. Семененко, укладываемых в одну геологическую эпоху, имеющую возраст 2000-1800 млн. лет и относимых, следовательно, к верхнему архею (см. карту).

В связи с этим выделяемые Н.П. Семененко три основных периода складчатости, различаемые ориентировкой возникающих структур и составом гранитоидов, по-видимому, скорее обязаны своим появлением тому, что они констатировались в пространственно различных районах. В связи с этим установить их взаимоотношения во времени было трудно. Так, например, единство во времени чудново-бердичевских гранитов, подчинённых бугским складчатым структурам северо-западного простирания, кировоградских и ингулецких гранитоидов, обусловленных субмеридиональной саксаганской структурой, по-видимому, указывает на единый складчатый процесс, характеризующийся изменением ориентировки структур при переходе из центральной части щита в западное его окончание.

В связи с этим следует упомянуть о том, что Ю.И. Половинкина, В.И. Луцицкий [12], Н.И. Безбородько, а в последнее время Ю.Ю. Юрк [13] также рассматривали бердичевские граниты, как единый гранитный комплекс с житомирскими, коростышевскими и кировоградскими гранитами, относя их только к различным фазам внедрения.

Выделение такого единого тектоно-магматического комплекса, объединяющего многочисленные интрузии Житомирского, Днепровского и Кировоградского массивов, несомненно, оправдано некоторыми общими чертами их вещественного состава и строения.

В отличие от древних плагиогранитов Приднепровья и Саксагани, биотитовых, плагиоклазовых и биотит-амфиболовых гнейсов нижнего архея и более юных интрузий рапакиви и др., граниты этого комплекса отличаются обилием акцессорных минералов, главным образом монацита, и, как правило, сопровождаются жильными аплитоидными и пегматитовыми образованиями.

Различия в структурах гранитов отдельных массивов, как, например, выделение порфировидных биотитовых гранитов кировоградского типа и среднеравномернозернистых либо мелкозернистых гранитов житомирского типа вызваны в основном условиями их становления, кристаллизации. При этом наряду с указанными выше типами могли возникать розовые аплитоидные разности, залегающие во вмещающих породах, но генетически представляющие собой продукт дифференциации единого магматического расплава, часто рассматривавшиеся как самостоятельные поздние интрузии днепровско-токовского комплекса.

Весьма характерной особенностью этих интрузий является также их отчётливо выраженный гибридный характер. В различной степени все интрузии этого наиболее распространённого в Украинском кристаллическом массиве магматического комплекса несут следы активной ассимиляции вмещающих пород, выражающейся в появлении многочисленных ксенолитов как гнейсов, так и известняков, необычных для гранитов метаморфических минералов — граната, кордиерита, силлиманита и др. Эти черты особенно характерны для чудново-бердичевских гранитов, отли-

чающихся часто и мало характерной для гранита гнейсовидной структурой пород (Сабарово, Жежелев).

Повсеместно устанавливаемый для них абсолютный возраст, варьирующий в пределах 1800-2000 млн. лет, достаточно точно совпадает с возрастом пегматитов постботнийских гранитов Фенноскандии, пегматитов Восточного Забайкалья, кьюатинской эпохой складчатости, в течение которой возникли интрузии и поля пегматитов в пределах Канадского щита, с возрастом урановых месторождений Витватерсранда (Южная Африка).

Таким образом, Украинский щит не представлял собой исключения среди докембрийских платформ земного шара. Формирование главных интрузий, составляющих 80% площади Украинского щита, протекало в течение сравнительно короткой геологической эпохи на рубеже нижнего и верхнего архея. В течение этого, по существу единого тектоно-магматического цикла были сформированы все интрузивы чудново-бердичевского, житомирско-кировоградского и в значительной части днепрово-токовского типа.

Поскольку абсолютный возраст этого комплекса практически совпадает с возрастом метасоматических пород Кривого Рога из представленных данных следует и другой не менее важный вывод — седиментация криворожской толщи происходила до начала рассматриваемой складчатой эпохи.

Возрастные данные выясняют положение в стратиграфической схеме интрузий днепрово-токовского цикла.

Часть этих интрузий, т.е. массивы Первомайский, Гуровский, должна быть явно отнесена к более раннему тектоно-магматическому комплексу.

Однако среди ранее относившихся Ю.И. Половинкиной к днепрово-токовскому комплексу интрузий выделяются две: в районе Подстепной (нижнее Приднепровье) и в районе Умани, отличающихся явно значительно более юным возрастом, морфологией и составом.

Появление этих интрузий, представляющих собой разобщенные плутоны в различных частях Украинского массива, скорее говорит о том, что они относятся к позднему тектоно-магматическому комплексу, связанному уже не со складчатостью, а подобно массивам рапакиви — с отдельными разломами.

Весьма характерны особенности минерального состава этих двух интрузий. И для гранитов Подстепной и для ортоклаз-биотитовых гранитов Умани типично отсутствие монацита и появление в качестве аксессуаров сфена и ортита при явном доминировании первого из них в сопровождении обильных вкрапленников сульфидов, в особенности молибденита.

Эти отличия в характере данных интрузий, особенно подчёркиваемые Ю.И. Половинкиной [3] для уманского плутона, «ошибочно относимого украинскими геологами к кировоградскому комплексу», ярко сказались и на их возрасте, по-видимому, идентичном с возрастом украинских рапакиви — приблизительно 1200 млн. лет.

Таким образом, высказанное Ю.И. Половинкиной сомнение по поводу положения отдельных чарнокито-гранитных массивов в стратиграфической схеме («поскольку ряд черт сближает их с рапакиви позднего коростеньского комплекса») может быть отнесено и к определениям абсолютного возраста гранитоидов.

Наконец, базируясь на определении образца № 1055, мы имеем доказательство действительно более юного возраста гранитов рапакиви по сравнению со всей остальной массой гранитоидов Украины, колеблющегося между 1700 млн. лет (по биотиту) и 1140 млн. лет (по $\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}}$ для ортита).

Предпочтение в данном случае должно быть отдано цифре 1140 млн. лет, поскольку точность определения по аргоновому методу значительно ниже точности определения по свинцовому.

Возраст украинских рапакиви, таким образом, оказывается, как будто бы одинаковым с возрастом карельских рапакиви, свидетельствуя об общности данного тектоно-магматического комплекса Украинского щита и Фенноскандии, синхронного гренвильской эпохе складчатости, устанавливаемой для Канады Коллинсом и др.

IV. ВЫВОДЫ

Определение абсолютного геологического возраста пород Украинского докембрия при помощи калий-аргонового, урано-ториево-свинцового и рубидий-стронциевого методов позволило установить возраст пород значительной территории Украинского докембрия и выдвинуть новые задачи.

Наиболее древними образованиями Украинского кристаллического массива являются гнейсы, слагающие правобережье Днепра и обнажающиеся в районе бассейна Саксагани, верхний возраст которых, по-видимому, определяется в 2600 ± 100 млн. лет и совпадает с возрастом древних кристаллических сланцев Южной Родезии (Африка) и Манитобы (Канада). Цифра 2600 млн. лет получена по оргитам и должна быть проверена по другим акцессорным минералам. Главной эпохой складчатости, в течение которой были сформированы основные гранитоидные массивы чудново-бердичевского, кировоград-житомирского и части днепровско-токовского типов, оказалась Эпоха, определённая возрастом в 1800-2000 млн. лет, имевшая место на рубеже нижнего и верхнего архея.

Данная эпоха складчатости носит всеобщий характер. Она широко проявилась на всех докембрийских континентах и характеризовалась интенсивным пегматитообразованием и становлением интрузий с высоким содержанием радиоактивных акцессориев. Представление о длительных перерывах между отдельными интрузивными циклами этого тектоно-магматического комплекса, в один из которых якобы произошло накопление Саксаганской толщи, не подтверждается данными определений абсолютного возраста пород.

В пределах Украинского докембрия выделяется несколько самостоятельных плутонов (Подстепная, Умань, массивы рапакиви), отличающихся специфическим составом акцессорных минералов, морфологией, свидетельствующей о связи их с разломами, вероятно, относящимися к другой тектонической эпохе, датированной 1100 ± 100 млн. лет, сопоставимой с эпохой вторжения Карельских рапакиви и гренвильской эпохой складчатости в Канадском щите. Подтверждение присутствия интрузивов подобного возраста и установление новых аналогичных проявлений изверженных пород является актуальной задачей предстоящих исследований, в ходе которых весьма важно будет установить причину существующих расхождений между определениями возраста U—Th—Pb по различным изотопным отношениям одних и тех же минералов и аргон-калиевыми определениями возраста пород.

Определение абсолютного возраста отдельных акцессорных и породообразующих минералов, вероятно, позволяет в отдельных случаях вскрывать в массе изверженных и метаморфических пород минералы, а возможно, и минеральные агрегаты, унаследованные от более древних первичных пород, подвергшихся позднейшей переработке (ассимиляции, метаморфизму и т.д.). Проблема унаследования при определении возраста пород приобретает важное научное значение.

*Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского АН СССР*

ЛИТЕРАТУРА

1. Л.В. Комлев. Доклад на III сессии Комиссии по определению абс. возраста геологич. формаций, 1954.
2. Н.П. Семененко. Докембрий Украинской ССР. Труды Лаборатории геологии докембрия, вып. 2, 1953.
3. Ю.И. Половинкина. Стратиграфия, литосфера и тектоника Украинской ССР. Труды Лаборатории геологии докембрия, вып. 2, 1953.
4. Т.Ф. Боровик-Романова и А.В. Змеенкова. Спектроскопическое определение калия в породах и минералах. См. наст. сборник, стр. 223.
5. G.J. Wasserburg. Определение возраста по аргонно-калиевому методу. Geoch. et cosmoch. acta, 7, № 1-2, 1955.
6. G.J. Wasserburg a. R.J. Hayden. Возраст метеоритов по A^{40} — K^{40} -методу. Phys. Rev., 97, № 1, 1955.
7. В.В. Жирова и Я.П. Гохштейн. Количественное определение свинца и урана в минералах методом осциллографической полярографии. См. наст. сборник, стр. 242.
8. А.П. Виноградов, С.И. Зыков и И.К. Задорожный. Возраст Земли по изотопному составу свинцов. Труды I сессии Комиссии по опред. абс. возраста геологич. формаций, 1954.
9. А.П. Виноградов. Изотопы свинца и их геохимическое значение. Труды Сессии ОХН АН СССР по мирному использованию атомной энергии, 1955; Геохимия изотопов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1954.
10. J.L. KuIp, G.L. Bate, W.S. Broecker. Am. J. Sci., 252, № 6, 1954.
11. И.К. Задорожный и Н.Н. Быковский. Возраст пород по рубидий-стронциевому методу. См. наст. сборник, стр. 267.
12. В.И. Лучицкий. Общий обзор докембрия Европейской части СССР. Стратиграфия СССР, т. 1, Изд-во АН СССР, 1939.
13. Ю.Ю. Юрк. Гранитные комплексы Украинского кристаллического массива. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 5, 1954.

ВОЗРАСТ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД УКРАИНЫ*,**

Сообщение 3

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР,
Москва*

Настоящее сообщение является продолжением ранее опубликованных работ по определению абсолютного возраста докембрийских пород Украины [1, 2].

В текущем году авторы настоящего исследования ставили своей задачей проверку ранее установленных значений возраста различных интрузивных комплексов Украины путём определения абсолютного возраста тех же самых массивов и в ряде случаев тех же самых проб по циркону свинцово-урано-ториевым методом.

Эта задача была вызвана тем, что ранее полученные данные свинцово-урано-ториевым методом по монациту и особенно ортиту, с одной стороны, и для тех же проб аргонкалиевым методом по биотиту — с другой, показали в значительном числе случаев серьёзные расхождения.

Работами Ларсена и др. [4, 6] неоднократно демонстрировалась пригодность аксессуарных цирконов для определения абсолютного возраста гранитов упрощённым свинцово-ториевым методом без применения изотопного анализа свинца. При этом определение урана и тория велось методом измерения α -активности образца, а содержание свинца устанавливалось спектральным методом. Сравнительно удач-

* Геохимия. 1957. № 7. С. 559-565. Соавт.: Тугаринов А.И., Федорова В.А., Зыков С.И.

** Работа доложена на VI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций в г. Свердловске.

ные результаты, полученные Ларсеном и другими, казалось, указывали на отсутствие обыкновенного свинца в цирконах.

Единственное определение циркона из мариупольских сиенитов, выполненное нами в предыдущем исследовании, также подтверждало ничтожное содержание в нём обыкновенного свинца и несомненную пригодность этого минерала для возрастных определений, что было особенно важно, принимая во внимание широкую распространённость циркона в гранитоидах.

Всё это побудило нас в качестве эталона при проверке ранее полученных данных остановиться на цирконе, обнаруженном во всех без исключения интрузивных породах Украины. Для ряда особенно спорных по своему возрасту положению интрузивных массивов (так, например, рапакиви) нами были обработаны дополнительные пробы из участков, ранее в наших исследованиях не фигурировавшие. Так, например, для определения абсолютного возраста коростеньских гранитов и рапакиви того же комплекса был выделен циркон из рапакиви карьера Малин; для новомиргородских рапакиви, помимо циркона из рапакиви Прудянского карьера (Шпола), были исследованы ортит и циркон из рапакиви Корсунь-Шевченковского карьера; для окончательного установления абсолютного возраста щелочных пород Приазовья были исследованы повторно цирконы из района г. Жданов (табл. 1), цирконы нефелиновых сиенитов того же района (обр. 5, табл. 1) и щелочных гранитов Хлебодаровки (обр. 4, табл. 1).

Полученные аналитические данные изложены в табл. 1. В этой же таблице приведены сравнительные результаты определения абсолютного возраста разными методами по разным минералам для одних и тех же пород.

Данные табл. 1 указывают на часто повторяющуюся закономерность в получающейся последовательности значений возраста по разным изотопным отношениям для цирконов, выражающейся следующим образом:

$$T \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}} \gg T \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} > T \frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}} > T \frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}}$$

Таблица 1.
Результаты определения абсолютного геологического возраста
докембрийских пород Украины

Место- рождение, минерал	Содержание в %			Изотопный состав свинца				Значение абсолютного возраста по изотопному отношению в млн. лет			
	Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	$\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{U}^{238}}$	$\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}}$	$\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}}$	$\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}}$
Чудново-бердичевский комплекс											
С а б а р о в											
Монацит, 1063	1,04	0,13	10,55	0,45	5,73	1,21	100	2870	2230	1940	1710
Циркон, 1063	0,028	0,055	0,054	0,21	65,57	10,11	24,11	2050	1930	1860	1900
Биотит, 1063											
Житомирский комплекс											
А д а б а ш											
Монацит, 1815	0,6	0,14	6,5	0,01	7,62	0,98	100	1910	1880	1820	1820
Циркон, 1815	0,025	0,09	0,02	0,19	78,9	11,24	9,67	1460	1560	850	1820
Биотит, 1815											

Таблица 1 (окончание)

Место- рождение, минерал	Содержание в %			Изотопный состав свинца				Значение абсолютного возраста по изотопному отношению в млн. лет			
	Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	$\frac{Pb^{208}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$
Темрюк											
Монацит, 13	0,52	0,07	7,0	0,0125	3,30	0,55	96,14	1550	1700	1540	1910
Циркон, 13	0,02	0,025	0,02	0,5	57,65	13,13	28,72	2480	2160	2160	1740
Приазовский щелочной маассив											
Хлебодаровка											
Циркон, 1288	0,026	0,065	0,038	0,17	75,06	10,84	13,93	1860	1950	1200	2080
Жданов											
Циркон, 1286	0,0063	0,0023	0,063	0,17	15,33	3,92	80,58	2210	1970	1600	1730
Жданов											
Циркон, 1284	0,011	0,004	0,07	0,67	23,13	11,63	100	1830	1660	1880	1770
Рапакиви											
Шпола											
Ортит, 1055	0,085	0,02	1,23	0,13	12,83	2,81	100	2270	1630	1140	1100
Циркон, 1055	0,025	0,07	0,065	0,131	70,28	9,21	20,38	1620	1670	1300	1700
Биотит, 1055											
Корсунь											
Ортит, 1823	0,1	0,22	1,0	0,008	8,12	0,98	90,09	2300	2020	1930	1760
Циркон, 1823	0,017	0,035	0,02	0,57	56,66	13,74	29,03	1590	1650	1700	1750
Биотит, 1823											
Малин											
Циркон, 1800	0,008	0,022	0,018	0,34	68,84	11,77	23,05	1550	1600	1080	1700

В табл. 2 приведены расчётные данные, показывающие размеры колебаний значений возраста по разным изотопным отношениям, в зависимости от ошибки химических определений компонентов.

Аналогичная зависимость была ранее установлена Олдричем, Девисом и другими [4, 6] для цирконов и А.И. Тугариновым, Л.П. Орловой и С.И. Зыковым [3] — для торита (см. табл. 3).

Таблица 2.
Размеры колебания значений абсолютного возраста
в зависимости от погрешностей опыта

Место- рождение, минерал	Содержание в вес. %			Изотопный состав свинца				Значение абсолютного возраста по изотопным отношениям в млн. лет			
	Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	$\frac{Pb^{208}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$
С а б а р о в											
Циркон, 1063	0,029	0,053	0,052	0,21	65,57	10,11	24,11	2180	1920	2000	1900
«	0,027	0,057	0,056	0,21	65,57	10,11	24,11	1920	1860	1740	1900
А д а б а ш											
Циркон, 1815	0,024	0,095	0,021	0,19	78,9	11,24	9,67	1310	1510	780	1820
«	0,026	0,085	0,019	0,19	78,9	11,24	9,67	1570	1720	930	1820
Т е м р ю к											
Циркон, 13	0,021	0,024	0,019	0,5	57,65	13,13	28,72	2670	2220	2640	1740
«	0,019	0,026	0,021	0,5	57,65	13,13	28,72	2300	2050	2190	1740
Т е м р ю к											
Монацит, 13	0,54	0,067	6,7	0,0125	3,30	0,55	96,14	1660	1770	1650	1910
«	0,5	0,073	7,3	0,0125	3,30	0,55	96,14	1440	1650	1420	1910
Х л е б о д а р о в к а											
Циркон, 1288	0,027	0,062	0,036	0,17	75,06	10,84	13,93	2040	2050	1310	2080
«	0,025	0,068	0,04	0,17	75,06	10,84	13,93	1750	1900	1100	2080
Ж д а н о в											
Циркон, 1286	0,0066	0,0022	0,06	0,17	15,33	3,92	80,5	2400	2050	1760	1730
«	0,006	0,0024	0,066	0,17	15,33	3,92	80,5	2040	1890	1460	1730
Ш п о л а											
Циркон, 1055	0,024	0,073	0,068	0,131	70,28	9,21	20,38	1510	1600	1200	1700
«	0,026	0,067	0,062	0,131	70,28	9,21	20,38	1750	1740	1430	1700
К о р с у н ь											
Циркон, 1823	0,0175	0,034	0,019	0,57	56,66	13,74	29,03	1640	1670	1840	1750
«	0,0165	0,036	0,021	0,57	56,66	13,74	29,03	1430	1580	1570	1750
К о р с у н ь											
Ортит, 1823	0,105	0,21	0,95	0,008	8,12	0,98	90,89	2480	2110	2210	1760
«	0,095	0,23	1,05	0,008	8,12	0,98	90,89	2120	1940	1750	1760
М а л и н											
Циркон, 1800	0,0084	0,021	0,0175	0,34	68,84	11,77	23,05	1690	1680	1180	1700
«	0,0076	0,023	0,0185	0,34	68,84	11,77	23,05	1420	1530	1010	1700

Таблица 3.
Определения абсолютного возраста цирконов

Месторождение	Значение возраста по разным изотопным отношениям				Наиболее приемлемое значение возраста	Авторы
	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{238}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$		
Эссонвилль-Тори-Хилл, гранит Хилбертон Каунти	1080±25	1060±25	1030±25	390	1000	Олдрич, Девис и др.
Багдад, Аризона	1120±70	750±50	630±50	—		Те же
Браун Дерби, Ганнисон, Каунти, Колорадо	1425±1101	100±50	935±150	—	950	« «
Кейптаун, Южная Африка	550	—	347	278		« «

Во всех приведённых в табл. 3 случаях наиболее достоверными оказывались значения возраста, полученные по

$$\frac{Pb^{207}}{U^{235}} \text{ и } \frac{Pb^{206}}{U^{238}}.$$

Сопоставление значений возраста по разным изотопным отношениям исследованных нами цирконов с ранее установленными значениями возраста других минералов другими методами из тех же интрузивных массивов показывает, что и в этом случае значение возраста по $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ оказывается наиболее вероятным, чаще остальных приближаясь к ранее полученным величинам возраста по другим минералам.

Таким образом, так же как и для торита, можно было сделать вывод о вероятной относительной потере минералом значительной доли ториевого свинца и небольшой потере урана.

Опыты с выщелачиванием урана и свинца из торита показали, что наряду с ураном из торита теми же растворами выносятся, хотя и в меньшей степени, свинец (как урановый, так и ториевый). Следовательно, получающийся эффект в расхождении значений полученных величин возраста определялся сравнительной нерастворимостью тория в природных растворах и преимущественным выносом урана по сравнению со свинцом.

Кристаллохимически это может быть объяснено тем, что при радиоактивном распаде урана и тория в силикатах обоих элементов Pb^{208} будет занимать несколько менее прочное положение, чем Pb^{207} и Pb^{206} в силу большей близости ионных радиусов урана и свинца, чем тория и свинца ($R_{Th}=1,1 \text{ Å}$; $R_U=1,05 \text{ Å}$; $R_{Pb}=0,8 \text{ Å}$).

Поэтому вероятность выноса Pb^{208} при прочих равных условиях окажется большей. Следовательно, истинное значение возраста должно будет лежать между $T \frac{Pb^{207}}{U^{238}}$ и $T \frac{Pb^{207}}{U^{206}}$, больше приближаясь к $T \frac{Pb^{207}}{U^{235}}$.

Второй важный вывод, следующий из полученных данных, заключается в доказательстве постоянного присутствия в цирконах небольших порций обыкновенного свинца от 10 до 30% от всего свинца минерала.

Происхождение обыкновенного свинца в цирконе правильнее всего связывать с захватом растущим кристаллом циркона, образующимся в заключительную стадию кристаллизации магмы, небольших включений ранее образовавшихся породообразующих минералов — полевого шпата, биотита и т.д. [2]. Принимая во внимание низкие содержания урана и тория в цирконе и соответственно ничтожные содержания радиогенного свинца, измеряемые первыми сотыми, а иногда тысячными долями процента, подобные включения минералов с аналогичным содержанием обыкновенного свинца могут объяснить полученный эффект. Это обстоятельство объясняет существующую тенденцию к завышению истинных значений возраста Пород при применении ранее названного метода Ларсена и других, игнорирующих поправку на обыкновенный свинец циркона.

Действительно, как это следует из табл. 4, опубликованные значения возраста, полученные Ларсеном по циркону, несколько выше значений, полученных по другим минералам.

Таблица 4.
Сопоставление значений возраста циркона и ториянита,
полученных методом Ларсена и Нира в млн. лет

Месторождение, минерал	Значения возраста по разным изотопным отношениям в млн. лет				Значение возраста циркона по Pb/a	Авторы
	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$		
Цейлон, Индия, ториянит	485	—	531	461	—	Нир
Цейлон, Индия, циркон	—	—	—	—	574	Ларсен и др.

Соответственно, чем моложе циркон, тем больше должна сказываться на получаемом по нему значении возраста подобным методом отмеченная закономерность.

Изложенные замечания показывают, как это нами указывалось и в предыдущей работе, что циркон является одним из наиболее пригодных минералов для определения абсолютного возраста. Наиболее достоверным значением возраста циркона из всех получаемых по разным изотопным отношениям является значение по отношению $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$.

Геологическая интерпретация полученных данных позволяет внести существенные коррективы в ранее излагавшийся результаты. Благодаря прекрасно сходящимся результатам определений образцов 1063, 1288, 1286 и 1284 табл. 1 можно считать окончательно доказанным возраст в 1,9 - 2 млрд. лет чудново-бердичевских гранитов и щелочных пород Приазовья.

Определение возраста циркона из монзонита Адабаш указывает на уже ранее отмеченную при исследовании монацита из того же массива близость этих пород по времени образования к житомирско-кировоградским гранитам.

Весьма серьёзным является результат исследования цирконов трёх интрузивных массивов рапакиви Малин, Шпола, Корсунь-Шевченковский (обр. 1800, 1055, 1823 табл. 1). Вопреки ранее сделанным нами выводам по весьма противоречивым результатам, полученным при исследовании ортита из Шпола, — все три указанных массива оказываются практически того же возраста, что и житомирско-кировоград-

ские граниты. Данные по циркону достаточно близко совпали со значением возраста, полученным калий-аргоновым методом по биотиту.

Таким образом, если несколько более юный возраст рапакиви (порядка 200 млн. лет, т.е. лежащий в пределах точности измерения) по сравнению с кировоград-житомирским гранитом и может быть признан, как это указывают прямые геологические наблюдения, то это различие в возрасте гораздо меньше, чем ранее предполагалось как геологами, так и радиологами.

Рапакиви Украины, вероятно, относятся к единой тектономагматической эпохе (Беломорской), как и все остальные интрузивные комплексы Украины, хотя и являются наиболее юными интрузиями этой эпохи (1700 ± 100 млн. лет).

*Поступила в редакцию
9. VII. 1957*

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П., Тугаринов А.И., Рик К.Г., Чупахин М.С., Зыков С.И., Жирова В.В., Кропотова О.И. и Федорова В.А. Возраст докембрийских пород Украины, I. Труды IV Сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1955.
2. Виноградов А.П., Тугаринов А.И., Зыков С.И., Гаврилова Л.К., Рик К.Г., Федорова В.А. и Кропотова О.И. Возраст докембрийских пород Украины, II. Труды V Сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1956.
3. Тугаринов А.И., Зыков С.И. и Орлова Л.П. О формах нахождения свинца; в радиоактивных минералах и методах определения их возраста. Труды V Сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1956.
4. Faul H. (editor) Nuclear Geology, 1955.
5. Jaffe, Howard W. Precambrian monazite and zircon from the Mountain Pass rare-earth district, San Bernardino County, California, Bull. Geol. Soc. Am. **66**, № 10, 1955.
6. Larsen E.S.I., Keevil N.B., Harrison. Method of determination the Age of igneous Rocks using the accessory minerals, Bull. Geol. Soc. Am. **63**, 1045, 1952.

THE AGE OF PRE-CAMBRIAN ROCKS OF THE UKRAINE COMMUNICATION 3

*V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
Academy of Sciences, USSR, Moscow*

This communication is a continuation of papers, published formerly, on the determinations of the absolute age of Pre-Cambrian rocks of the Ukraine.

In the current year the authors' task has been the verification of previously estimated ages of various intrusive complexes of the Ukraine by determining the absolute ages of the same massifs, and in a number of cases of the same samples, on zircon by the lead-uranium-thorium method.

This work was necessitated by the fact that the data obtained formerly by the lead-uranium-thorium method on monazite and especially allanite, on the one hand, and, on the other hand, by the argon-potassium method on biotite for the same samples have shown poor agreement in a considerable number of cases.

The most reliable data from those given in Table 3 proved to be the data obtained from the $\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}}$ ratios.

ВОЗРАСТ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД УКРАИНЫ*

ВВЕДЕНИЕ

В настоящем сообщении продолжается описание ранее проведённых нами исследований по определению возраста докембрийских пород Украины (Виноградов и др., 1957).

Одной из основных задач по-прежнему являлось определение возраста пород различными методами, с тем чтобы найти наиболее правильное решение. Поэтому методические вопросы в наших исследованиях составляли значительную часть. Мы имеем в виду при этом как классические урано-ториево-свинцовые и калий-аргоновые методы определения, так и минералого-петрографические исследования.

Вместе с тем мы попытались пойти несколько дальше в дифференцировании докембрийских пород Украины по их возрастам. При геологических интерпретациях полученных возрастных данных мы сопоставляли их главным образом с геологическими схемами, в своё время предложенными Ю.И. Половинкиной и Н.П. Семененко. Поскольку с ними широко знакомы геологи, облегчалась задача изложения наших данных, подтверждающих мнения геологов или не совпадающих с ними. Сбор свежего материала из карьеров был осуществлён летом 1955 г. по определённой программе, составленной в результате обсуждения её совместно с геологами.

Помимо гранитоидов уманского, коростенского, житомир-кировоградского, днепровского, чудново-бердичевского и саксаганского комплексов, были взяты пробы пород криворожской толщи и Приазовья. Подготовка проб происходила так же, как это описано в предыдущем сообщении.

Определение возраста велось калий-аргоновым методом по биотиту и в одном случае, с целью сопоставления, по мусковиту и микроклину, а также урано-ториево-свинцовым методом (с изотопным определением свинца) по наиболее распространённым минералам, содержащим уран и торий: монациту, циркону, ортиту, сфену и гумиту. Определение калий-аргоновым методом сопровождалось исследованием изотопного состава аргона (табл. 1.).

Таблица 1
Изотопный состав аргона биотитов (в %)

№ образца	Ar ⁴⁰	Ar ³⁸	Ar ³⁶
1055	100	—	—
1060	100	—	—
1812	99,988	0,00028	0,0015
1815	99,9907	0,00015	0,0008
1307/2	100	—	—
1824/1	100	—	—

Исполнитель — М.С. Чупахин.

Из новых приёмов анализа следует указать на одновременное определение урана и свинца в этих минералах осциллографическим методом параллельно

* Труды V сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (19-23 мая 1956 г.). М., 1958. С. 111-133. Соавторы: А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Л.К. Гаврилова, О.И. Кропотова, К.Г. Кнорре, В.А. Стенько.

с прежними методами. Предварительное сообщение о нём было сделано в Женеве. Более подробный доклад со всеми данными приводится отдельно*.

Для иллюстрации этого метода приводим (табл. 2.) сравнительные данные, полученные по разным методам (средние данные из ряда определений).

Таблица 2
Количественное определение свинца и урана в минералах
различными методами (в %)

а) Определение свинца

Минерал	Дитизоновый метод	Осциллографический метод	Метод электролиза
Монацит, обр. 1	0,58	0,60	0,59
« обр. 13	0,73	0,74	0,77
« обр. 27	0,69	0,72	0,73
« обр. 1066	0,60	0,69	—
« обр. 1063	1,03	1,06	—
Смолка, обр. 391	0,70	0,72	—
« обр. 991	0,40	0,42	—
« обр. 854	0,78	0,75	—
« обр. 1329	0,33	0,36	—
« обр. 1905	0,13	0,13	—
« обр. 700	0,58	0,60	—
Циркон, обр. Ж—51	0,037	—	0,037

б) Определение урана

Минерал	Весовой метод	Радиохимический метод	Осциллографический метод	Объёмный метод
Монацит, обр. 27	—	0,42	0,44	—
« обр. 1066	—	0,71	0,75	—
Виикит Алакурти, жёлтая разность	—	8,56	8,46	—
Циркон, обр. 144	—	—	1,02	1,02
Карбуран, Карелия:				
а) легкая фракция	5,0	—	5,2	—
б) тяжёлая фракция	4,2	4,1	4,3	—
Карбуран	10,2	10,1	10,3	—
Смолка, обр. 921	39,7	—	39,0	—
« обр. 1329	22,5	—	22,2	—
« обр. 391	73,5	—	74,1	—
Уранинит, Карелия	66,9	—	67,2	—
То же, Таймыр	76,9	—	74,6	—

* См. доклад Я.П. Гохштейн и В.В. Жировой, стр. 316 настоящего сборника.

Таблица 3
Определения абсолютного возраста докембрийских пород Украины

№ опре- деле- ния	Место взятия образца и номер	Калий-аргоновый метод			Урано-ториево-свинцовый метод										Наиболее досто- верный возраст		
		минерал	калий в вес. %	аргона в см ³ /г ·10 ⁻⁴	К/А	Содержание в вес. %			Изотопный состав свинца					Возраст в млн. лет			
						Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	$t = \frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$t = \frac{Pb^{207}}{U^{235}}$		$t = \frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$	
1	Лезники 1804	Биотит (Биотит)	4,04 (6,44)**	4,83 (10,2)	1750 (2100)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
2	Шпола 1055	(Порода) (Биотит)	(3,66) 5,9	(2,7) (6,14)	(1300) 1600	Ортит	0,085	0,02	1,23	0,13	12,83	2,81	100	2270	1640	1100	1140
3	Корсунь 1824	(Порода) (Биотит)	(4,15) 5,11	(4,4) 3,3	(1700) 1300	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	Ст. Бабаны 1812	Биотит	6,97	6,13	1400	Ортит	0,12	0,05	1,18	0,55	45,66	12,69	100	3280	2500	1920	1130
5	Умань 1060	Биотит (Порода)	7,07 (3,4)	4,1 (3,4)	1000 (1100)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	Губник р. Собы 1307	Биотит	6,72	6,63	1500	Ортит	0,12	0,03	1,4	0,04	7,06	1,38	100	1590	1780	1980	1680
7	Адабаш 1815	Биотит	6,44	6,65	1580	Монацит	0,6	0,14	6,5	0,01	7,62	0,98	100	1920	1880	1840	1820
8	Чечелievка 810	Биотит	4,52	7,3	1980	Монацит	0,4	0,22	4,45	0,02	16,79	2,29	100	1670	1820	2000	1620
9	Кривой рог (Метасоматит)	Мусковит (1301) Гидробитит (190/8)	6,02 0,89	9,86 2,0	2100 1820	Малакон 35(7/2) Малакон (144/18)	0,11 0,27	0,76 1,0	0,025 0,075	0,02 0,05	100 100	10,64 11,58	2,94 3,53	930 1560	1160 1670	1730 1820	1860 1230
10	Жданов	—	—	—	—	Циркон	0,06?	0,001	0,07	0,67	23,13	11,63	100	1830	1660	1770	1880
11	«	—	—	—	—	Циркон*	0,011	0,004	0,46	0,12	7,78	2,42	100	800	1050	1640	1430?
12	Салтычья	Биотит	6,52	7,73	1800	Ортит Сфен	0,071 0,011	0,037 0,01	0,022	1,88	62,52	30,99	100	1300	1250	970	1900
13	Белгород, КМА	Биотит	7,6	5,6	1250	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Химический анализ проведён аналитиком Н.И. Стулниковой

По-видимому, при осциллографическом анализе величины содержания U, Pb могут быть получены наиболее достоверно.

Сопоставление данных, полученных по калий-аргоновому методу для пород, биотита или других минералов, с данными, полученными по U-Th-Pb методу для радиоактивных минералов украинского докембрия, позволяет сделать ряд заключений о пригодности для целей определения возраста того или иного минерала и метода. Совершенно ясно, что данные, полученные К-А методом по биотиту, по сравнению с данными, полученными по другим калийсодержащим минералам или по валовой пробе породы, более достоверны (табл. 3.).

Из акцессорных минералов, содержащих уран и торий, наиболее хорошее совпадение возрастных данных по отношениям $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$, $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$, $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$, даёт монацит (табл. 4.).

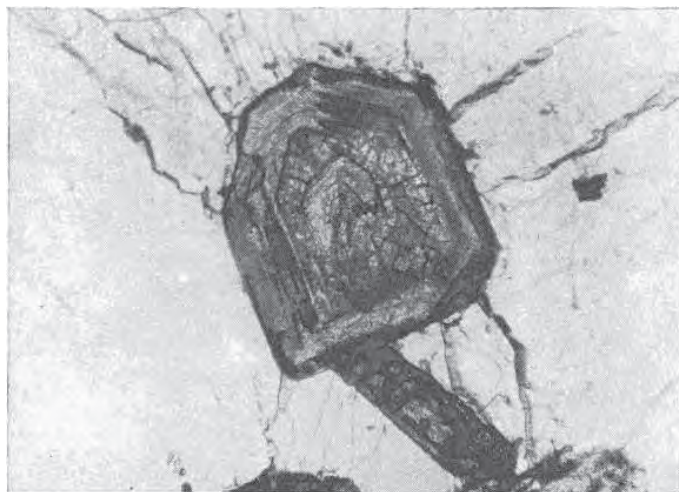
Таблица 4
Результаты определения возраста монацитов Украины
разными исследователями урано-ториево-свинцовым методом

№ образца	Место взятия образца	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$	Авторы
1815	Адабаш	1910	1880	1820	1820	Виноградов и др.
810	Чечелиевка.....	1670	1820	2000	1620	То же
821	Первомайский	1760	1810	1900	—	« «
1052	Сугакля.....	2000	2030	1840	1700	« «
27	Неменка	2050	1980	1840	2000	« «
1066	Жежелев.....	2050	2120	1980	2140	« «
1063	Сабаров.....	2870	2230	1710	1940	« «
	».....	3400	2500	1790	1800	Комлев и др.
	Березовский	2500	2000	1520	1875	То же
	Приазовье, Висла...	2130	1880	1640	1830	Старик и др.
	Темрюк	2130	1940	1880	1840	Комлев и др.

Наибольшее отклонение в отдельных случаях даёт отношение $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ — явление, которое, возможно, следует связывать с односторонней миграцией урана. Поэтому всегда при выяснении наиболее достоверной цифры возраста мы отдавали предпочтение величине, полученной по отношению $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$.

Поскольку монациты встречаются почти исключительно в гранитоидах, относящихся к магматическому комплексу с возрастом около 2 млрд. лет, а более юные интрузии типа рапакиви или более древние магматические инъекции характеризуются иным акцессорным составом минералов, нам пришлось прибегнуть к исследованию ряда других минералов: ортита, циркона, сфена. Пригодность этих минералов для определения абсолютного возраста рассматривается дальше.

Крупные выделения ортита, достигавшие размеров 1×2×10 см, обнаруженные в районе среднего течения рек Ингулец и Саксагань, в пегматоидных телах, секущих саксаганские гнейсы, дали хорошо совпадающие цифры возраста по всем четырём изотопным отношениям. Несмотря на метамиктное состояние этих образцов, они, тем не менее, отличались хорошей сохранностью (фиг. 1.). В одном из



Фиг. 1. Обр. 1006/1. Река Ингулец, дер. Реево. Ортит (неизменённый) в полевом шпате.
Увел. 90, без анализатора

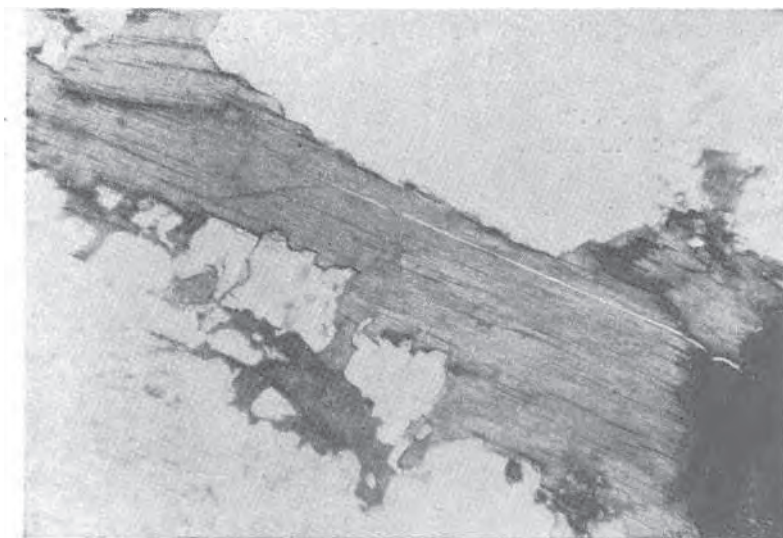
образцов (№ 823/6) был обнаружен тонкий прожилок галенита, не выходявший за пределы зерна ортита и состоявший, как показал изотопный анализ свинца минерала, из радиогенного свинца. Таким образом, несмотря на частичное перераспределение вещества внутри минерала, например на обособление части радиогенного свинца в нём, минерал в целом представлял собой закрытую систему, и поэтому получилась весьма интересная цифра возраста — 2600 млн. лет. Однако возраст биотита из тех же участков гнейса, в котором были обнаружены пегматоидные прожилки с ортитом, оказался, по данным К-А метода, равным 2000 млн. лет. На фиг. 2. приведены взаимоотношения биотита и ортита в пределах огнейсованного пегматитового прожилка, показывающие разъедание ортита как биотитом, так и ортоклазом.



Фиг. 2. Обр. 1006/1. Река Ингулец, дер. Реево. Ортит, корродируемый биотитом и ортоклазом. Увел. 90, без анализатора

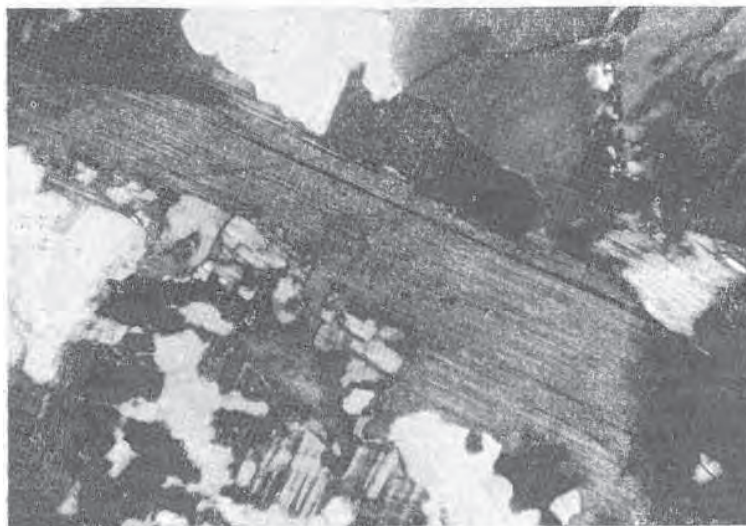
В связи с этим нами было высказано предположение, что около 2000 млн. лет назад произошла перекристаллизация всей толщи, в том числе и наблюдающихся в ней пегматоидных тел, вследствие чего только один ортит можно в какой-то степени рассматривать как реликт более древней породы, чем и определяется верхний предел исходной осадочной толщи.

Но наряду с такими случаями наблюдались и обратные взаимоотношения между ортитом и биотитом. Так, например, для рапакиви Прудянского карьера (Шпола) возраст, определённый по биотиту, оказался выше, чем возраст, определённый по ортиту. Аналогичное завышение возраста против ожидаемого дали биотиты из Лезников. При этом, как показало сопоставление цифр возраста, полученных в 1955 и 1956 гг., разные пробы гранитов, в зависимости от близости контакта с вмещающими породами, дают разные цифры возраста. На фиг. 3 и 4 показан характер взаимоотношений биотита с другими минералами, свидетельствующий, что биотит с определённым основанием можно рассматривать как реликтовый минерал гнейса, подвергшийся интенсивному замещению при гранитизации, которая сопровождалась образованием биотита новой генерации. Таким образом, вопрос об унаследовании юными породами минерального состава более древних толщ, о чём мы говорили в первом сообщении, получил новое подтверждение и должен изучаться дальше.



Фиг. 3. Обр. 1804/4. Лезники. Корродирование реликтового биотита микроклином и кварцем. Увел. 46, без анализатора

Аналогичные различия в расхождении значений возраста по биотиту и ортиту, при достаточно хорошей изученности минералогического материала, послужившего объектом исследования, могут быть объяснены и иначе. Так, например, для гранитов горы Салтычьеой возраст по биотиту равен 1800 млн. лет, а по ортиту, по разным изотопным отношениям, он варьирует от 800 до 1640 млн. лет. В данном случае на результатах анализа, возможно, сказалась плохая сохранность ортита (см. фиг. 5.), мелкие зёрна которого, размером в доли миллиметра, были покрыты корочкой вторичного минерала, образовавшегося по ортиту.



Фиг. 4. То же, с анализатором

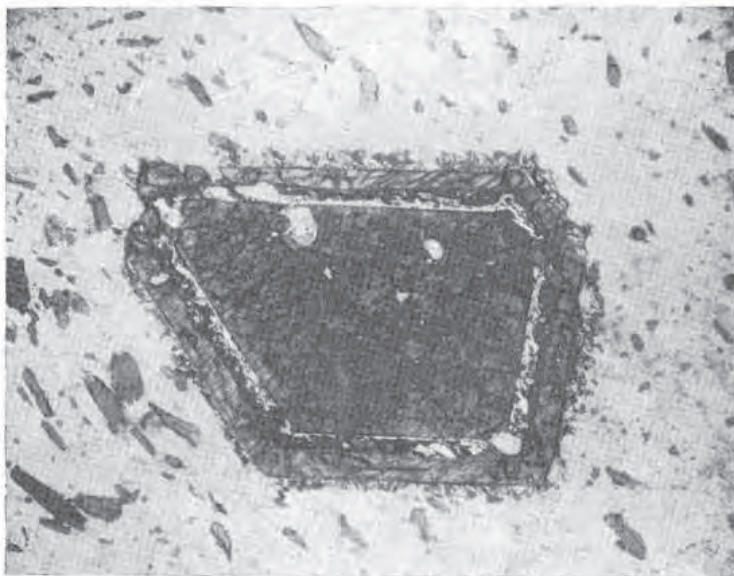


Фиг. 5. Обр. 1280/4, Гора Салтычья. Ортит с каймой изменения, разьедаемый кварцем и ортоклазом. Увел, 46, без анализатора

Работами кафедры геохимии МГУ (К.К. Жиров, С.И. Зыков и Н.И. Ступникова) было показано, что при обработке ортита уксуснокислым аммонием преимущественно удаляются обыкновенный и урановый свинец. Таким образом, следует предполагать, особенно для ортитов, представленных мелкими выделениями, вероятность селективного удаления урана и уранового свинца. В таком случае для определения возраста по ортиту должно действовать то же правило, что и для монацита, — наиболее достоверными должны быть цифры возраста, полученные по $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$.

При этом следует особо отметить, что величина зёрен ортита заметно сказывается на получаемом разбросе цифр, что, по-видимому, зависит от удельной поверхности кристаллов ортита, резко возрастающей при их минимальных размерах и приводящей к заметно более низкой сходимости цифр возраста, полученных по разным изотопным отношениям. В настоящей работе сделана также попытка определения возраста по цирконам.

В тех случаях, когда циркон отличается хорошей сохранностью, даже несмотря на то, что получение чистой мономинеральной фракции невозможно из-за тесного прорастания циркона породообразующими минералами (фиг. 6), результаты определения возраста по всем изотопным отношениям получаются весьма близкими (см. табл. 3, опред. 10 и 11). Аналогичные исследования малаконов со сравнительно



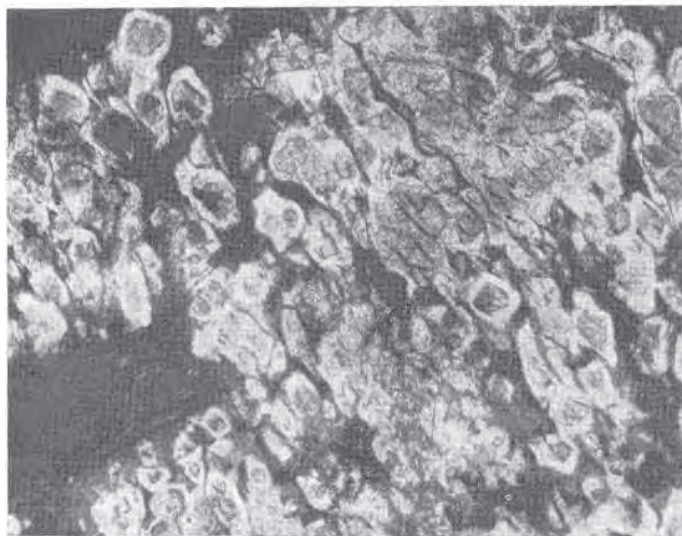
Фиг. 6. Обр. 1284/1. Приазовье. Нефелиновый сиенит. Циркон с включениями альбита и эгирина. Увел. 20, без анализатора

высоким содержанием урана показали их ограниченную пригодность для определения возраста ввиду явной потери части урана, возможно, связанной с переходом минерала в метамиктное состояние (фиг. 7, табл. 4, опред. 8). Тем не менее данные для гидробиотита по К-А методу и по малакону практически совпали, особенно при сопоставлении данных по отношению $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$.

Возможно, циркон в условиях докембрия Украины целесообразно будет использовать значительно шире для датирования возраста пород, так как он встречается почти во всех гранитоидах, даже лишённых иных аксессуаров.

По-видимому, сфен (см. табл. 3, опред. 12), захватывающий обыкновенный свинец в значительных количествах, не пригоден для определения возраста. Он отличается наряду с высоким содержанием обыкновенного свинца, весьма низким содержанием урана и тория, что заметно сказывается на точности определения возраста.

Наконец, мы вновь хотели бы обратить внимание на то, что значения возраста, полученные для пород (или, лучше, — минералов), вероятно, ещё далеки от реальных, поскольку явление унаследования более древнего состава минерала или более поздней потери вещества минералов мы ещё достаточно точно не можем оценить. Над исследованием этого явления мы продолжаем работать.



Фиг. 7. Обр. 144/18. Кривой Рог. Малакон. Увел. 70, без анализатора

Вкратце итоги исследований 1956 г. сводятся к следующему.

I. УМАНСКО-НОВОМИРГОРОДСКИЕ ГРАНИТЫ

Исследования гранитов в районах Шполы, Корсунь-Шевченковского, Ст. Бабаны и Умани показывают, что возраст их, по-видимому, крайне близок и лежит в интервале 1100-1400 млн. лет.

На это прежде всего указывают цифры возраста, полученные по акцессорным минералам (по ортиту и сфену), по отношению $\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}}$, заслуживающему наибольшего доверия вследствие значительно более высокого содержания в них тория по сравнению с ураном.

Подобное объединение ранее разделявшихся на два самостоятельных и неодновременных по своему образованию комплексов оправдано, помимо возрастных данных, общностью характеристики акцессорных минералов, значительной ролью титана в формировании каждого из гранитоидов и т.д. Действительно, все перечисленные граниты отличаются заметным содержанием ортита и сфена, иногда достигающим рекордных значений (Шпола — 0,1% ортита в породе), и повсеместным отсутствием монацита.

II. КОРОСТЕНСКИЕ ГРАНИТЫ

До сих пор нельзя считать окончательно решённым вопрос о возрасте пород коростенского комплекса. Полученные в 1956 г. калий-аргоновым методом повторные данные для гранитов из Лезников показали несколько более низкое значение воз-

раста по сравнению с 1955 г. — 1750 млн. лет по биотиту. Но, принимая во внимание устойчивость подобного значения возраста и для других выходов гранитоидов в том же районе (Коростень, Бехи, Игнатполь, по сообщениям Ю.И. Половинкиной, Л.В. Комлева), следует отложить окончательное решение вопроса о коростенских гранитах до получения достоверной цифры по акцессорному минералу.

Обращает, однако, на себя внимание факт значительно более высоких цифр возраста по аргону для биотитов этого района по сравнению с аналогичными цифрами для района Новомиргород — Умань.

К числу аналогичных по возрасту образований, судя по единственному определению биотита и ортита из района сел. Губник на р. Собь, должны быть отнесены к гранитоидам того же возраста (1500-1700 млн. лет) и собиты. О несколько более юном возрасте этих пород по сравнению с чудново-бердичевскими гранитоидами писала в 1955 г. и Ю.И. Половинкина.

В течение периода, прошедшего после IV сессии, нами не повторялись и не делались дополнительные анализы для гранитоидов Токовского и Подстепнянского карьеров. Данные 1955 г., тем не менее, позволяют считать их также разновозрастными перечисленным выше самым молодым гранитоидам Украинского докембрия.

III. КИРОВОГРАД-ЖИТОМИРСКИЕ-ДНЕПРОВСКИЕ ГРАНИТЫ

Особенностью этих гранитоидов, заметно отличающих их от всех остальных гранитоидов Украины, является их повсеместная монацитонность.

Как было показано в 1955 г., по монациту, являющемуся одним из самых подходящих минералов для возрастных исследований, был установлен достаточно точно возраст этих гранитов — 1850-2000 млн. лет. При этом возраст кировоградских и некоторых днепровских гранитов в районе Криворожья совпал довольно точно, несмотря на то, что последние считались гораздо более юными.

За истекший период нами были получены дополнительные, весьма удачные по сходимости, значения возраста по разным изотопным отношениям по монациту из боковянских гранитов (Чечелиевка) и новоукраинских монцонитов (Адабаш), оказавшихся синхронными кировоградским гранитам (1900 млн. лет).

Особенно интересно значение возраста монацита из Адабаша, не только потому, что оно представляет собой пример исключительной достоверности благодаря практически полному отсутствию засорения монацита обыкновенным свинцом, но и вследствие совпадения данных по разным изотопным отношениям. Геологическое значение этого результата крайне велико.

Вопрос о положении трахитоидных гранитов Ново-Украинки оставался до последнего времени открытым. Как это установлено Н.П. Семененко и Н.П. Козловской и как это теперь подтверждается измерениями абсолютного возраста, трахитоидные граниты Ново-Украинки относятся к кировоградскому комплексу, с гранитами которых их объединяет наличие ксенолитов вмещающих пород, обилие граната и монацитонность.

Однако Ю.И. Половинкина, по ряду петрографических особенностей этих пород, в частности на основании отдельных находок овоидов, типичных для рапакиви, до последнего времени считала целесообразным объединять их генетически с новомиргородским плутоном рапакиви.

Приведенный нами пример заслуживает пристального внимания, так как ещё раз показывает, что в условиях докембрия и при крайне слабой обнаженности района даже самые тщательные петрографические исследования отдельных редких обнажений в виде хорошо вскрытых карьеров не могут избавить геолога от ошибок.

Значение исследований абсолютного возраста минералов в таких случаях трудно переоценить.

В районе Криворожья в текущем году нами были также подвергнуты исследованию отдельные метасоматические минералы криворожской толщи. Образцы под № 9 в табл. 3 показывают, что, в полном соответствии с данными Э.К. Герлинга и ранее сообщавшимися данными А.И. Тугаринова, метасоматиты Криворожья имеют возраст около 1850-1950 млн. лет и оказываются одновременными кировоград-житомирско-днепровским гранитам.

Любопытно, что, в полном соответствии с экспериментальными данными Герлинга, биотит даёт достаточно хорошо сходящиеся результаты, при исследовании его К/А методом, с результатами исследования малакона свинцовым методом (по $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$). В то же время мусковит отличается несколько более высоким значением возраста, а микроклин даёт явно заниженные цифры.

Малаконы оказались крайне неблагоприятным материалом для исследования. Их метамиктное состояние, по-видимому, привело к значительной потере урана, а низкое содержание тория исключило возможность прецизионного измерения. Поэтому мало-мальски обоснованными могут быть только значения возраста по $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$, отвечающие 1800 млн. лет.

Попытка определить возраст гранитоидов горы Салтычей одновременно по двум аксессуарным минералам свинцовым методом практически закончилась неудачей, так как избранные для этой цели ортит и сфен оказались явно непригодными — сфен из-за высокого содержания обыкновенного свинца и низкого содержания радиоактивных элементов, а ортит, по-видимому, из-за своей плохой сохранности.

Совершенно удивительным оказалось определение возраста циркона из нефелиновых сиенитов Мариупольского щелочного массива, рассматривавшегося Н.П. Семененко, да и всеми геологами, как одно из самых юных образований, относимых к палеозою.

Циркон, характеризуясь исключительной устойчивостью и сохранностью, в отличие от малаконов Кривого Рога, оказался весьма подходящим материалом для определения возраста. Этот циркон обычно имеет зональное строение. Рост кристаллов его неоднократно прерывался образованием каймы сложного состава: альбит + циркон, после чего вновь продолжался рост собственно циркона. Очень часто в цирконе встречаются включения корродированных зёрен эгирина, свидетельствующие о большой кристаллизационной энергии циркона, сохранявшего в ходе своего роста идиоморфные формы.

Возможно, что присутствие в мономинеральной фракции циркона, отобранной для анализа, названных выше щелочных минералов обусловило сравнительно высокое содержание в нем обыкновенного свинца. Остальные особенности циркона — отсутствие метамиктного эффекта, сравнительно крупный размер кристаллов (1 см), ничтожное эманирование — позволяли рассматривать его как надёжный объект для исследования на возраст.

Полученное значение возраста — 1900 млн. лет, показывающее, что массив щелочных пород Приазовья является современником кировоградских гранитов, находится в явном противоречии с существующими геологическими представлениями о палеозойском возрасте этого массива.

Следует сказать несколько слов об истории подобных представлений.

Первые исследователи этого района — И.А. Морозевич (1898 г.) и А.С. Гинзберг (1916 г.) вопроса о юном возрасте данных пород никогда не поднимали. Впервые мысль о после- кембрийском возрасте щелочных пород Приазовья была высказана в 1933 г. В.И. Лучицким, обратившим внимание на петрографическое сходство кам-

птонитовых даек в районе г. Шахты, рвущих карбоновые отложения, с так называемыми баркевикитовыми порфиритами в Приазовье, генетически тесно связанными с остальными щелочными породами района. Никаких иных геологических доказательств юного возраста щелочных пород Приазовья, за исключением сравнительно свежего облика их, — нет, так как распространены они целиком в пределах докембрийского основания Украины.

Характерно, что в той же работе В.И. Лучицким был высказан одновременно и другой взгляд о возможно палеозойском возрасте украинских рапакиви.

Шаткость подобного рода геологических доводов лишний раз заставляет с большим интересом и вниманием отнестись к полученной цифре возраста нефелиновых сиенитов Приазовья.

Таким образом, три участка интенсивного проявления метасоматоза — в районе Ново-Украинки, Кривого Рога и Мариуполя, отличавшиеся каждый определённым своеобразием, — оказались разновозрастными. Естественно, что этот вывод требует дальнейших многократных определений и подтверждений.

В сводной таблице возрастных данных этих гранитоидов мы вынуждены были отказаться от помещения многих цифр других исследователей. Так, мы считали совершенно неприемлемыми цифры, полученные в ИГН Украинской академии наук К/А методом по микроклину, исходя из хорошо известных работ Э.К. Герлинга о малой сохранности аргона в минералах такого типа. Мы вынуждены были также исключить некоторые цифры ранних работ Л.В. Комлева по монацитам в связи с тем, что устно сообщённые им в 1956 г. аналитические данные заметно расходились с опубликованными ранее для тех же обнажений (Гуровка и др.).

IV. ЧУДНОВО-БЕРДИЧЕВСКИЕ ГРАНИТЫ

В предыдущей работе, на основании определения возраста гранитов Сабарова и Жежелева, а также данных Л.В. Комлева по Березовке, Гнивани и Литина, нами были отнесены к единому тектоно-магматическому комплексу чудново-бердичевские и кировоградские граниты. По-видимому, и новые данные, полученные для кировоградских гранитов, это положение подтверждают. Однако в свете ныне известных многочисленных определений возраста различных гранитоидов по монациту, граниты Жежелева и Сабарова выглядят как образования, несколько более древние, чем кировоградские граниты.

Поэтому, отнюдь не собираясь удалять чудново-бердичевские граниты из единого тектоно-магматического комплекса с кировоградскими и днепровскими гранитами, мы полагаем, что уже в пределах достигнутой точности измерения возраста мы вправе говорить о несколько более древнем времени образования чудново-бердичевских гранитоидов, относимых к периоду проявления мощного вулканизма на Украине — около 2 млрд. лет тому назад.

Эта мысль может быть проиллюстрирована следующим анализом возрастных данных, полученных по монацитам гранитоидов Украины, который позволяет в настоящее время предпринять попытку выделения разновозрастных групп гранитоидов в пределах этого единого магматического комплекса, сформировавшегося 1800–2100 млн. лет назад.

Принимая, согласно ранее приведённым рассуждениям, за наиболее достоверное значение возраста величину его, полученную по изотопному отношению $\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}}$, выделяем следующие группы интрузий (табл. 5.).

Подобное разделение не может быть в настоящее время полностью оправдано, как из-за недостаточной точности определения возраста, так и из-за статистически недостаточного количества самих определений. Тем не менее выделенные возраст-

ные группы интрузий весьма характерны по некоторой общности своей геологической характеристики.

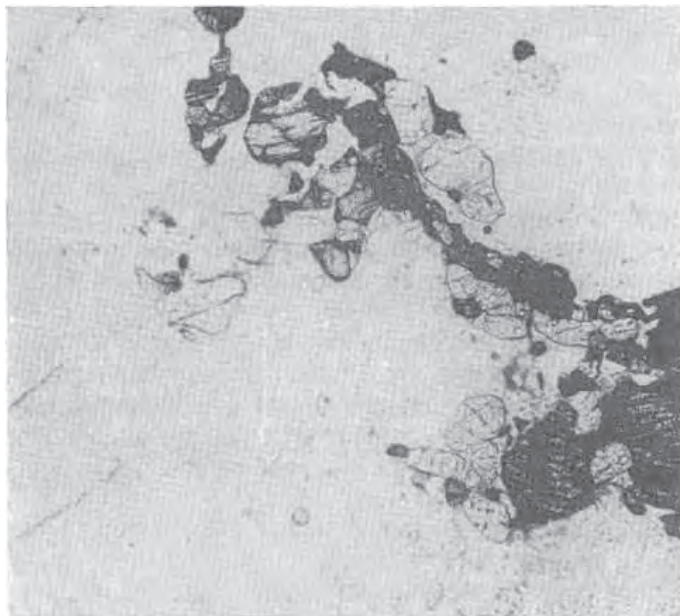
Таблица 5
Абсолютный возраст интрузий
днепровско-кировоградско-бердичевского комплекса

Место взятия пробы	Возраст в млн. лет по $\frac{Rb^{208}}{Th^{232}}$	Группа интрузий	Возраст группы интрузий (усредн.) в млн. лет
Чечелиевка	1620	I	1700
Сугокля (Кировоград)	1700		
Адабаш	1820	II	1850
Приазовье, Висла*	1830		
Приазовье, Темрюк*	1840		
Неменка	2000	III	2050
Жежелев	2140		
Сабаров	1940		

* Данные И.Е. Старика.

Так, например, группа I гранитов, с возрастом 1700 млн. лет, объединяет представителей кировоградских и днепровских гранитов из Центрального района Украинского щита, имеющих ряд общих черт и действительно рассматривающихся как более юный комплекс по сравнению с чудново-бердичевскими гранитоидами, представители которых оказались объединёнными в группу III — с возрастом 2050 млн. лет.

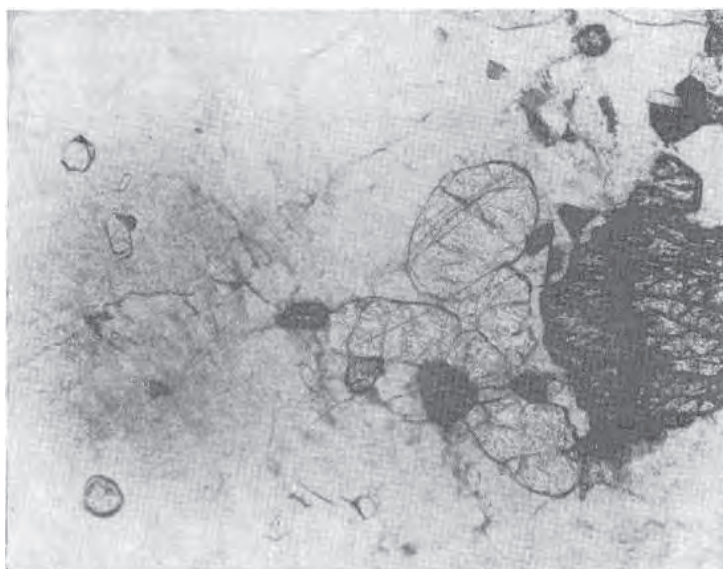
Промежуточное положение занимают монцониты Адабаша и гранитоиды Приазовья, возраст которых приблизительно совпадает с возрастом цирконов района Жданова и криворожских малаконов. При оценке возраста монцонита Адабаш следует обратить внимание на то, что микроскопические исследования этой породы дают исчерпывающие указания об относительном возрасте акцессорного монацита этой породы. Достаточно часто отмечаемый в шлифах монацит, как правило, встречается только в ассоциации с породообразующими минералами второй генерации: кварцем, альбитом, ортоклазом, биотитом, пироксеном, образующими иногда пегматоидные структуры вместе с широко представленным апатитом, развиваясь в отдельных случаях по граням срастания вкрапленников микроклина (фиг. 8 — 10). Ни в одном случае не удавалось наблюдать выделения монацита в центральных частях вкрапленников. Таким образом, можно уверенно говорить о том, что монацит, возраст которого был определён в 1820 млн. лет, относится к последней стадии кристаллизации данного массива и не является реликтовым минералом более древних толщ, подобно тому, как это мы предполагали для гранитоидов Сабарова.



Фиг. 8. Обр. 1815/1. Адабаш. Монацит, апатит, пироксен с кварцем, ортоклазом и альбитом второй генерации. Увел. 35, без анализатора

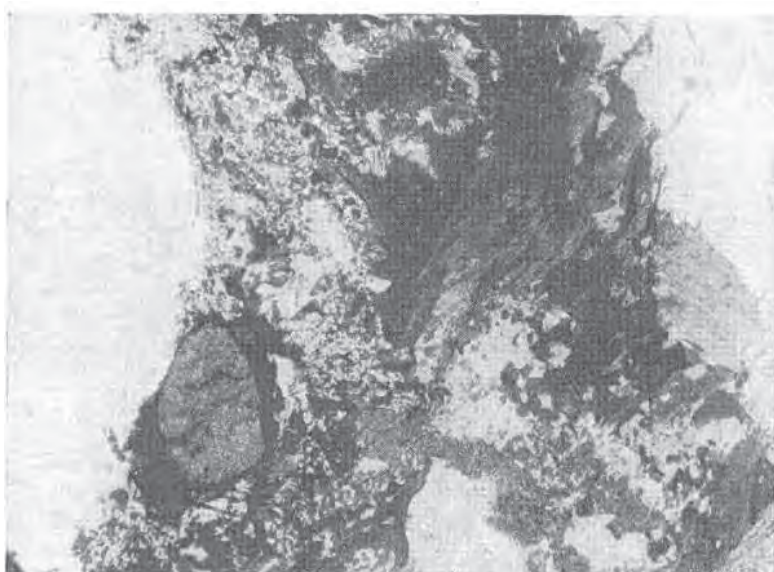


Фиг. 9. Тот же образец. Увел. 35, с анализатором

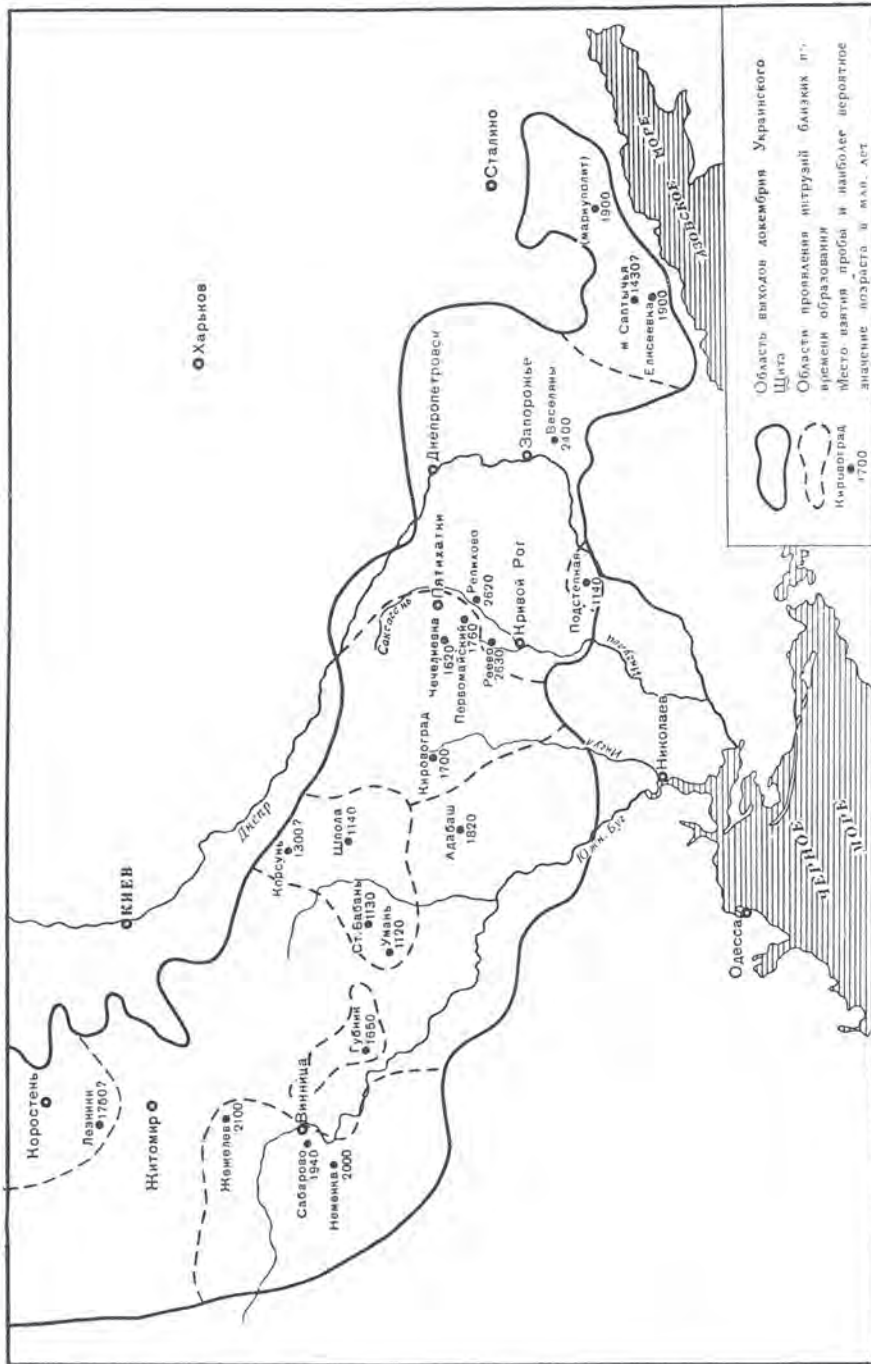


Фиг. 10. Обр. 1815/1. Адабаш. Увел. 70, без анализатора

На фиг. 11. показано, что в породах сабаровского типа основная масса монацита относится ко второй генерации наряду с биотитом, кварцем и микроклином. Вкрапленники микроклина относятся к первой генерации.



Фиг. 11. Обр. 1063. Сабаров. Монацит с биотитом, кварцем и микроклином второй генерации между вкрапленниками микроклина первой генерации. Увел. 46, без анализатора.



Фиг. 12. Схематическая карта абсолютного возраста докембрийских пород Украины

V. ДРЕВНЕЙШИЕ ОБРАЗОВАНИЯ УКРАИНСКОГО ДОКЕМБРИЯ

Помимо исследовавшихся в 1955 г. трёх ортитов из пегматоидных инъекций саксаганской толщи, имевших возраст 2600 ± 200 млн. лет, можно прибавить определение возраста галенита из района Веселяны (левобережье Днепра, у Запорожья), обнаруженного в кернах скважины при разбуривании Конкской магнитной аномалии, возраст которого оказался равным 2400 ± 200 млн. лет.

Характерно, что в этом же районе Ю.И. Половинкиной и Н.И. Полевой (устное сообщение) были обнаружены дайки плагиогранита, давшие крайне высокие значения возраста, порядка 2,5-3 млрд. лет. Очевидно, этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Подводя итоги предварительным исследованиям 1956 г., следует назвать те первоочередные задачи, которые стоят перед исследователями возраста геологических формаций украинского докембрия:

1. В ближайшее время провести исследования абсолютного возраста гранитов Коростеня и Тока по аксессуарам урано-ториево-свинцовым методом с применением изотопии.
2. Подвергнуть тщательному полевому обследованию район среднего течения Днепра — для отыскания рудных и магматических проявлений, определение возраста которых подтвердило бы существование в этом районе древнейших пород Украины.
3. Провести широкие исследования щелочных пород Приазовья в целях подтверждения их возможного докембрийского возраста.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П., Тугаринов А.И., Зыков С.И., Чупахин М.С., Рик К.Г., Кропотова О.И., Жирова В.В., Федорова В.А. Возраст докембрийских пород Украины. — Труды IV сессии Комис. по опред. абс. возр. геол. формаций, М., 1957.
2. Гинзберг А.С. К петрографии Приазовской кристаллической полосы. Пг., 1916.
3. Комлев Л.В., Данилевич С.И., Иванова К.С. и Филиппов М.С. О возрастных работах по расчленению украинского докембрия на основе данных радиоактивных методов. — Труды III сессии Комис. по опред. абс. возр. геол. формации, М., 1955.
4. Лучицкий В.И. Ультраосновные и щелочные основные породы северо-восточного Приазовья. Киев, 1933.
5. Морозевич И.А. Геологические исследования в Мариупольском уезде летом 1898 г. 1898.
6. Старик И.Е. Выступления в заседаниях III сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. — Труды III сессии, М., 1955.
7. Тугаринов А.И., Зыков С.И. Возраст и геохимические особенности свинцовых рудопроявлений Украины — Геохимия, № 3, 1956.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПО C^{14} Сообщение 2*

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР,
Москва*

В настоящей статье кратко излагаются некоторые результаты определения возраста по C^{14} геологических и археологических объектов. Определения по C^{14} велись одновременно на двух установках путём счёта активности двух газов: этана и углекислоты. Это позволило сравнить все положительные и отрицательные стороны обоих методов счёта как C_2H_6 , так и CO_2 .

В сообщении I [1] нами описано использование только C_2H_6 , что касается CO_2 , то этот газ требует более глубокой очистки от посторонних примесей (O_2 и другие), но в настоящее время он преимущественно используется [2-6].

Необходимо заметить, что при синтезе этана очень важно иметь баллонный водород, совершенно свободный от какой-либо радиоактивности. Так как проверка каждого баллона с водородом заняла бы много времени, то мы убедились, что использование для синтеза C_2H_6 водорода, полученного химическим путём в лаборатории ($Zn+HCl$), гарантировало нас от каких-либо ошибок в этом отношении.

Необходимо отметить, что в процессе получения и очистки газов выход промежуточных соединений достаточно хорошо приближался к теоретическому и поэтому фракционирование изотопов углерода исключалось. Газы после их получения перед измерением выдерживались в стеклянных баллонах в течение 1 месяца, чтобы полностью дать распасться Rn , если бы он присутствовал.

Счётчики объёмом 1 л наполнялись C_2H_6 или CO_2 до 2 атм на специальной газовой установке, которая имела соответствующую вакуумную систему. На этой установке перед наполнением счётчика производилась повторная очистка C_2H_6 или CO_2 путём замораживания каждого газа при температурах — 195,8 и — 78,5°С.

Счётные установки, на которых производились все приведённые ниже определения, были значительно усовершенствованы по сравнению с описанной ранее. Пропорциональные счётчики были размещены в железной защите горизонтально, окружены ртутными экранами, защитные счётчики типа ГС-30 заменены счётчиками типа ГС-60, применена схема гашения разряда в гейгеровских счётчиках для увеличения срока их службы. Счёт от кольца защитных счётчиков ГС-60 (14 штук) и дифференциальный счёт записывались на бумажную ленту самопишущими приборами ЭПП-09.

На рис. 1 представлен общий вид счётной установки, а на рис. 2 внутренний вид стального экрана.

В результате этих усовершенствований фон был значительно снижен. Измерение фона в новых условиях, например для этана, дало для счётчика с полным объёмом 0,98 л — 14, 5 *имп/мин*, для счётчика с полным объёмом 0,94 л — 14,3 *имп/мин*. Чистый счёт современного углерода — 18,5 *имп/мин*.

Для CO_2 фон в счётнике объёмом 0,94 л — 8,9 *имп/мин*. Чистый счёт современного углерода — 9,5 *имп/мин*. Учитывая влияние взрывов водородных бомб и промышленный эффект, в качестве эталона современного углерода использовалось дерево (берёза), срубленное в 1908 г. на Камчатке. Эталоном древнего углерода служил образец мрамора с Урала.

* Геохимия. 1959. № 8. Стр. 663–668. Соавторы А.Л. Девирц, Э.И. Добкина, Н.Г. Маркова, Л.Г. Мартищенко.

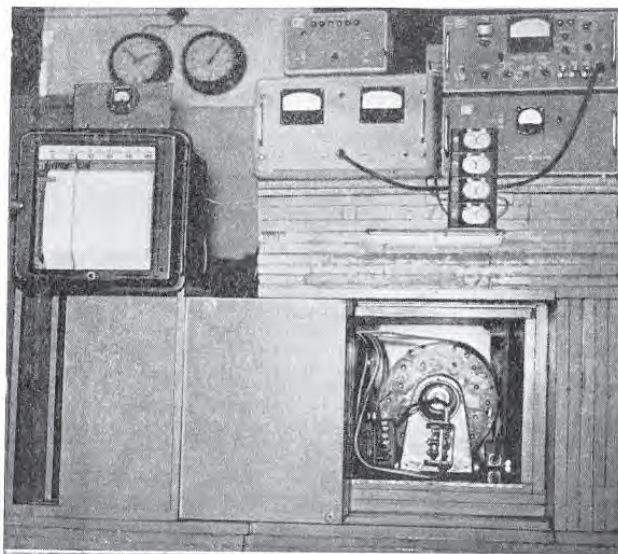


Рис. 1. Общий вид одной из установок для определения возраста при помощи пропорционального счётчика

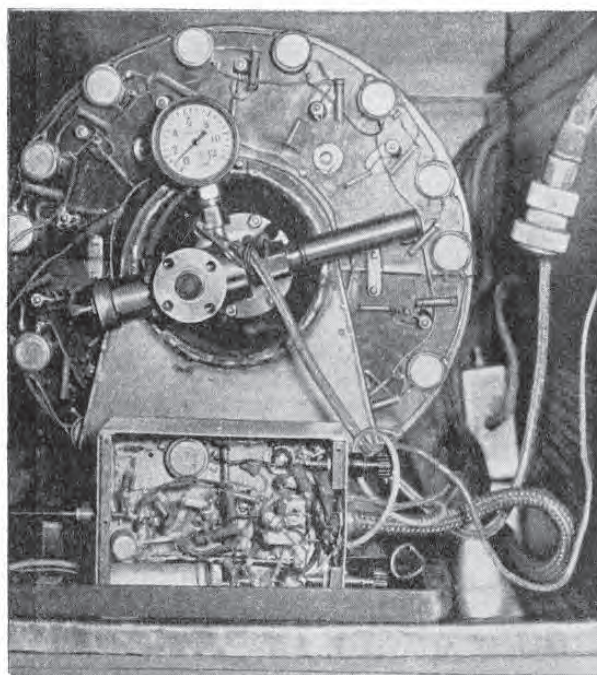


Рис. 2. Ртутный экран с пропорциональным счётчиком и гейгеровскими счётчиками в рабочем положении. Впереди пропорционального счётчика специальный вентиль с «пальцем» и манометром. Внизу блок для гашения разряда в гейгеровских счётчиках

Колебания фона при изменении барометрического давления на 10 мбар составляют $\sim 2,5\%$. Счёт образцов производился круглосуточно, а каждый образец, в свою очередь, считался не менее 2 раз. Что касается 2-й установки, то нужно добавить, что число защитных счётчиков ГС-60 и ГС-30 в ней было увеличено до 20, так как мы надеялись снизить фон за счёт лучшего экранирования пропорционального счётчика. Однако, фон не удалось снизить. Измерения по совпадениям и антисовпадениям между пропорциональным и защитными счётчиками приводят к выводу, что указанные значения фона обусловлены в основном загрязнениями материала счётчиков и незаряженными частицами.

Устанавливая блоки из смеси парафина и борной кислоты толщиной 9 см над счётчиками, наполненными этаном, получили фон на 11% ниже. Окружая счётчик со всех сторон, за исключением торцов, удалось снизить фон $\sim$ на 20%. В случае этана минимальный счёт образца принимался равным утроенной статистической ошибке счёта, в то время как в случае CO_2 мы принимали за минимальный счёт образца четырёхкратную статистическую ошибку счёта. Такой выбор определяется следующими соображениями: 1) чистый счёт по этану почти вдвое больше, чем по CO_2 ; 2) воспроизводимость результатов по этану значительно лучше, чем по CO_2 .

Большинство исследователей принимают за минимальный счёт образца 3σ . Для гарантии измерений по углекислоте мы приняли 4σ .

Каждое измерение по этану образцов, фона и современного углерода проводилось обычно в течение суток. Значение фона, времени, счёта и принятое выше $N_{\min}$ даёт максимальный возраст до 30 000 лет (этан $V=2$ л и $t_{\text{счёта}}$ — 1 сутки); при времени счёта равном 2 суткам максимальный возраст составляет 33 000 лет (при тех же условиях). Максимальную ошибку при максимальном возрасте можно оценить из основного уравнения радиоактивного распада. Эта ошибка

$$\Delta t = \frac{1}{3\lambda} \approx 2700 \text{ лет (где } \lambda = \ln 2/T_{1/2}\text{),}$$

если принята утроенная статистическая ошибка счёта.

Образцы, превращённые в CO_2 , также считались при 2 атм. Естественно, что в тех же условиях возрастная шкала будет сужена, поскольку отношение $\frac{N_0}{\sqrt{N_\phi}}$ уменьшается. Однако для взятых нами образцов №№ 91, 96, 100 и др. это не играет роли, так как их возраст укладывается достаточно хорошо в шкалу равную 24 500 лет, при времени счёта = 1 суткам, и 27 000 лет, при времени счёта = 2 суткам.

Вот почему в таблице верхний предел возраста для одних и тех же образцов, измеренных по этану и по CO_2 отличается.

Получение газов, их очистка, устройство счётчиков, их наполнение и вся счётная техника весьма подробно будет изложена нами в другом месте.

Ниже мы приводим некоторые данные по абсолютному возрасту геологических и археологических объектов, причём среди них был выбран ряд образцов ископаемой древесины, относящихся к отложениям времён Валдайского оледенения Европейской части СССР и синхронного с ним по возрасту Зырянского оледенения Восточной Сибири (Якутия).

Образцы №№ 138, 139, 140 и 141 взяты из обнажений по р. Вилюй (см. таблицу и рис. 3). Как видно будет дальше, все эти образцы имеют древний возраст, вопреки предположениям геологов. Два образца №№ 136, 137, близкие по возрасту к современному углероду, взяты из поймы реки [7].

Полное собрание трудов академика А. П. Виноградова.
Том 6. «Геохронология и абсолютный возраст геологических формаций».

№ образца	Описание материала образца	Возраст в годах	Газ	Установка, №
М-34	Образец древесины, БССР, деревня Гожа, правый берег р. Неман, обнажение № 76 по сборам 1956 г. Западного Геол. упр. По геологическим данным предпол. возраст образца 18-20 тыс. лет или более 100 тыс. лет. Представлен Л.Н. Вознячуком, № Б-9	8500±300	CO ₂	1
М-46	Образец торфа с древесиной, Литовская ССР, Клайпедский район, пос. Пурмалей. Образец взят из пласта мощностью 0,4-0,6 м на глубине 15 см. Представлен В.К. Гуделис, № 2 (Ин-т геологии и географии АН Лит. ССР)	6100±230 6000±240	C ₂ H ₆ CO ₂	1 2
М-6	Образец древесины. Ярославская обл., образец взят из обнажения на правом берегу р. Долгополки в 3 км на восток-северо-восток от г. Тутаево. Предпол. из межморенных отложений озерно-болотного типа, относящихся к середине последней межледниковой эпохи. Представлен кафедрой геологии Яросл. пед. ин-та	≥ 30000	C ₂ H ₆	1
М-136	Образец древесины. Якутия, левый берег р. Виллой. 1 км ниже устья р. Бырыкан. Образец взят с глубины 1 м от поверхности из отложений высокой поймы, образовавшейся частично во время термического оптимума в голоцене. Обнажение № 4. Сбор 1955 г. А.В. Трофимова. Представлен М.Н. Алексеевым, № 422. Предпол. возраст 2-10 тыс. лет	Современный	C ₂ H ₆	1
М-137	Образец древесины № 423 из того же обнажения, но с глубины 2,5 м. Предпол. возраст 2-10 тыс. лет	1920±120	C ₂ H ₆	1
М-138	Образец древесины. Якутия, левый берег р. Виллой, в 5 км выше пристани Ланголох. Обнажение № 10. Сбор 1955 г. Предпол. возр. 12- 30 тыс. лет. Представлен М.Н. Алексеевым, № 441	≥ 30000	C ₂ H ₆	1
М-139	Образец древесины. Якутия, левый берег р. Виллой, в 4 км к с. -з. от устья р. Тангары. Обнажение № 3. Сбор 1955 г. Предпол. возраст 12-30 тыс. лет. Древесина из гумусированного горизонта. Представлен М.Н. Алексеевым, № 420	≥ 30000	C ₂ H ₆	1
М-140	Обломок дерева и торф из суглинков. Якутия, левый берег р. Виллой в 5 км к северу от устья р. Тангары. Предпол. возраст примерно конец Q ₃ . Сбор 1953 г. Характер осадка указывает на усиление континентальности климата. Представлен М.Н. Алексеевым, № 125	≥ 30000	C ₂ H ₆	1
М-141	Торф из озёрных суглинков, смятых криотурбациями. Якутия, левый берег р. Виллой. Образец взят с глубины 10 м в 13 км ниже устья р. Чебыды. Предпол. возраст — конец верхнего плейстоцена, соответствует примерно Сарганской (последней) стадии оледенения. Сбор 1953 г. Представлен М.Н. Алексеевым, № 219	≥ 30000 ≥ 24500	C ₂ H ₆ CO ₂	1 1

Таблица (окончание)

№ образца	Описание материала образца	Возраст в годах	Газ	Установка, №
М-4	Образец древесины. Район Игарки. Слой вечномёрзлой породы на глубине 6,5 м. Образец представлен А.М. Пчелинцевым (Ин-т мерзлотоведения им. Обручева АН СССР). Предпол. возраст 3-5 тыс. лет	≥ 24500	CO_2	1
		≥ 24500	CO_2	2
М-91	Образец угля. Раскопки Хорезмской экспедиции (Кара-Калпакская АССР) Канга-Кала, центр. здание, помещение № 1. Взят в 1955 г. Представлен С.П. Толстовым. Предпол. возраст IV в. н.э.	1780 ± 180	CO_2	1
		1950 ± 180	CO_2	2
М-96	Образец угля. Раскопки Хорезмской экспедиции. Кой-Крылган-Кала, восточный сектор, помещение № 13-В, яма № 7, взят в 1955 г. Представлен С.П. Толстовым. Предпол. возраст IV-II в. до н.э.	2100 ± 180	CO_2	1
М-100	Образец угля. Раскопки Хорезмской экспедиции. Каллалы-Гыр, башня 15, у входа в топку большой (нижней) обжигательной камеры. Взят в 1953 г. Представлен С.П. Толстовым. Предпол. возраст II-III в. н.э.	1900 ± 190	CO_2	1
		1780 ± 180	CO_2	2
М-129	Часть обгорелого бревна из слоя пемзы древнего извержения вулкана Шивелуча, ниже морены. последнего оледенения. Камчатка. Сбор в 1955 г. Представлен Г.С. Горшковым, № 738. Предпол. возраст 10-12 тыс. лет	1500 ± 170	CO_2	1
М-130	Уголь из очага стоянки древних камчадалов. Образец взят с глубины 2,7 м. Отложения перекрыты несколькими слоями пепла и песка гигантских извержений вулкана Шивелуча. Сбор в 1955 г. Представлен Г.С. Горшковым № 744. Предпол. возраст ~1 тыс. лет	3100 ± 200	CO_2	1

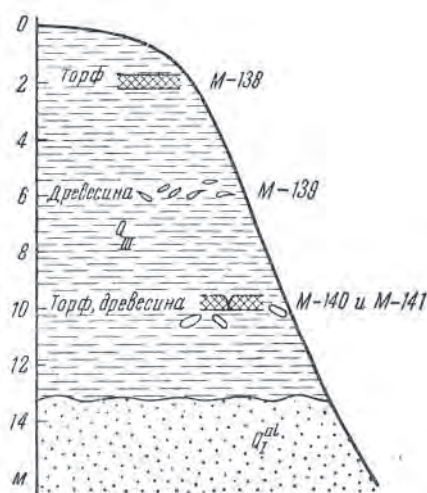


Рис. 3. Схема размещения образцов, отобранных из покровных суглинисто-супесчаных осадков на левом берегу р. Вилюй [7]

Затем образцы, главным образом, уголь, из археологических раскопок Хорезмской экспедиции. Эти образцы достаточно хорошо датировались по археологическим данным и поэтому было интересно сравнить их с данными, полученными по C^{14} . Данные по образцам Хорезмских раскопок практически совпадают с предположениями археологов, основанными на находках, позволяющих достаточно точно определить их возраст, например, по монетам или керамике [8].

Наконец, в нашем распоряжении было несколько образцов обгоревшего дерева неизвестного времени извержения вулкана Шивелуча на Камчатке.

В таблице приведено описание образцов, их предполагаемый возраст и наши данные.

В дальнейшем мы рассчитываем имеющиеся у нас 2 установки использовать для непосредственных определений образцов, в определении возраста которых заинтересованы геологи и археологи.

Мы приносим благодарность М.Н. Алексееву, Л.Н. Вознячуку, Г.С. Горшкову, В.К. Гуделису, А.М. Пчелинцеву, С.П. Толстову и другим товарищам, за предоставление геологических и археологических образцов.

*Поступила в редакцию
27 августа 1959 г.*

ЛИТЕРАТУРА

1. А.П. Виноградов, А.Л. Девирц, Э.И. Добкина, Н.Г. Маркова, Л.Г. Мартищенко. Геохимия, № 8, 3, 1956.
2. Hl. De Vries, G.W. Barendsen, H.T. Watekbo1k, Science 127, 129, 1958.
3. C.J. Fergusson, T.A. Rafter, N. Z. J. Sci. and Technol. B-38, No. 7, 732, 1957.
4. H.G. Ostlund, Science 126, 493, 1957.
5. W.S. Broecker, J.Z. Ku1p, Science 126, 1324, 1957.
6. K.O. Münich, Science 126, 194, 1957.
7. М.Н. Алексеев. Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 21, 87, 1957.
8. Тр. Хорезмской археолого-этнографической экспедиции, т. II, Изд-во АН СССР, М., 1958.

DETERMINATION OF THE ABSOLUTE GEOLOGICAL AGE ACCORDING TO C^{14} .

Contribution 2.

*V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
Academy of Sciences, USSR, Moscow*

In the article are given results of determination of the absolute geological age according to C^{14} of samples supposedly of the period of the Waldai glaciation of Eastern Europe and of the Zyriansk glaciation of Eastern Siberia, being of a synchronous age. Coal samples from archeological excavations of the Khoesrm expedition and samples of a scorched tree connected with the volcanic action on the Kamtchatka peninsula have also been dated. The determination of C^{14} were carried out simultaneously on two settings by means of counting the activity of two gases: ethane and carbonic acid. The counting settings were improved in comparison to the settings previously described, as a result of which the background was considerably lowered.

АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ УКРАИНСКОГО ДОКЕМБРИЯ*

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Широкое использование радиоактивных методов определения абсолютного возраста геологических образований позволило добиться больших успехов в изучении докембрийских отложений.

Основным достижением последних лет является расширение диапазона геологического времени до 3,0-3,5 млрд. лет, установленной почти одновременно для различных континентов и вызывающее необходимость серьезного пересмотра устаревших геологических схем стратиграфии докембрия.

Возникающие при этом трудности весьма значительны вследствие крайне сложной многоэтапной тектоно-магматической и геохимической истории формирования докембрийских пород. Тем не менее важнейшие этапы геологического развития некоторых докембрийских щитов, по-видимому, установлены достаточно надёжно.

Достоверность получаемых данных об абсолютном возрасте контролируется тем, что применяются различные методы — свинцово-изотопный, аргоновый и стронциевый, — а также взаимными проверками в разных лабораториях.

Благодаря широкому развитию методических исследований значительно снизилось, хотя ещё не устранено совсем, вредное влияние субъективного подхода к интерпретации цифр абсолютного возраста.

Настоящий доклад представляет собой обобщение результатов больших исследований по определению возраста, выполненных в СССР за последние пять лет в связи с изучением Украинского кристаллического щита.

В докладе использованы материалы исследований, выполненных в Радиовом институте АН СССР (РИАН), в лаборатории проф. Л.В. Комлева: 65 проб определено свинцово-изотопным методом, 96 проб — аргоновым методом, из них для трёх проб данные получены в лаборатории проф. И.Е. Старика (И. Старик, Ф. Старик, Авдзейко, Крылов и др., 1957).

Значительное количество ценных цифровых данных получено в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ): 26 проб определены свинцово-изотопным методом и 15 проб — аргоновым методом (Виноградов, 1956; Виноградов, Тугаринов, Зыков, Гаврилова и др., 1957; Виноградов, Тугаринов, Зыков, Чупахин и др., 1957).

Ценные данные получены аргоновым методом для 25 проб в Лаборатории геологии докембрия АН СССР (Герлинг, 1955, 1956) и для 15 проб тем же методом — во ВСЕГЕИ (лаборатория Н.И. Полевой; Полевая, 1956; Полевая, Мурина, Спрингсон, Шуколюков, 1958).

Большие работы выполнены в Институте геологических наук АН УССР (Семененко, 1957; Семененко, Бурксер, Ивантишин, 1958). В нашем докладе использованы данные 16 анализов, полученные в этом институте аргоновым методом.

Сделанные в настоящем докладе выводы основаны на критическом рассмотрении обширных материалов, из которых в таблицы включены данные для 91 пробы по свинцово-изотопному методу и 165 проб, полученных аргоновым методом на

* Межд. геолог. конгресс: XXI сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М., 1960. С. 83-111. Соавторы: Л.В. Комлев, С.И. Данилевич, В.Г. Савоненков, А.И. Тугаринов, М.С. Филиппов.

слюдах. Нами были использованы и новейшие данные для древнейших групп* пород.

Вполне естественно, что далеко не все полученные в разных лабораториях аналитические данные могут быть использованы для расчленения докембрия.

В ходе исследований разрабатывались многочисленные Методические вопросы и основные принципы геохронологического изучения докембрия. Выяснялась пригодность разных минералов для целей точного датирования кристаллических пород.

Как это теперь твёрдо доказано, применение аргонового метода к докембрийским образованиям встречает ряд существенных ограничений. Одно из них заключается в необходимости использовать слюды, дающие более надёжные цифры возраста по сравнению с полевыми шпатами и породами в целом. Этот вывод впервые получил физико-химическое обоснование в работах Э.К. Герлинга (1957). Поэтому из нашего рассмотрения исключены все цифры, полученные аргоновым методом по полевым шпатам и породам в лабораториях ВСЕГЕИ и Института геологических наук АН УССР.

Однако слюды также в ряде случаев дают цифры, не совпадающие с данными свинцово-изотопного и стронциевого методов. Как это показано некоторыми авторами, возможные потери радиогенного аргона из слюд оцениваются в 10-30%. Это явление установлено и для Украины (Комлев, Данилевич, Иванова, Михалевская, Филиппов, Чупахин, 1958). По-видимому, можно считать доказанным частичную потерю аргона в процессе регионального метаморфизма, сопровождающегося явлениями перекристаллизации пород, столь обычными для метаморфизованных и мигматизированных пород докембрия.

Следует иметь в виду и возможность сохранения ряда реликтовых минералов в метаморфически изменённом и гранитизированном субстрате докембрийских осадочно-эффузивных толщ. Для гибридных и контаминированных пород типа мигматитов такого рода явления весьма обычны и должны быть приняты во внимание при геохронологических исследованиях.

Как уже отмечалось выше, надёжность цифр абсолютного возраста значительно повышается при одновременном использовании двух взаимно контролирующих независимых методов. Для определения абсолютного возраста геологических образований Украины свинцово-изотопным методом широко использованы акцессорные минералы — монацит, ортит, циркон и некоторые другие. Установленная в ходе геохимических работ региональная монацитонность ряда магматических комплексов Украины позволила получить обширную серию вполне надёжных значений возраста по монацитам и слюдам двумя независимыми методами.

Интересные данные получены для ортитов из пегматитовых жил; некоторые ортиты оказались весьма древними. Ценной является попытка использования акцессорных цирконов для определения возраста гранитов, в которых другие радиоактивные акцессорные минералы отсутствуют (Виноградов, Тугаринов, Федорова, Зыков, 1957). Неудовлетворительные результаты получены для торита, оранжита, сфена.

Свинцово-изотопный метод обладает возможностями строгого внутреннего контроля, позволяющего объективно оценивать достоверность полученных значений возраста для проб, дающих согласованные результаты по отдельным изотопным соотношениям.

* Ввиду ограниченного объёма доклада в сводной таблице фигурируют лишь одни значения возраста в миллионах лет, полученные по разным изотопным отношениям. Исходные аналитические данные, лежащие в основе этой таблицы, частично были опубликованы ранее в журнале «Геохимия» в 1956, 1957, 1959 гг.

Но для не вполне сохранившихся минералов, к сожалению, довольно обычна картина не согласующихся между собой значений возраста, вычисленных по разным изотопным отношениям, что не всегда поддаётся однозначной интерпретации.

Причины таких несогласующихся данных обычно связаны с наложением более поздних процессов изменения минерала, вызывающих частичную миграцию элементов, нарушение кристаллических структур, гидратацию, метамиктизацию, частичную потерю эманаций и выщелачивание отдельных изотопов.

Все перечисленные вопросы являются предметом оживлённой дискуссии, в результате которой уже выяснены важные стороны этих явлений.

Однако для правильной интерпретации данных абсолютного возраста по различным свинцово-изотопным отношениям и обоснованного выбора наиболее достоверных значений возраста требуется точная характеристика физического состояния минерала, тщательный анализ геохимических условий его существования и получение ряда экспериментальных данных, характеризующих его поведение в зоне выветривания.

Необходимо указать, что во всех случаях требуется достаточно компетентный подход к решению вопроса о наиболее достоверном значении возраста, и отметить невозможность использования какого-либо одного изотопного соотношения, без учёта всей совокупности геохимических данных. Так, например, хотя для ториевого минерала — монацита наиболее достоверный возраст, как правило определяется по соотношению $^{208}/_{232}$, но имеются случаи занижения возраста по этому отношению в связи с частичной потерей свинца в определённых геохимических условиях существования минерала в зоне гипергенеза либо при гидротермальном метаморфизме. При этом возможна и частичная потеря урана.

Точно так же для урановых минералов далеко не всегда следует считать надёжным возраст по соотношению $^{206}/_{238}$ — в связи с возможностью частичной потери как урана, так и свинца.

В то же время соотношение $^{207}/_{206}$, дающее в ряде случаев поразительно устойчивые результаты, является и наиболее чувствительным к экспериментальным ошибкам, особенно для минералов с малым содержанием урана или для минералов относительно юного геологического возраста*.

Таким образом, получение наиболее достоверных данных свинцовоизотопным методом требует весьма тщательного выбора материалов, реально не всегда возможного. Совершенно очевидно, что определение возраста аргоновым и свинцовым методами должно сопровождаться масс-спектрометрическим анализом.

В таблицах приведены данные по абсолютному возрасту, полученные аргоновым и свинцовым методами с последующим масс-спектрометрическим анализом. Полученные свинцово-изотопным методом данные по абсолютному возрасту, показавшие значительный разброс цифр, также включены в таблицы, как имеющие серьёзный методический и геохимический интерес.

Для расчётов возраста использованы константы:

$$\lambda_{^{238}\text{U}} = 1,54 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}; \lambda_{^{40}\text{K}} = 5,57 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1};$$

$$\lambda_{^{235}\text{U}} = 9,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}; \lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1};$$

$$\lambda_{\text{Th}^{232}} = 4,99 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1} \cdot \text{K}^{40}/\text{K} = 0,0119\%.$$

* В данном докладе, из-за ограниченных его размеров, естественно, невозможно рассмотреть все методические вопросы интерпретации получаемых значений возраста, которые более подробно обсуждены в опубликованных нами ранее работах.

В помещаемых ниже таблицах приняты следующие обозначения лабораторий, выполнивших исследование:

РИАН — Радиевый институт им. В.Г. Хлопина АН СССР;

ГЕОХИ — Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского;

ЛАГЕД — Лаборатория геологии докембрия АН СССР;

ВСЕГЕИ — Всесоюзный геологический институт Министерств геологии и охраны недр СССР;

АН УССР — Институт геологических наук АН УССР.

1. ДРЕВНЕЙШИЕ ПОРОДЫ УКРАИНСКОГО ДОКЕМБРИЯ (2500 — 3000 МЛН. ЛЕТ)

Древнейшие породы Украинского кристаллического щита установлены в виде отдельных сохранившихся блоков плагиобиотитовых гнейсов, амфиболитов и основных гранитоидов среди плагиогранитов и мигматитов, образующих структуры северо-западного простирания излучины Днепра — от Кременчуга до Никополя (Комлев, Савоненков, Кучина, Крюкова, 1959).

Геологические соотношения свидетельствуют о реликтовом характере этих блоков древнейших пород, погруженных в массы ультраметаморфических плагиогранитов — мигматитов, возраст метаморфизма которых определяется в 2300-2700 млн. лет (табл. 1).

Таблица 1
Абсолютный возраст мигматитов Днепра, Саксагани, Ингульца
Базавлука (2300-2700 млн, лет)*

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет				
			свинцово-изотопный метод				аргоновый метод
			<u>208</u> 232	<u>206</u> 238	<u>207</u> 235	<u>207</u> 206	
РИАН	Таромский карьер на Днепре	Биотит из плагиомигматита	—	—	—	—	2700
			—	—	—	—	2500
»	То же	Биотит из прожилков в ксенолите амфиболита среди плагиомигматитов	—	—	—	—	2670
»	Ямбургский карьер на р. Мокрой Суре	Биотит из гранодиорита	—	—	—	—	2540
»	То же	Биотит из кварцевого диорита	—	—	—	—	2760
»	Сел. Волоськое, карьер на Днепре	Биотит с амфиболом из мало измененного ксенолита амфиболита	—	—	—	—	2700
»	То же	Биотит из зоны перекристаллизации ксенолита	—	—	—	—	2630
»	»	Биотит из пегматитов в мигматитах	—	—	—	—	2550

Таблица 1 (окончание)

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет				
			свинцово-изотопный метод				аргоновый метод
			$\frac{208}{232}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$	
»	Ст. Кайдаки, карьер на Днепре	Биотит из гранодиорита — мигматита	—	—	—	—	2650
»	Каменно-Зубиловский карьер на Днепре	Биотит из плагиомигматита	—	—	—	—	2300
»	Сел. Подступное, старый карьер на р. Базавлук	Ортит из пегматитов среди мигматитов	2400	3000	2720	2560	—
»	Корбинский карьер на Днепре	Ортит и биотит из пегматитов, секущих мигматиты	2320	2100	2350	2610	2210
ГЕОХИ	Сел. Репяхивка на р. Сакагани	Ортит из пегматитов среди мигматитов	2720	2400	2630	2780	2150
»	Сел. Реево на р. Ингулец	То же	2630	2410	2620	2760	2380
»	Сел. Веселяны, Запорожье	Галенит из прожилков в кварцево-биотитовых сланцах магнитной аномалии	$\frac{208}{204}$	$\frac{206}{204}$	$\frac{207}{204}$		
			2330	2200	2600	—	—

* По данным А.И. Тугаринова, С.И. Зыкова (1956); А.П. Виноградова, А.И. Тугаринова, С.И. Зыкова, Л.К. Гавриловой, О.И. Кропотовой, К.Г. Кнорре, В.А. Стенько (1958); Л.В. Комлева, М.С. Филиппова, С.И. Данилевича, К.С. Ивановой, Н.Ф. Крюкова, Г.Н. Кучиной А.Д. Михалевской (1959); Л.В. Комлева, В.Г. Савоненкова, Г.Н. Кучиной. Н.Ф. Крюковой (1959).

Значения возраста, полученные аргоновым методом для слюд из перекристаллизованных прослоев в ксенолитах амфиболитов, из плагиогранитов, гранодиоритов и секущих их пегматитов Таромского, Ямбургского, Старокайдакского и Днепрогэсовского карьеров, достигают 2800-3000 млн. лет (табл. 2).

Действительный возраст древнейших пород гнейсов и амфиболитов следует принимать превышающим 3000 млн. лет, поскольку данная цифра получена для биотита из Таромского карьера (табл. 2), являющегося продуктом более позднего процесса.

Важно отметить проявления древних биотито-кварцево-полевошпатовых пегматитов в Ямбургском карьере (2490 млн. лет) и мусковитовых пегматитов в районе Кичкаса (2800 млн. лет).

Особый интерес вызывают весьма древние ортитовые пегматиты, встреченные в ряде мест Среднего Приднестровья, на Днепре, Сакагани, Ингульце и Базавлуке, с наиболее вероятным возрастом 2600-2700 млн. лет, полученным свинцово-изотопным методом.

Совершенно несомненно, что в ходе дальнейших исследований, при более детальном изучении сохранившихся блоков гнейсов и амфиболитов, будут выявлены и другие участки развития древнейших пород.

Таблица 2

**Абсолютный возраст древнейших амфиболитов, основных гранитоидов
и пегматитов Приднепровья (2800-3000 млн. лет)**

по данным Л.В. Комлева, В.Г. Савоненкова, Г.Н. Кучиной, Н.Ф. Крюкова (1959)

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет по данным аргонового метода
РИАН	Таромский карьер на Днепре	Биотит из крупночешуйчатых выделений его в ксенолите амфиболита среди плагиогранитов	3000
»	Ямбургский карьер на р. Мокрой Суре	Биотит из белых пегматитов, секущих гранодиориты	2940
»	То же	То же	2900
»	» »	Биотит с амфиболом из гранодиорита	2910
	Старые кайдарики, карьер на Днепре	Биотит из гранодиорита	2820
»	Запорожье, правобережный карьер Днепрогэса	Мусковит из пегматита среди мигматитов плагиогранитов	2800

**2. ПЛАГИОГРАНИТЫ И ГРАНОДИОРИТЫ
(2000 — 2200 МЛН. ЛЕТ)**

Плагиограниты и гранодиориты — кременчугские, саксаганские и, по-видимому, звенигородские — имеют значительное распространение на территории Среднего Приднепровья и в центральных районах Украины и образуют характерную группу серых среднезернистых пород, тесно связанных с мигматитами. Данные аргонового метода показывают для них цифры возраста 2000-2200 млн. лет, которые следует рассматривать как нижний предел их действительного возраста (табл. 3).

Таблица 3

**Абсолютный возраст плагиогранитов и гранодиоритов
Кременчуга и Саксагани (2000-2200 млн. лет)**

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет по данным аргонового метода
РИАН	Кременчуг, Крюковский карьер	Биотит из типичного гранодиорита	2150
ЛАГЕД	То же	То же	2065
РИАН	Пос. Терноватый Кут на р. Саксагани	Биотит из саксаганского плагиогранита	2170
ЛАГЕД	Кривой Рог, скв. 162	То же	2115
ВСЕГЕИ	Ст. Мудреная	» »	2120
ГЕОХИ	Веселые Терны	» »	2100
РИАН	Домоткань на Днепре	Биотит из среднезернистого гранита	2100

Таблица 3 (окончание)

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет по данным аргонного метода
»	То же	Биотит из прослоев в ксенолите среди гранитов	2190
ЛАГЕД	Сел. Петрово	Биотит из пегматитов плагиогранитов	2110
»	»	Биотит из мигматизированных гнейсов	2110
РИАН	Сел. Томаковка	Биотит из пегматита в плагиограните	2025
»	Сел. Мишуриин Рог, карьер на Днепре	Биотит из биотитовых линз в мигматитах плагиогранитов	2010
»	То же	Биотит из красных пегматитов в мигматитах	1970
»	Река Саксагань, карьер у Каменистой балки	Биотит с амфиболом из мигматизированного гнейса	2010
РИАН	Запорожье, левобережный карьер Днепрогэса	Биотит крупночешуйчатый из пегматитов плагиогранитов	2100
»	То же	Биотит из типичного плагиогранита	2040
»	Сел. Бородаевка, карьер на Днепре	Биотит из пегматита среди мигматитов	2030

* По данным Л.В. Комлева, В.Г. Савоненкова; Г.Н. Кучиной, Н.Ф. Крюковой (1959); Э.К. Герлинга (1955).

Петрогенетически эти породы весьма близки к более древним плагиомигматитам, но имеют интрузивный характер и обычно рассматриваются как проявление магматизма ранних этапов развития подвижной зоны. К ним весьма близки по времени формирования роговообманковые гранодиориты р. Собь (собиты), представляющие собой одну из разновидностей пород чарнокито-монцонитовой формации Подолии. Возраст собитов определён свинцово-изотопным методом по акцессорному монациту, особенно обильному в участках инъекции красного аплито-пегматитного материала (табл. 4).

К той же группе мы относим ортит из пегматитовых выделений в гибридном гранодиорите Губниковского карьера.

Таблица 4
Абсолютный возраст гранитоидов р. Собь и чудново-бердичевской формации (2000-2200 млн. лет)

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет				
			свинцово-изотопный метод				аргоновый метод
			208 232	206 238	207 235	207 206	

Гранодиориты р. Собь (собиты) *

РИАН	Липовец, карьер р. Скакунки	Монацит из собита, инъектированного красными аплито-пегматитами	2190	2180	2000	2090	—

Таблица 4 (окончание)

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет				
			свинцово-изотопный метод				аргоновый метод
			$\frac{208}{232}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$	
»	Липовец, каменоломня на р. Каменке	Монацит из тёмного крупнозернистого пегматоидного собита	1910	1950	1870	1850	—
»	Ильинцы, Варваровский карьер	Монацит из красного пегматита в районе развития собитов	2120	2200	2050	1920	—
»	Губниковский карьер на р. Южный Буг	Ортит и биотит из пегматитовых выделений в гибридном гранодиорите	2220	2300	—	—	1760
ВСЕГЕИ	То же	Биотит из гранодиорита	—	—	—	—	1965
Чудново-бердичевская формация**							
ГЕОХИ	Жежелевский карьер	Монацит и биотит из типичного чудново-бердичевского гранита	1980	2050	2120	2220	1800
РИАН	То же	Биотит из типичного гранита	—	—	—	—	1750
»	» »	Биотит из внешней зоны перекристаллизованного ксенолита	—	—	—	—	1730
»	Сел. Райки, карьер	Монацит и биотит из типичного гранита	2230	2120	1990	1890	1450
»	Сел. Слободище, карьер	То же	2130	1980	2000	2080	1420
»	Сел. Глухивец, каолиновый карьер	Монацит из каолинизированного чудново-бердичевского гранита	2080	2100	2200	2300	—
»	Сел. Соломирка, карьер МПС	Монацит из типичного чудново-бердичевского гранита	2220	2150	2020	1990	—
»	Хмельник, карьер Широкая Гребля	Моноцит и биотит из гранато-кордиеритовых гнейсов и мигматитов	2130	2020	2000	2000	1530
»	Чуднов, карьер к югу от города	Биотит из типичного гранит-мигматита	—	—	—	—	1850
Среднее для Чудново-бердичевской формации			2130	2070	2055	2080	

* По данным Л.В. Комлева, С.И. Данилевича, К.С. Ивановой, А.Д. Михалевской и др. (1957); Л.В. Комлева, С.И. Данилевича, К.С. Ивановой, А.Д. Михалевской, В.Г. Савоненкова, М.С. Чупахина (1958).

** По данным А.П. Виноградова (1956); Л.В. Комлева, С.И. Данилевича, К.С. Ивановой, А.Д. Михалевской, В.Г. Савоненкова, М.С. Филиппова (1957); Л.В. Комлева, С.И. Данилевича, К.С. Ивановой, А.Д. Михалевской, В.Г. Савоненкова, М.С. Чупахина (1958).

3. ЧУДНОВО-БЕРДИЧЕВСКАЯ ФОРМАЦИЯ (2000 — 2200 МЛН. ЛЕТ)

Эта формация представлена сложной серией гранато-биотито-кордиеритовых гнейсов, мигматитов и чудново-бердичевских гранитов, образующих складчатые структуры северо-западного простирания на юге Волыни и в Подолии.

Широко развиты гибридные породы, являющиеся регионально монацитоносными. Для акцессорного монацита характерно относительно низкое содержание тория при повышенном, по сравнению с другими монацитами Украины, содержании урана.

Данные об абсолютном возрасте, полученные изотопно-свинцовым методом для ряда проб акцессорных монацитов, весьма хорошо согласуются между собой по всем изотопным отношениям и однозначно определяют возраст 2100 ± 100 млн. лет (см. табл. 4).

В то же время данные, полученные аргоновым методом для слюд, показали систематическое занижение возраста, 1420-1850 млн. лет, свидетельствующее, по-видимому, о проявлении более молодой стадии метаморфизма пород чудново-бердичевской формации (Комлев, Данилевич, Иванова, Михалевская, Филиппов, Чупахин, 1958).

4. ЧАРНОКИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (1900 — 2100 МЛН. ЛЕТ)

Тёмные пироксенсодержащие породы весьма варьированного состава и структуры широко развиты в районах Побужья и образуют область распространения пород чарнокитовой формации.

В состав её обычно включают сложный комплекс пород — от пироксен-плагиоклазовых гнейсов, ультраосновных и габброидных пород до кислых гиперстеновых гранитов-чарнокитов и красных аплитов-пегматоидных гранитов.

Ю.Ир. Половинкина (1958) рассматривает образование чарнокитовых пород как своеобразный процесс метасоматической чарнокитизации, связанный с преобразованием более ранних пироксен-плагиоклазовых гнейсов и основных пород под влиянием более поздних розовых аплитовидных гранитов.

Для кислых чарнокитовых пород и в особенности для пегматоидных разновидностей характерна региональная монацитоносность, Монацит находится обычно в ассоциации с темным цирконом и характеризуется высоким содержанием тория при резко пониженном содержании урана.

Для определения возраста использованы монацит, ортит, циркон и биотит. Результаты приведены в табл. 5.

При рассмотрении данных по абсолютному возрасту чарнокитовых пород привлекает внимание значительный разброс значений, полученных свинцово-изотопным методом для ряда проб, который обусловлен в основном неблагоприятным соотношением Th/U в минералах. В этом случае мы имеем все основания использовать при оценке наиболее вероятного возраста минералов соотношение $^{208}/_{232}$ для монацитов, дающее среднее значение 1950 млн. лет, что хорошо подтверждается согласующимися значениями возраста для монацита Могилевского карьера и для циркона Сабаровского карьера.

Данные, полученные по изотопным урано-свинцовым отношениям для монацитов чарнокитовой группы, менее точны и не могут быть использованы в качестве основы для оценки возраста.

Таблица 5
Абсолютный возраст пород чарнокитовой формации (1900-2100 млн. лет)*

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет				
			свинцово - изотопный метод				аргоновый метод
			<u>208</u> <u>232</u>	<u>206</u> <u>238</u>	<u>207</u> <u>235</u>	<u>207</u> <u>206</u>	
РИАН	Могилевский карьер	Монацит и биотит из пегматитовых выделений в чарнокитах	1980	1980	2020	2160	1510
»	Гнивань, карьер № 1	То же	1950	2120	1710	1250	1510
»	Литинские карьеры на р. Згар	Монацит из пегматоидного чарнокитового гранита	1850	2040	1610	1340	—
»	Сабаровский карьер на р. Южный Буг	Монацит и биотит из пегматоидного чарнокитового гранита	1920	1780	1700	1620	1630
ГЕОХИ	То же	То же	1940	2870	2230	1710	—
»	» »	Циркон из пегматоидного чарнокита	1860	2050	1930	1900	—
РИАН	Сел. Березовка на р. Мурафке	Монацит и биотит из красного аплитопегматоидного гранита среди чарнокитов	1875	2500	2000	1520	1460
»	Брацлав, Волчанский карьер	Монацит из красных пегматитов среди чарнокитов	2120	1875	1350	600	—
»	Сел. Клебань, карьер	Ортит из пегматитов в гибридном чарнокитовом граните	1900	1410	1560	1750	—
РИАН	Ново-Украинка, карьер МПС около ст. Адабаш	Монацит из чёрного крупнозернистого порфиоровидного монцонита	2120	2300	1830	1400	—
ГЕОХИ	То же	То же	1820	1920	1830	1840	1580
»	» »	Циркон из монцонита	850	1460	1560	1820	—

* По данным А.П. Виноградова (1956); А.П. Виноградова, А.И. Тугаринова, В.А. Федоровой, С.И. Зыкова (1957); Л.В. Комлева, С.И. Данилевича, К.И. Ивановой, А.Д. Михалевской, В.Г. Савоненкова, М.С. Филиппова (1957); Л.В. Комлева, С.И. Данилевича, К.С. Ивановой, А.Д. Михалевской, В.Г. Савоненкова, М.С. Чупахина (1958),

Важно указать, что монациты, для которых определялся возраст, генетически связаны с наиболее молодыми кислыми членами чарнокитовой формации. Для пироксен-плагиоклазовых гнейсов, по-видимому, следует допускать более древний возраст.

Аргоновый метод, применённый к серии слюд из пегматоидных разностей чарнокитов и их пегматитов, показал резко заниженный возраст (1460 - 1630 млн. лет), что свидетельствует о проявлении более молодых процессов глубинного метаморфизма и перекристаллизации слюд.

5. ГРАНИТЫ КИРОВОГРАД-ЖИТОМИРСКОГО КОМПЛЕКСА (1900 — 2000 МЛН. ЛЕТ)

Эти граниты играют важнейшую роль в петрологии Украинского кристаллического щита, образуя многочисленные массивы, подчинённые субмеридиональным и северо-западным складчатым структурам гнейсовых толщ.

Таблица 6
Абсолютный возраст гранитов житомирского типа и их пегматитов
(1900-2000 млн. лет)*

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет				
			свинцово-изотопный метод				аргоновый метод
			$\frac{208}{232}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$	
РИАН	Житомир, карьер Соколова гора	Биотит из типичного серого среднезернистого гранита	—	—	—	—	1850
»	»	То же	—	—	—	—	1885
ВСЕГЕИ	»	» »	—	—	—	—	1920
РИАН	Житомир, карьер Крошня	Мусковит из пегматита в сером граните	—	—	—	—	1940
»	То же	Биотит из типичного серого среднезернистого гранита	—	—	—	—	1860
Среднее							1900
»	Вог услав, карьер на р. Роси	Биотит из серого среднезернистого гранита	—	—	—	—	1890
»	То же	Биотит из пегматита	—	—	—	—	1870
»	Богуслав, Ольшанский карьер	Биотит из пегматита, секущего среднезернистые граниты	—	—	—	—	2070
Среднее							1940
»	Запорожье, Янцевский карьер	Биотит из типичного серого среднезернистого гранита	—	—	—	—	2050
	То же	То же	—	—	—	—	1950
РИАН	Запорожье, карьер МПС на р. Малой Московке	Биотит из серого мелкозернистого гранита	—	—	—	—	2130
»	То же	Биотит из крупночешуйчатых прослоев в амфиболите	—	—	—	—	2010
»	» »	Биотит из пегматита	—	—	—	—	1880
Среднее							2000
»	Первомайск, Подгороднянский карьер	Биотит из серого гранита	—	—	—	—	1830

Таблица 6 (окончание)

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет				
			свинцово-изотопный метод				аргоновый метод
			$\frac{208}{232}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$	
РИАН и ЛАГЕД	Сел. Глубочек	Мусковит из пегматита	—	—	—	—	1980
»	Сел. Полонное	То же	—	—	—	—	1990
РИАН	Сел. Салтычья Могила, карьер	Биотит и ортит из серого среднезернистого гранита	1910	—	—	—	1940
ВСЕГЕИ	То же	Биотит из этого же гранита	—	—	—	—	2135
ГЕОХИ	» »	То же	—	—	—	—	1860
Среднее							1960
РИАН и ЛАГЕД	Сел. Андреевка, Приазовье	Мусковит из пегматита	—	—	—	—	2010
»	Сел. Елисеевка, карьер Зелёная Могила	То же	—	—	—	—	2060
РИАН	То же	Бреггерит и мусковит из пегматита	1300	1790	1950	2130	2090
»	» »	Пильбарит из пегматита	1750	3200	2500	2110	—
Среднее							2050

* По данным А.П. Виноградова (1956); Э.К. Герлинга (1956); И.Е. Старика, Ф.Е. Старика, Г.В. Авдзейко, А.Я. Крылова и др., (1957); Л.В. Комлева, С.И. Данилевича, К.С. Ивановой, Г.Н. Кучиной, В.Г. Савоненкова, М.С. Филиппова, М.С. Чупахина (1958); Н.И. Полевой, Г.А. Муриной, В.Д. Спрингсон, Ю.А. Шуколюкова (1958).

Представлены они главным образом серыми среднезернистыми гранитами так называемого житомирского типа, крупнозернистыми порфировидными гранитами так называемого кировоградского типа и серией более кислых дифференциатов — красных трахитоидных гранитов и розовых аплитов-пегматитоидных гранитов, образующих обширные поля мигматизации. С ними связаны также наиболее важные проявления пегматитов на территории Украины.

Главные петрографические типы гранитов датируются совершенно однозначно многочисленными определениями свинцово-изотопным методом. Превосходно согласуются цифры, полученные для монацитов (кировоградские и трахитоидные граниты), и, аргоновым методом, для слюд — биотита и мусковита из гранитов и пегматитовых жил.

Для гранитов житомирского типа и их пегматитовых жил данные по абсолютному возрасту сведены в табл. 6. Значения возраста, полученные аргоновым методом для слюд, варьируют в пределах 1850-2135 млн. лет, показывая среднее значение. 1960±100 млн. лет. К сожалению, в гранитах житомирского типа акцессорный монацит встречен лишь в ничтожно малых количествах.

Данные для порфировидных гранитов кировоградского типа представлены в табл. 7 серией анализов акцессорных монацитов, показавших для ряда проб весьма хорошо согласующиеся результаты по всем изотопным соотношениям (подчеркнуты в таблице). Данные, полученные аргоновым методом для слюд, находятся в полном соответствии со значениями, полученными свинцовым методом для

монацитов, и намечают наиболее достоверный возраст кировоградских гранитов 1960 ± 100 млн. лет.

Для монацитов кировоградских гранитов характерно повышенное содержание урана; в этом отношении они близки к монацитам чудново-бердичевских гранитов. Этим обусловлено хорошее согласие свинцово-изотопных данных. Для ряда проб монацита отмечается заметное занижение цифр возраста для соотношения $^{208}/_{232}$, что свидетельствует о частичном выносе свинца (до 12%) из монацита в процессе его экзогенных изменений.

Таблица 7
Абсолютный возраст порфириовидных гранитов кировоградского типа
(1900-2000 млн. лет) *

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет				
			свинцово – изотопный метод **				аргоновый метод ***
			208 232	206 238	207 235	207 206	
РИАН	Кировоград, карьер № 9 на р. Сугоклее	Монацит и биотит из типичного серого крупнозернистого порфириовидного гранита	1820	1905	1920	2000	1960
»	То же, восточный забой	Монацит из этого же гранита	1880	1930	2000	2120	—
»	То же, западный забой	То же	1940	2020	2000	2055	—
»	Кировоград, карьер Строитель	» »	1900	2020	2150	2280	—
ГЕОХИ	Кировоград, р. Сугокля	» »	1700	2060	1940	1820	—
РИАН	Бобринец, р. Сугокля Каменоватая	Монацит и биотит из крупнозернистого порфириовидного гранита	1700	1950	2000	2110	1940
»	Бобринец, карьер на р. Бобринке	Монацит и биотит из среднезернистого гранита	1740	1960	1940	2000	1980
»	Бобринец, р. Сугокля Каменоватая	Монацит из естественного гранатового шлиха на среднезернистом граните	1940	1980	1950	1940	—
»	Константиновка, карьер на р. Южный Буг	Монацит и биотит из серого среднезернистого гранита	1870	1970	1950	1990	(1730)
РИАН	Таборовка, карьер на р. Мертвовод	Монацит и биотит из биотитовой линзы в красном крупнозернистом порфириовидном граните	1920	1900	1950	2100	(1770)
»	Трикраты, карьер на р. Арбузинке	Монацит и биотит из крупнозернистого порфириовидного гранита	2000	2180	2100	2100	(1730)
»	Корнинский карьер	Биотит из крупнозернистого порфириовидного гранита	—	—	—	—	(1680)

Таблица 7 (окончание)

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет				
			свинцово – изотопный метод **				аргоновый метод ***
			<u>208</u> 232	<u>206</u> 238	<u>207</u> 235	<u>207</u> 206	
»	Балка Добрая у сел. Липняжки	Монацит из дресвы порфировидного гранита	2190	2180	1980	1810	—
ГЕОХИ	Сел. Неменка	Монацит из пегматитов серого гранита	2000	2050	1980	1840	—
РИАН и ЛАГЕД	Коростышев, каменоломня, на р. Тетерев	Мусковит из пегматита в сером порфировидном граните	—	—	—	—	1950
РИАН	Коростышев, карьер на р. Тетерев	Биотит из пегматитов	—	—	—	—	1970
ГЕОХИ	То же	Биотит из гранита	—	—	—	—	2170
РИАН и ЛАГЕД	Сел. Козиевка на р. Тетерев	Биотит из прослоев в мраморе тетерево-бугской свиты из зоны экзоконтакта коростышевского гранита	—	—	—	—	2020
РИАН	Пос. Шевченко, каменоломня на р. Березовой	Биотит из крупнозернистого порфировидного гранита Долинского массива	—	—	—	—	2090
»	Табурищенский карьер	Биотит с амфиболом из порфировидного гранодиорита	—	—	—	—	1860

* По данным А.П. Виноградова (1956); Л.В. Комлева, С.И. Данилевича, К.С. Ивановой, Г.Н. Кучиной, В.Г. Савоненкова, М.С. Филиппова, М.С. Чупахина (1958); А.П. Виноградова, А.И. Тугаринова, С.И. Зыкова, Л.К. Гавриловой, О.И. Кропотовой, К.Г. Кнорре, В.А. Стенько (1958).

** Подчеркнуты хорошо согласующиеся по всем изотопным соотношениям значения возраста

*** В скобках приведены значения возраста, нуждающиеся в проверке.

Не менее существенно отметить некоторое занижение (до 1700 млн. лет) значений возраста, полученных аргоновым методом для слюд из гранитов района Первомайск — Вознесенск, где это явление, по-видимому, связано с общим процессом более молодого метаморфизма, охватившим юго-западные районы украинского докембрия (Комлев, Данилевич, Иванова, Михалевская, Филиппов, Чупахин, 1958; Комлев, Данилевич, Кучина, 1958).

Третья важная разновидность гранитов данного комплекса — красные трахитоидные граниты — развита лишь в районах Кировоградской обл. Их геологическая позиция и принадлежность к определённому магматическому комплексу до последнего времени были дискуссионными.

Региональная монацитоносность этих гранитов позволила провести геохронологические исследования с применением свинцового и аргонового методов. Полученные данные по абсолютному возрасту, представленные в табл. 8, совершенно однозначно решают вопрос об их принадлежности к кировоград-житомирскому комплексу и показывают для них наиболее вероятный возраст 1900-1950 млн. лет.

Монациты трахитоидных гранитов почти в два раза беднее ураном по сравнению с кировоградскими гранитами, при одинаковом содержании тория.

Анализ всех данных по абсолютному возрасту для гранитов кировоград-житомирского комплекса даёт основание считать возраст этого комплекса установленным совершенно надёжно в интервале 1900-2000 млн. лет, при среднем значении 1950 ± 50 млн. лет. Его можно использовать в качестве основной даты, отмечающей время кульминационного проявления магматизма в докембрии Украины.

Таблица 8
Абсолютный возраст красных трахитоидных гранитов
(1900-2000 млн. лет)

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет *					аргоновый метод
			свинцово - изотопный метод					
			<u>208</u> 232	<u>206</u> 238	<u>207</u> 235	<u>207</u> 206		
РИАН	Капустянский карьер	Монацит и биотит из красного трахитоидного гранита	1940	1790	1790	1850	1920	
»	Адабашский карьер у ст. Воиновка	То же	2000	1810	(1670)	(1500)	1970	
»	Сел. Ново-Ульновка на р. Черный Ташлык	Монацит из естественного шлиха на трахитоидном граните	1870	1880	(1670)	(1330)	—	
»	Сел. Захаровна на р. Чёрный Ташлык	Монацит из дресвы красного трахитоидного гранита	1980	1900	1820	1780	—	
»	Сел. Живые воды на р. Сугокле	Монацит из естественного шлиха на трахитоидном граните	1900	1830	1950	2100	—	
»	Сел. Крупское на р. Сугокле	То же	1930	1990	1860	1750	—	
»	Хутор Прибрежный на р. Сугокле	Монацит и биотит из биотитовых линз в трахитоидном граните	1900	1900	1980	2120	1910	
»	То же	Монацит и биотит из пегматита в трахитоидном граните	1800	1850	1840	2110	1890	
РИАН	Хутор Прибрежный на р. Сугокле	Монацит из ксенолита порфиروبластовой породы (метасоматически переработанный биотитовый гнейс) в трахитоидном граните	2130	2200	2100	2100	—	
»	Карьер Червоный Каменотёс на р. Чёрный Ташлык	Биотит из красного трахитоидного гранита	—	—	—	—	1940	

* В скобках приведены значения возраста, нуждающиеся в проверке.

6. КРАСНЫЕ ГРАНИТЫ И ПЕГМАТИТЫ СРЕДИ МИГМАТИТОВ (1800 — 2100 МЛН. ЛЕТ)

В таблице 9 приведены данные, характеризующие возраст некоторых монацитоносных красных гранитов и аплитов-пегматитов, распространённых среди мигматитов, которые развиваются по гранато-биотитовым, биотитов-плагиоклазовым и пироксено-плагиоклазовым гнейсам ряда районов.

Таблица 9
Абсолютный возраст красных гранитов и пегматитов среди мигматитов
(1800 - 2100 млн. лет)

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет *				
			свинцово-изотопный метод				аргоновый метод
			208 232	206 238	207 235	207 206	
РИАН	Город Погребищенск, карьер сахарного завода	Монацит из красного аплитовидного гранита среди гнейсов и мигматитов	2100	2070	1980	1900	—
»	Ново-Даниловский карьер	Монацит и биотит из красного крупнозернистого порфировидного гранита	2100	1580	—	—	2020
»	То же	Биотит из пегматита	—	—	—	—	1970
»	Острополь, р. Усачь	Монацит из красных пегматитов, связанных с аплитовидным гранитом	1820	2350	2130	1900	—
»	Острополь, р. Жилка	Монацит из красного пегматита	2100	(2700)	1900	(1080)	—
»	Ново-Архангельск, балка Торговица	Монацит из красных аплитов-пегматитовых инъекций в гнейсах	2090	2050	1770	1490	—
»	Ново-Архангельск, карьер на р. Синюхе	Монацит из пегматитов в чарнокитах	1810	1980	1690	1300	—
»	Темрюк, Приазовье	Монацит из пегматитов среди мигматитов	1880	2190	2210	2290	—
»	Приазовье	То же	1840	2130	2000	1900	—

* В скобках приведены значения возраста, нуждающиеся в проверке.

Обращает на себя внимание возраст ново-даниловского порфировидного гранита, определённый, как по монациту, так и по биотиту, в. 2000-2100 млн. лет. Аналогичный возраст получен для монацитов Погребищенска, Острополя, Ново-Архангельска.

Монациты этой группы обычно имеют низкое содержание урана, что объясняет значительный разброс значений возраста, вычисленного по изотопам урановых свинцов.

Генетическая связь рассматриваемой группы гранитов и аплито-пегматитов неясна. По-видимому, их следует рассматривать как палингенные образования.

7. ТОКОВСКИЕ ГРАНИТЫ (1800 — 1900 МЛН. ЛЕТ)

Весьма интересны в геохимическом отношении красные торитоносные граниты токовского типа, встречающиеся в ряде районов Среднего Приднепровья. Они, несомненно, более молодые, чем граниты кировоград-житомирского комплекса. Обычно эти граниты выделяются в состав более молодого днепровско-токовского комплекса вместе с другими красными гранитами.

К сожалению, в составе токовских гранитов не встречены минералы, пригодные для надёжного определения возраста по свинцово-изотопному методу. Акцессорный торит обычно сильно изменён, гидратирован и не может дать хороших результатов; сфен и циркон также сильно изменены.

Цифры абсолютного возраста для токовских гранитов получены лишь по аргоновому методу и дали значения 1780 млн. лет по граниту в целом и 1830-1930 млн. лет для биотита (Комлев, Филиппов, Данилевич, Иванова, Крюкова, Кучина, Михалевская, 1959) (табл. 10).

Учитывая то обстоятельство, что в типичном токовском граните биотита мало и он обычно заметно изменён позднейшими процессами, мы использовали биотит из контаминированных участков гранита. Биотит здесь явно развивается за счёт ассимиляции ксенолитов основных эффузивов и амфиболитов и имеет реакционный характер.

Возраст токовских гранитов оценивается нами в интервале 1780-1930 млн. лет.

8. КОРОСТЕНСКИЙ КОМПЛЕКС (1700 — 1800 МЛН. ЛЕТ)

Сложная группа пород, от габбро-анортозитов, монцонитов до различных гранитов, включающих рапакиви, образует два крупных плутона — коростенский и курсунь-новомиргородский — и объединяется, по геологическим представлениям, в один из наиболее молодых магматических комплексов украинского докембрия — коростенский.

Ряд характерных структурных и петрологических особенностей рассматриваемого комплекса позволяет отнести его к платформенным, внедрившимся по разломам плутонам, возникновение которых должно быть отнесено к конечным стадиям развития подвижной зоны и переходу её в платформу.

Данные по абсолютному возрасту, полученные аргоновым методом для слюд, выделенных из гранитов и пегматитов, показали среднее значение 1800 ± 90 млн. лет (см. табл. 10).

Ряд цифр получен по циркону и ортиту из гранитов-рапакиви, с весьма постоянными значениями возраста — 1700-1760 млн. лет по отношению $^{207}/_{206}$, являющемуся здесь наиболее надёжным (Виноградов, Тугаринов, Федорова, Зыков, 1957).

Таким образом, для гранитов коростенского комплекса можно наметить интервал времени в пределах 1700-1800 млн. лет. Сложный состав комплекса позволяет предполагать многоэтапность его формирования, как это указал впервые А.А. Полканов (1939).

9. ЧЕРНОКВАРЦЕВЫЕ И ДРУГИЕ КРАСНЫЕ ГРАНИТЫ (1600 — 1900 МЛН. ЛЕТ)

В таблице 11 приведены данные, характеризующие возраст некоторых монацитоносных красных гранитов и их пегматитов, для которых получены более низкие значения возраста по главным изотопам свинцового метода — порядка 1600-1750 млн. лет, при значительном разбросе данных, полученных по свинцово-урановым изотопным отношениям.

Сюда относятся чернокварцевые граниты Ингуло-Ингулецкого водораздела, красные аплитовидные граниты и пегматиты Криворожья, Ново-Украинки, Ново-Архангельска, Джулинки и пегматиты среди мигматитов Приазовья.

Таблица 10
Абсолютный возраст гранитоидов токовского и коростенского комплексов
(1700—1900 млн. лет)

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет				
			свинцово-изотопный метод				аргоновый метод
			208 232	206 238	207 235	207 206	
Токовский комплекс (1800-1900 млн. лет) *							
РИАН	Подступное, карьер МПС	Биотит из контаминированного красного гранита	—	—	—	—	1930
»	Подступное, старый карьер	Биотит из внешней зоны биотитизации ксенолита амфиболитов в красном граните	—	—	—	—	1910
»	Токовский карьер	Биотит из типичного- красного крупнозернистого гранита	—	—	—	—	1830
»	Карьер у водопада на р. Каменка	Биотит из типичного серого среднезернистого гранита	—	—	—	—	1780
Коростенский комплекс (1700-1800млн. лет) **							
РИАН	Лезниковский карьер	Биотит из типичного среднезернистого красного гранита	—	—	—	—	1820
ВСЕГЕИ	То же	То же	—	—	—	—	1730
ГЕОХИ	» »	» »	—	—	—	—	1890
РИАН	Игнатопольский карьер	Биотит из пегматита	—	—	—	—	1820
»	Емельяновский карьер	Биотит из красного рапакивиобразного гранита	—	—	—	—	1850
»	Веховский карьер	Биотит из серого порфировидного гранита	—	—	—	—	1810
ГЕОХИ	Малин, карьер	Циркон из рапакиви	1080	1550	1600	1700	—
РИАН	Прудянский карьер	Биотит из гранита рапакиви	—	—	—	—	1860
ВСЕГЕИ	То же	Биотит из гранита рапакиви	—	—	—	—	1895

Таблица 10 (окончание)

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет				
			свинцово-изотопный метод				аргоновый метод
			208 232	206 238	207 235	207 206	
»	» »	Биотит из серого жильного гранита, секущего рапакиви	—	—	—	—	1810
»	Корсунь-Шевченко, карьер на р. Роси	Биотит с амфиболом из гранита рапакиви	—	—	—	—	1715
»	Сел. Васильевка карьер	Биотит из розового гранита, секущего рапакиви	—	—	—	—	1750
ГЕОХИ	То же	Циркон из рапакиви	1700	1590	1650	1750	—
»	» »	Ортит из рапакиви	1930	2300	2020	1760	—
»	Шпола, карьер	Циркон и биотит из рапакиви	1300	1620	1670	1700	1660

* По данным Л.В. Комлева, С.И. Данилевича, Г.Н. Кучиной (1958). Л.В. Комлева, М.С. Филиппова, С.И. Данилевича, К.С. Ивановой, Н.Ф. Крюковой, Г.Н. Кучиной, А.Д. Михалевской (1959).

** По данным А.П. Виноградова (1956); А.П. Виноградова, А.И. Тугаринова, В.А. Федоровой, С.И. Зыкова (1957); Л.В. Комлева (1958); Л.В. Комлева, С.И. Данилевича, Г.Н. Кучиной, (1958); Н.И. Полевой, Г.А. Муриной, В.Д. Спрингсон, Ю.А. Шуколюкова (1958).

Таблица 11
Абсолютный возраст красных гранитоидов Криворожья,
Ново-Архангельска и других районов

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет*					аргоновый метод
			свинцово - изотопный метод					
			²⁰⁸ ₂₃₂	²⁰⁶ ₂₃₈	²⁰⁷ ₂₃₅	²⁰⁷ ₂₀₆		
Красные чёрно кварцевые граниты Ингуло-Ингулецкого водораздела (1600-1900 млн. лет)								
РИАН	Братолобовка, северный карьер	Монацит из пегматита в крупнозернистом чёрно-кварцевом граните	1780	1410	—	—	—	
»	»	Биотит из очень свежего гранита	—	—	—	—	1930	
»	Братолобовка, южный карьер	Биотит из сильно разрушенного гранита	—	—	—	—	1700	
ВСЕГЕИ	Сел. Боковое	Биотит из красного крупнозернистого выветрелого гранита	—	—	—	—	1690	
ГЕОХИ	Сел. Чечеливка	Монацит и биотит из красного гранита	1620	1670	1820	2000	2060	
»	Сел. Гуровка	Биотит из красного мелкозернистого гранита	—	—	—	—	1950	
РИАН	Сел. Гуровка, карьер на р. Боковой	Монацит из мелкозернистого красного гранита	1530	1610	1680	1770	—	

Таблица 11 (окончание)

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет*					аргоновый метод
			свинцово - изотопный метод					
			208 232	206 238	207 235	207 206		
»	То же	Монацит из каолинизированного красного мелкозернистого гранита	1710	1990	1900	1890	—	
»	Дер. Федоровка на р. Ингулец	Монацит из дайки красного мелкозернистого гранита	1620	1790	1810	1910	—	
»	Сел. Красное Озеро, балка Водяная	Монацит из дайки красного среднезернистого гранита	1630	2200	1830	1980	—	
ГЕОХИ	Сел. Веселые Терны, Первомайский карьер	Монацит из красного аплитовидного гранита	—	1760	1810	1970	—	
»	Сел. Спасово, р. Верблюжка	Ортит из мигматитов розовых гранитов	1680	1150	—	—	—	
Красные граниты и пегматиты Ново-Украинки, Ново-Архангельска и других районов (1600-1800 млн. лет)								
РИАН	Ново-Украинка, карьер Червоный Каменотёс	Монацит из красного гранита	1760	1740	1750	1830	—	
»	То же	То же, проба из другого участка	1685	1895	1780	1700	—	
»	Кагарлык близ дер. Сабово	Монацит из красного аплитовидного гранита	1630	1680	(1350)	(1000)	—	
»	Балка Торговица выше Ново-Архангельска	Монацит из красного пегматита	1690	1630	1910	(2300)	—	
РИАН	Сел. Джу- линка на р. Южный Буг	Монацит из красного пегматита в чарнокитовых породах	1610	1785	1580	1285	—	
»	Малый Янисаль, Приазовье	Монацит и биотит из пегматитов среди мигматитов	1730	1680	1550	1400	1800	
ГЕОХИ	Темрюк, Приазовье	Монацит из пегматитов	1540	1550	1700	1910	—	
»	То же	Циркон из пегматитов	(2160)	(2480)	(2160)	1740	—	

* В скобках приведены значения возраста, нуждающиеся в проверке.

Некоторые пробы слюд, выделенных из гранитов, показали более высокие значения возраста — 1800-1900 млн. лет. Причины этих расхождений, возможно, кроются в палингенном характере гранитов и пегматитов. Представляет большой инте-

рес вопрос о поведении биотита в условиях метасоматической гранитизации. Более юный возраст монацита в ряде случаев не вызывает сомнений.

10. ЩЕЛОЧНОЙ КОМПЛЕКС ПРИАЗОВЬЯ (1550 — 1750 МЛН. ЛЕТ)

Щелочной комплекс Приазовья представлен щелочными гранитами, прорывающими древние мигматиты и гнейсы. В центральной зоне сложной интрузии развиты щелочные и нефелиновые сиениты. Геологическая позиция щелочного комплекса устанавливается с большим трудом. По предположениям отдельных исследователей, возраст щелочных пород Приазовья варьирует от докембрия до герцинского времени.

Значения абсолютного возраста, полученные для цирконов и слюд, не вполне согласуются между собой, но свидетельствуют с несомненностью о докембрийском возрасте пород этого комплекса (табл. 12).

Таблица 12
Абсолютный возраст пород магматических комплексов Умани и Приазовья

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет				
			свинцово-изотопный метод				аргоновый метод
			<u>208</u> 232	<u>206</u> 238	<u>207</u> 235	<u>207</u> 206	
Щелочной комплекс Приазовья (1550-1750 млн. лет)*							
ЛАГЕД	Село Октябрьское	Биотит из сиенита	—	—	—	—	1570
»	То же	Биотит из пегматитов в мариуполитах	—	—	—	—	1530
ВСЕГЕИ	Балка Мазурова	Биотит из альбито-нефелинового пегматита	—	—	—	—	1570
ГЕОХИ	Приазовье	Циркон из мариуполита	1600	2210	1970	1730	—
»		То же	1880	1830	1660	1770	—
»	Ст. Хлебодаровка, карьер	Циркон из розового щелочного гранита, мигматизирующего гнейсы	1200	1860	1950	2080	—
ВСЕГЕИ	Сел. Каменные Могилы	Слюда из гранита	—	—	—	—	1520
Уманский комплекс (1500-1600 млн. лет.)*							
РИАН	Умань, каменоломня у парка Софиевки	Биотит из серого крупнозернистого порфировидного гранита	—	—	—	—	1560
	Умань, Боенский карьер	Биотит из серого среднезернистого гранита	—	—	—	—	1630
ВСЕГЕИ	То же	То же	—	—	—	—	1545

Таблица 12 (окончание)

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет				
			свинцово-изотопный метод				аргоновый метод
			$\frac{208}{232}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$	
	Умань, карьер балки Полигарни	Биотит из крупнозернистого гранита	—	—	—	—	1685
РИАН	Старые Бабаны, карьер	Биотит из серого крупнозернистого порфириовидного гранита	—	—	—	—	1550
ВСЕГЕИ	То же	То же	—	—	—	—	1555
ГЕОХИ	» »	Ортит и биотит из гранита	1130	3280	2500	1920	1530
РИАН	Старые Бабаны, карьер Промартели	Биотит из серого крупнозернистого порфириовидного гранита	—	—	—	—	1510
»	Антоновский карьер на р. Горный Тикич у сел. Буки	Биотит из серого средне- и мелкозернистого гранита	—	—	—	—	1600
Среднее							1570

* По данным Э.К. Герлинга (1955); А.П. Виноградова, А.И. Тугаринова, В.А. Федоровой, С.И. Зыкова (1957); Н.И. Полевой, Г.А. Муриной, В.Д. Спрингсон, Ю.А. Шуколюкова (1958).

** По данным Л.В. Комлева (1958); Л.В. Комлева, С.И. Данилевича, Г.Н. Кучиной (1958) Н.И. Полевой, Г.А. Муриной, В.Д. Спрингсон, Ю.А. Шуколюкова (1958).

Судя по значению возраста, установленному для циркона, щелочные граниты (Хлебодаровка) оказались почти синхронными кировоградским и трахитоидным гранитам (1900 - 2000 млн. лет). Цирконы из нефелиновых сиенитов (мариуполитов) дали по соотношению изотопов свинца $\frac{207}{206}$ значение около 1750 млн. лет, которое мы считаем наиболее достоверным. Данные, полученные аргоновым методом для слюд из пегматитов и мариуполитов, показали возраст около 1550 млн. лет (Герлинг, 1955; Полевая, Мурина, Спрингсон, Шуколюков, 1958).

Следовательно, в общем ходе геологического развития украинского докембрия щелочной комплекс Приазовья занимает значительный интервал времени и, по данным, полученным для цирконов, близок к коростенскому комплексу. Заключительный этап его формирования — возникновение пегматитов и жильных производных, — по-видимому, относится уже к наиболее позднему этапу магматической деятельности в пределах украинского докембрия.

11. УМАНСКИЙ КОМПЛЕКС (1500 - 1600 МЛН. ЛЕТ)

Серые крупно- и среднезернистые граниты уманского плутона обычно отнеслись к кировоградскому магматическому комплексу (Юрк, 1953). Однако Ю.Ир. Половинкина (1953) рассматривает уманский плутон как более молодой,

Данные по абсолютному возрасту, полученные для слюд, совершенно однозначно свидетельствуют о более молодом возрасте уманских гранитов, в среднем 1570 ± 60 млн. лет (Комлев, Данилевич, Кучина, 1958) (см. табл. 12).

К сожалению, попытки использовать для целей датирования радиоактивный сфен и ортит установили весьма большой разброс возрастных значений.

Учитывая, что массивные уманские граниты весьма, свежи и в них отсутствуют какие-либо признаки наложения позднейших процессов, которые могли бы вызвать частичную перекристаллизацию гранитов, мы считаем, что цифры, полученные аргоновым методом для биотитов, заслуживают доверия.

Установление проявлений этого магматического комплекса, более молодого, чем коростенский комплекс гранитов-рапакиви и щелочной комплекс Приазовья, свидетельствует об оживлении тектоно-магматических процессов в некоторых центральных и юго-западных районах украинского докембрия.

12. ВОЛЫНСКИЙ КОМПЛЕКС (1400 - 1500 МЛН. ЛЕТ)

В состав комплекса, по данным Н.П. Семененко (1957), включены осницкие и пержанские граниты и кварциты овручской серии. Предварительные результаты, полученные в АН УССР для слюда, циртолита, колумбита и сфена, намечают возраст гранитов комплекса 1400—1500 млн. лет (табл. 13).

Таблица 13
Абсолютный возраст пород волынского и рифейского комплексов

Лаборатория	Место взятия пробы	Минерал или порода и их краткая характеристика	Возраст в млн. лет по данным аргонового метода
Волынский комплекс (1400-1500 млн. лет)*			
АН УССР	Сел. Клесов, карьер	Биотит из серого клесовского гранита	1500
»	Сел. Перга	Биотит из пержанского гранита	1375
»	Сел. Белокоровичи	Филлит овручской серии	1485
»	Овруч	Слюда из кварцитов овручской серии	(1350)
Рифейский комплекс (550-600 млн. лет?)			
АН УССР	Волыно-Подольская плита, сел. Жильжа	Базальт из эффузивной толщи рифея	600
»	То же, сел. Черторойск	То же	560
»	То же, сел. Гута-Стефанская	» »	605

* Кроме этих значений возраста, для циртолита и колумбита из метасоматитов в пержанском граните имеются предварительные данные по общему свинцу (1350-1450 млн. лет), а для осницкого гранита – по сфену (1450 млн. лет).

13. РИФЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС (550 - 600 МЛН. ЛЕТ)

Данные по абсолютному возрасту получены аргоновым методом в Академии наук УССР для базальтов волыно-подольской эффузивной толщи и варьируют в пределах 550 - 600 млн. лет (см. табл. 13). Очевидно, следует рассматривать эти значения как нижний предел возраста рифейских эффузивов.

14. САКСАГАНСКАЯ (КРИВОРОЖСКАЯ) МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ КРИВОРОЖЬЯ (2100 МЛН. ЛЕТ)

Важные и весьма интересные данные по абсолютному возрасту получены для метаморфических сланцев саксаганской железорудной серии и связанной с ними минерализации (табл. 14).

Таблица 14
Абсолютный возраст метаморфизма и минерализации пород
саксаганской серии

Лабора- тория	Место взятия пробы	Минерал и его краткая характеристика	Возраст в млн. лет				
			свинцово-изотопный				аргоновый метод
			метод				
			<u>208</u> 232	<u>206</u> 238	<u>207</u> 235	<u>207</u> 206	
Метаморфизм пород саксаганской серии (1700-2100 млн. лет) *							
ЛАГЕД	Криворожье	Фуксит из тальковых сланцев среднего отдела	—	—	—	—	2010
»	»	Зелёная слюда из сланцев среднего отдела	—	—	—	—	1995
»	»	Слюда из сланцев среднего отдела	—	—	—	—	1970
»	»	То же	—	—	—	—	1935
ГЕОХИ	»	Мусковит из метасоматитов	—	—	—	—	2100
»	»	Гидробитит из метасоматитов	—	—	—	—	1720
АН УССР	»	То же	—	—	—	—	1980
»	»	Биотит из сланцев нижнего отдела	—	—	—	—	1980
»	Криворожье, р. Ингулец	Роговик алюмосиликатный саксаганской серии	—	—	—	—	1965
»	То же	У глисто-аспидный сланец верхнего отдела	—	—	—	—	1810
»	Криворожье	То же	—	—	—	—	1825
»	»	Кварцево-серицитовый сланец	—	—	—	—	1870
АН УССР	Сел. Жёлтое	Углистый сланец верхнего отдела	—	—	—	—	1700
»	»	То же	—	—	—	—	1680
»	»	Углистый ороговикованный сланец	—	—	—	—	1680
Минерализация пород саксаганской серии (1700-2100 млн. лет)							
ГЕОХИ	Криворожье	Малакон из средней свиты саксаганской серии	1860	930	1160	1730	—
»	»	То же	1230	1560	1670	1820	—
»	»	Галенит из нижней свиты	<u>206</u> 204 1740	<u>207</u> 204 1910	<u>208</u> 204 1810	—	—

* По данным Э.К. Герлинга (1955); А.И. Тугаринова, С.И. Зыкова (1956); Н.П. Семененко (1957); А.П. Виноградова, А.И. Тугаринова, С.И. Зыкова, Л.К. Гавриловой, О.И. Кропотовой, К.Г. Кнорре, В.А. Стенько (1958).

Наиболее высокие значения возраста — 2000-2100±100 млн. лет — дали слюды из сланцев среднего отдела.

Близкие значения возраста получены свинцово-изотопным методом и для некоторых проявлений минерализации. Это даёт основание утверждать, что возраст метаморфических сланцев саксаганской серии безусловно выше 2100 млн. лет, поскольку формирование осадочной толщи происходило до проявления наиболее ранней фазы метаморфизма и минерализации, датируемых этим возрастом.

Отсюда вытекает важный вывод о более древнем характере саксаганской серии метаморфических пород, чем большинство гранитных комплексов Украины.

В частности, и граниты кировоград-житомирского комплекса заведомо более молодые, послекризовочские.

В породах саксаганской серии и в различных стадиях её минерализации совершенно отчётливо проявилось воздействие позднейших магматических комплексов, начиная от кировоград-житомирского и таковского и кончая более молодыми красными аплитовидными гранитами.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Кристаллический массив украинского докембрия имеет сложную историю геологического развития и относится к древнейшим образованиям земной коры, возраст которых превышает 3000 млн. лет (рис. 1).

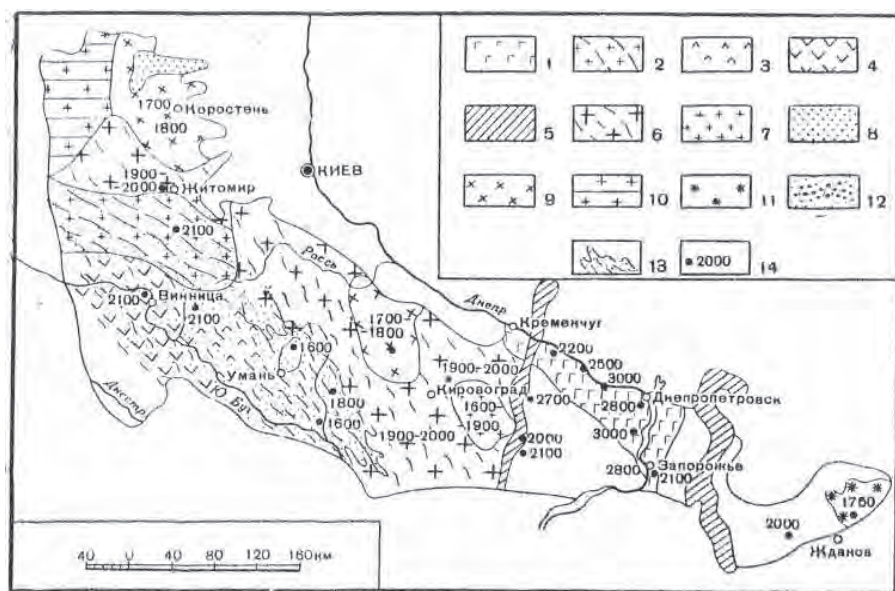


Рис. 1. Схема геохронологического расчленения докембрия Украины:

1 — блоки древнейших пород гранодиоритов и мигматитов; 2 — чудново-бердичевские граниты; 3 — собиты; 4 — чарнокиты; 5 — железорудные толщи; 6 — кировоград-житомирские граниты и их мигматиты; 7 — чёрнокварцевые граниты района р. Ингулец; 8 — овручские кварциты; 9 — коростенские и новомиргородские граниты и рапакиви; 10 — осницкие и клековские граниты; 11 — щелочной комплекс Приазовья; 12 — уманские граниты; 13 — зона молодого метаморфизма; 14 — возрастные значения в миллионах лет.

2. Многочисленные данные по абсолютному возрасту, полученные свинцово-изотопным и аргоновым методами для главных комплексов докембрия Украины, позволяют предложить следующую схему его расчленения (табл. 15).

Таблица 15
Схема геохронологического расчленения украинского докембрия

Магматические комплексы	Возрастной интервал в млн. лет
X. Рифейский.....	550-600
IX. Волынский	1400-1500
VIII. Уманский	1500-1600
VII. Коростенский.....	1700-1800
VI. Токовский.....	1800-1900
V. Кировоград-житомирский.....	1900-2000
IV. Чудново-бердичевский	2000-2200
III. Мигматиты Приднепровья.....	2300-2700
II. Амфиболиты и основные гранитоиды Приднепровья.....	2800-3000
I. Древнейшие гнейсы Приднепровья.....	Выше 3000

3. Древнейшими породами являются гнейсы, амфиболиты, основные гранитоиды и плагииомигматиты Приднепровья, возраст которых варьирует в пределах 2800 – 3000 млн. лет и больше. Они сохранились в виде отдельных блоков, окружённых полями днепровских мигматитов, возраст которых достигает 2300 – 2700 млн. лет. Этот ранний этап развития украинского докембрия характеризуется резким преобладанием основных и плагииогранитовых силикатных масс, характерных для древних зеленокаменных ядер других континентов.

4. Формирование осадочно-эффузивных толщ железорудных формаций, несомненно, происходило в течение ранних этапов развития архейской подвижной зоны и имеет возраст более 2100 млн. лет.

Плагииограниты Саксагани и Кременчуга, по-видимому, представляют интрузивные комплексы конца этих ранних этапов, охватывающих громадный интервал времени — не менее 100 млн. лет.

5. Главная масса гранитов — чудново-бердичевских, кировоградских, житомирских, чарнокитовых, красных аплитовидных, токовских, боковянских, коростенских,— связанных со средними и поздними этапами развития подвижной зоны, сформировалась в течение сравнительно узкого интервала геологического времени, 2100-1700 млн. лет, образуя ряд сближенных во времени магматических комплексов. Резко выражена кульминация магматизма в интервале 2000 - 1900 млн. лет, соответствующем возрасту кировоградских, житомирских, трахитовидных, чарнокитовых и некоторых других гранитов. К этому же времени относится интенсивный метаморфизм саксаганской серии, возможно, генетически связанный с описанным выше магматизмом.

Отчётливо выражена геохимическая эволюция магматического процесса, направленная в сторону увеличения роли кислых калиевых высокоподвижных, обогащённых радиоактивными элементами гранитных дифференциатов для более молодых комплексов.

Явления глубинного ультраметаморфизма и метасоматической гранитизации происходили с образованием, громадных количеств легкоподвижных масс палингенных аплитовидных гранитов и обширных полей мигматизации.

6. Внедрение по разломам сложных плутонов коростенского комплекса, включающих граниты рапакиви, происходило в позднюю стадию геологического развития района, соответствующую переходу к платформенному состоянию. Возраст плутонов характеризуется значениями 1700 - 1800 млн. лет. По-видимому, украинские границы рапакиви следует считать несколько более древними, чем аналогичные породы Балтийского щита. С украинскими рапакиви близки по времени образования щелочные сиениты Приазовья. Формирование платформенных плутонов краевой части щита явилось завершением древнего этапа развития магматизма в пределах Украины.

7. Значительные проявления поздних стадий палингенного магматизма устанавливаются в ряде районов Украины в виде молодых красных, обычно монацитонных аплитовидных гранитов, возраст которых составляет 1600 - 1700 млн. лет. По-видимому, они связаны с областями погружения отдельных блоков более древних пород в субмеридиональной Центрально-Украинской подвижной зоне.

8. Формирование интрузий молодого уманского магматического комплекса, возраст которых лежит в интервале 1500 - 1600 млн. лет, сопровождалось явлениями дополнительного метаморфизма пород в областях погружения на юго-западе Украинского кристаллического щита. Это нашло отражение в частичной перекристаллизации пород чарнокитовой и чудново-бердичевской серий, дающих заниженные значения возраста по слюдам.

Явления реювенации магматизма в пределах Украинского щита и усиление глубинно-метаморфических процессов, охвативших обширную область Подолии, Волыни, Центральной Украины и Приазовья, очевидно, следует рассматривать в связи с мощным развитием тектоно-магматических процессов в подвижных зонах основания Русской платформы.

9. В ходе дальнейшего существования кристаллического щита как типичной консолидированной платформы происходили лишь разломы, с которыми связаны породы лайкового комплекса, излияния рифейских базальтов и развитие некоторых наложенных процессов минерализации.

10. Можно выделить три последовательные стадии в развитии украинского докембрия:

Ранняя стадия (>3000 - 2100 млн. лет). Развитие основного вулканизма, плагиомигматитов и основных гранитоидов.

Средняя стадия (2100 - 1500 млн. лет). Формирование основной массы гранитов. Развитие процессов интенсивной геохимической дифференциации.

Поздняя стадия (1500 - 0 млн. лет). Стабилизированная платформа.

Доклад подготовлен по поручению Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций проф. Л.В. Комлевым на основе представленных в комиссию материалов.

Авторы выражают свою признательность академику А.А. Полканову, взявшему на себя трудную роль куратора по проблеме геохронологии докембрия,

В выполнении работ принимали участие научные сотрудники названных лабораторий. Всем им авторы приносят свою искреннюю благодарность.

ABSOLUTE GEOCHRONOLOGY OF THE PRE-CAMBRIAN OF THE UKRAINE

Age data obtained in several laboratories by the lead-isotope and argon methods for the Pre-Cambrian rocks of the Ukraine are critically considered in the report. Wide use is made of accessory monazites and micas isolated from rocks.

The following age groups of rocks participating in the formation of the Pre-Cambrian of the Ukraine are established:

X. The Riphean complex	600- 650 m. y. ago	
IX. The Volynian complex	1400-1500	» »
VIII. The Umanian complex	1500-1800	» »
VII. The Korostenian complex	1700-1800	» »
VI. The Tokovian complex	1800-1900	»
V. The Kirovograd-Zhitomir complex	1900-1200	» »
IV. The Tchudnov-Berdichian complex	2000-2200	» »
III. Migmatites of the Dniepr Foreland complex	2300-2700	» »
II. Amphibolites and basic granitoids of the Dniepr Foreland complex	2800-3000	» »
I. Most ancient gneisses of the Dniepr Foreland complex	more than 3000 m. y. ago	

The chief mass of granites of the Pre-Cambrian of the Ukraine has formed during a relatively narrow geological time interval of 2100-1500 m. y. ago with a pronounced culmination of magmatism in the time interval between 2100-1900 m. y. ago.

Three successive stages stand out in the evolution of the Pre-Cambrian of the Ukraine:

Early stage (more than 3000-2100 m. y. ago). Characterized by the development of the principal volcanism of plagiomigmatites and of the chief granitoids.

Middle stage (2100-1500 m. y. ago). Formation of the chief mass of granites. Development of processes of intensive geochemical differentiation.

Late stage (1500-0 m. y. ago). Stabilized platform.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П. Сравнение данных по возрасту пород, полученных различными методами, и геологические выводы.— *Геохимия*, № 5, 1956.
2. Виноградов А.П., Тугаринов А.И., Зыков С.И., Гаврилова Л.К., Кропотова О.И., Кнорре К.Г., Стенько В.А. Возраст докембрийских пород. Украины. 2.— *Труды Пятой сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций*, 1958.
3. Виноградов А.П., Тугаринов А.И., Зыков С.И., Чупахин М.С., Рик К.Г., Кротова О.И., Жирова В.В., Федорова В.А. Возраст докембрийских пород Украины. 1.— *Труды Четвертой сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций*, 1957.
4. Виноградов А.П., Тугаринов А.И., Федорова В.А., Зыков С.И. Возраст докембрийских пород Украины. 3.— *Геохимия*, № 7, 1957.
5. Герлинг Э.К. О возрастных отношениях гранитных интрузий Украины на основании данных аргонного метода.— *Бюлл. Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций*, вып. 1, 1955.
6. Герлинг Э.К. Аргонный метод определения возраста и его применение для расчленения докембрийских образований Балтийского и Украинского щитов.— *Геохимия*, № 5, 1956.

7. Герлинг Э.К. Аргоновый метод определения возраста и его применение.— Бюл. Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. 2, 1957.
8. Комлев Л.В. Геохронологическая схема расчленения докембрия Украины.—Геохимия, № 7, 1958.
9. Комлев Л.В., Данилевич С.И., Иванова К.С., Кучина Г.Н., Савоненков В.Г., Филиппов М.С., Чупахин М.С. О возрасте гранитов кировоград-житомирского магматического комплекса Украины.—Труды Пятой сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, 1958.
10. Комлев Л.В., Данилевич С.И., Иванова К.С., Михалевская А.Д. Савоненков В.Г., Филиппов М.С. О возрасте геологических формаций юго-западной части Украинского докембрия. - Геохимия, № 7, 1957.
11. Комлев Л.В., Данилевич С.И., Иванова К.С., Михалевская А.Д., Филиппов М.С. Чупахин М.С. О возрасте чарнокитов и чудново-бердичевских гранитов Украины.—Труды Пятой сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, 1958.
12. Комлев Л.В., Данилевич С.И., Кучина Г.Н. Возраст днепровско-токовских, коростенских и уманских гранитов Украины.— Труды Пятой сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, 1958.
13. Комлев Л.В., Савоненков В.Г., Кучина Г.Н., Крюкова Н.Ф. Древнейшие породы украинского докембрия среди мигматитов Приднепровья.— Докл. АН СССР, т. 129, вып. 6, 1959.
14. Комлев Л.В., Филиппов М.С., Данилевич С.И., Иванова К.С., Крюкова Н.Ф., Кучина Г.Н., Михалевская А.Д. Возрастные данные аргонowego и свинцово-изотопного методов для некоторых гранитов и пегматитов Среднего Приднепровья.— Геохимия, № 2, 1959.
15. Полевая Н.И. Абсолютный возраст некоторых магматических комплексов СССР по данным аргонowego метода.— Геохимия, № 5, 1956.
16. Полевая Н.И. Мурина Г.А., Спрингсон В.Д., Шуколюков Ю.А. Возраст пород Украинского кристаллического массива по данным аргонowego метода.— Труды Пятой сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, 1958.
17. Полканов А.А. Плутон габбро-лабрадоритов Волини УССР.— Труды XVII сессии Междунар. геол. конгресса, т. II, М., 1939.
18. Половинкина Ю.Ир. Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 2, 1953.
19. Половинкина Ю.Ир. История развития магматизма в Украинском кристаллическом массиве.—Труды Пятой сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, 1959.
20. Семененко Н.П. Структурно-петрографическая карта Украинского кристаллического массива. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
21. Семененко Н.П., Бурксер Е.С., Ивантишин М.Н. Сравнительная характеристика возраста горных пород Украинского кристаллического массива, —Труды Пятой сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, 1958.
22. Старик И.Е., Старик Ф.Е., Авдзейко Г.В., Крылов А.Я. и др. Некоторые данные об абсолютном возрасте докембрийских образований.— Труды Четвёртой сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, 1957.
23. Тугаринов А.И., Зыков С.И. Возраст и геохимические особенности свинцовых рудопроявлений Украины.— Геохимия, № 3, 1956.
24. Юрк Ю.Ю. Петрология уманского и антоновского гранитных плутонов. Киев, Изд-во АН УССР, 1953.

ABSOLUTE GEOCHRONOLOGY OF THE UKRAINIAN PRE-CAMBRIAN*

ABSTRACT

1. The critically selected results of the age determinations of ancient geological formations of the Ukrainian shield are summarized in the report (103 determinations by the lead-uranium thorium method, 160 determinations by the argon-potassium method) and a scheme of geochronological dismembering of the Ukrainian pre-Cambrian is given.

2. The chief mass of granites of the Ukrainian pre-Cambrian was formed in the course of a comparatively narrow interval of geological time: 1500 - 2100 mill. years ago, with a pronounced culmination of magmatism in the interval of time: 1900 - 2100 mill. years ago.

3. The following magmatic complexes are distinguished:

	Age interval in mill. years
9. Rifeic complex	550 - 600
8. Volyn complex	1400 - 1500
7. Uman complex	1500 - 1600
6. Korosten complex	1770 - 1800
5. Tokov complex	1800 - 1900
4. Kirovograd-Zhitomir complex	1900 - 2000
3. Chudново-Berdichev complex	2000 - 2100
2. Migmatites of Saxagan, Ingulets, Basavluk	2300 - 2700
1. Dnepr complex of migmatites and granitoids of the Dnepr region	13000 and more

4. The age of the metamorphism of slates belonging to the Krivorozh series and of metasomatites developing instead of them is reliably established as 1800 - 2000 mill. years and the Krivorozh series itself (the time of its sedimentation) is known to be more ancient than 2000 mill. years.

The age of the metamorphism of rocks of the gneissic bed often corresponds to that of the granite intrusions which are cutting them. The age of gneisses in separate most ancient blocks is not younger than 3000 mill. years.

This report summarizes the results of a large number of age investigations having been carried out in USSR during the last 5 years in connection with the study of the Ukrainian shield.

In this report are given all actual data of age determination and only cardinal conclusions. (See also Afanasiev et al. and Ovchinnikov and Harris, Proceedings of Section 3, pre Quaternary absolute age determination).

Our conclusions are based on data disposed on tables containing 91 determinations of rock age by the uranium-thorium-lead method with isotopic analysis of lead and 165 determinations carried out by the potassium-argon method.

The use of the argon method for the investigation of pre-Cambrian formations meets with a number of limitations. One of these is connected with the necessity of using micas which give more reliable age values compared to feldspars and the rock as a whole.

* Report of the XXI session Norden (International geological congress) Denmark - Finland - Iceland - Norway - Sweden, 1960. Pt 9. Proceedings of section 9. Pre - Cambrian stratigraphy and correlations. Copenhagen, 1960. P. 116 - 132. Co-authors: L.V. Komlev, S.I. Danilevich, V.G. Savonenko, A.I. Tugarinov, and M.S. Filippov.

However, in a number of cases the use of micas also gives results not agreeing with the data obtained by the lead method and the strontium method. Possible losses of radiogenic argon from micas are evaluated as equalling 10-30%. This fact is also established for the Ukraina. Evidently the partial argon loss in the process of regional and contact metamorphism, accompanied by phenomena of rock recrystallization, being so usual for metamorphized rocks of the pre-Cambrian, must be considered to be proved.

The possibility of a vast use of the lead method for accessory minerals - monazite, orthite, zircon and some others—is a very favourable condition for successful age investigations in the region of the Ukrainian pre-Cambrian.

If according to various isotopic ratios age values are obtained do not coincide, it is necessary to settle the question about the most reliable age values in a rather competent way. There is no possibility to use in all cases some single isotopic ratio without taking into account the whole complex of geochemical data.

Thus, for example for the thorium mineral—monazite—the most reliable age is, as a rule, determined according to the Pb^{208}/Th^{232} ratio, but there are cases when lower values are obtained either in connection with the partial loss of lead in the zone of hypergenesis or in case of a hydrothermal metamorphism of the mineral.

For uranium minerals as well the age should not ever have been chosen according to the Pb^{206}/U^{238} ratio because there possibly may be a partial loss of both uranium and lead.

In the tables of the age data given below for the laboratories which have carried out the investigations, the following designations are given.

RIAN — V.G. Khlopin Radium Institute, Academy of Sciences, USSR.

GEOKHI — V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Academy of Sciences, USSR.

VSEGEI — All-Union Geological Institute of the Department of Geology and Mineral Resources Protection of USSR.

An USSR — Institute of geological Sciences, Academy of Sciences of the Ukrainian SSR.

Table 1

№	Laboratory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values in mill. years
				Argon method
1. Most ancient amphibolites, chief granitoids and pegmatites (2800 - 3000 mill. years)				
1.	RIAN	Quarry of Tarom on the r. Dnepr	Biotite from coarsestated isolation in the xenolite of amphibolite among plagiogranites	3000
2.	»	Yamburg quarry on the r. Mokraya Sura	Biotite from white pegmatites cutting granodiorites	2910
3.	»	»	»	2900
4.	»	»	Biotite with amphibolite from the granodiorite	2910
5.	»	Starye, Kaidaki, quarry on the r. Dnepr	Biotite from granodiorite	2820
6.	»	Zaporozhie quarry on the right shore of the r. Dnepr	Muscovite from pegmatite among migmatites of plagiogranites	2800

Table 2

№	Labora- tory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values in mill. years Lead isotopic method				Argon method
				$\frac{208}{232}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$	
1.	RIAN	Quarry Taromski on the r. Dnepr	Biotite from plagiomig- matite	—	—	—	—	2700
2.	»	»	» »	—	—	—	—	2500
3.	»	»	Biotite from veinlets in xenolite of am phibolite among plagiomigmatites	—	—	—	—	2670
4.	»	Quarry Yamburgski on the r. Mokraia	Biotite from granodiorite	—	—	—	—	2540
5.	»	»	Biotite from quartz-diorite	—	—	—	—	2760
6.	»	Quarry Volo- skoie on the r. Dnepr	Biotite with amphibolite from little - changed xeno- lite of amphibolite	—	—	—	—	2700
7.	»	»	Biotite from the zone of xenolite recrystallization	—	—	—	—	2630
8.	»	»	Biotite from pegmatites in migmatites	—	—	—	—	2550
9.	»	St. Keidaki Quarry on the r. Dnepr	Biotite from granodio- rite-migmatite	—	—	—	—	2650
10.	»	Quarry Kamen- no- zubilovski on the r. Dnepr	Biotite from plagiomig- matite	—	—	—	—	2300
11.	»	Podstepnoie ancient quarry on the r. Ba- zavluk	Orthite from pegmatites among migmatites	2400	3000	2720	2560	
12.	»	Quarry Korbin- ski on the r. Dnepr	Orthite and biotite from pegmatites cutting mig- matites	2320	2100	2350	2610	2210
13.	GEOKHI	Repiakhivka on the r. Saxagan	Orthite from pegmatite among migmatites	2720	2400	2630	2780	2150
14.	»	Reevo on the r. In- gulets	Orthite from pegmatites among migmatites	2630	2410	2620	2760	2380
15.	»	Veseliyano Zapo- rozhiie	Galena from veinlets in quartz-bio-tite schists of the magnetic anomaly	$\frac{208}{232}$ 2330	$\frac{206}{238}$ 2200	$\frac{207}{235}$ 2600	— —	— —

At the same time the Pb^{207}/Pb^{206} ratio which in a number of cases gives strikingly stable results is most sensible to experimental errors, especially for minerals containing small uranium amounts, a considerable admixture of ordinary lead or being of a relatively young geological age.

Table 3

№	Labora- tory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values in mill. years
				Argon method
3. Plagiogranites and granodiorites of Kremenchug and Saxagan (2000 — 2200 mill. of years)				
1.	RIAN	Kremenchug Kryukov quarry	Biotite from typical granodiorite	2150
2.	L.D.	»	» »	2065
3.	RIAN	Ternovaty Kut on the r. Saxagan	Biotite from Saxagan plagiogranite	2170
4.	L. D.	Krivoi Rog pit 162	» »	2115
5.	VSEGEI	Mudrionaya	» »	2120
6.	GEOKHI	Veselye Terny	» »	2250
7.	RIAN	Domotkanj on the r. Dnepr	Biotite from middle-grained granite	2100
8.	»	»	Biotite from intercalations in xenolite among granites	2190
9.	L. D.	vill. Petrovo	Biotite from pegmatites of plagiogranites	2110
10.	L. D.	»	Biotite from migmatized gneisses	2110
11.	RIAN	vill. Tomakovka	Biotite from pegmatite in plagiogranite	2025
12.	»	Mishurin Rog quarry on the r. Dnepr	Biotite from biotite lenses in migmatites of plagiogranites	2010
13.	RIAN	Mishurin Rog quarry on the Dnepr	Biotite from red pegmatites in migmatites	1970
14.	»	r. Saxagan quarry near Kamenistaya	Biotite with amphibole from migmatized gneiss	2010
15.	»	Zaporozhie Quarry on the left shore of the Dneproges	Biotite with coarse scales from pegmatites of plagiogranites	2100
16.	»	»	Biotite from typical plagiogranite	2040
17.	»	Borodaevka Quarry on the r. Dnepr	Biotite from pegmatite among migmatites	2030

Table 4

№	Laboratory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values in mill. years Lead-isotopic method				Argon method
				$\frac{208}{232}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$	
4. Granodiorites of the r. Sob (sobites) (2000 – 2200 mill. years)								
1.	RIAN	Town Lipovets Quarry of the vill. Skakunki	Monazite from sobite injected by red red aplito-pegmatites	2190	2180	2000	2090	—
2.	»	Town Lipovets Quarry on the r. Kamenka	Monazite from dark coarse - grained pegmatoid solute	1910	1950	1870	1850	—
3.	»	Town Ilzintsky Quarry Varvarovski	Monazite from red pegmatite in the area of sobite development	2120	2200	2050	1920	—
4.	»	Quarry Gubnikovski on the r. Yuznny Bug	Orthite from pegmatite isolations in hybrid granodiorite	2220	2300	—	—	1760
5.	VSEGEI	»	Biotite from granodiorite	—	—	—	—	1965
5. Chudново-Berdichev formation (2000 – 2200 mill. years)								
1.	GEOKHI	Quarry Zhezhelevski	Monazite from typical Chudnov- Berdichev granite	1980	2050	2120	2220	1800
2.	RIAN	»	Biotite from typical granite	—	—	—	—	1750
3.	»	»	Biotite from the outer zone of recrystallized xenolite	—	—	—	—	1730
4.	»	Vill.Raiki, quarry	Monazite and biotite from typical granite	2230	2120	1990	1890	1450
5.	»	Vill. Slobodish che, quarry	Monazite and biotite from typical granite	2130	1980	2000	2080	1420
6.	»	Kaolin quarry Glukhovets	Monazite from kaolinized Chudnov- Berdichev granite	2080	2100	2200	2300	—
7.	»	Solomirka quarry	Monazite from typical Chudnov- Berdichev granite	2220	2150	2020	1990	—
8.	»	Town Khmel'nik quarry Shivokaia Gre- blia	Monazite and biotite from granite- cordieritic gneisses and migmatites	2130	2020	2000	2000	1530
9.	»	Town Chudnov quarry to the south of the town	Biotite from typical granite-migmatite	—	—	—	—	1850
Average				2130	2070	2055	2080	

The following constants are used for age calculation

$$\lambda_K^{40} = 0.557 \times 10^{-10} \text{ years}^{-1}$$

$$\lambda_U^{238} = 1.53 \times 10^{-10} \text{ years}^{-1}$$

$$\lambda_{Th}^{232} = 4.99 \times 10^{-10} \text{ years}^{-1}$$

$$\lambda_K^{40} = 4.72 \times 10^{-10} \text{ years}^{-1}$$

$$\lambda_U^{235} = 9.72 \times 10^{-10} \text{ years}^{-1}$$

$$K^{40}/K = 0.0119 \% \text{ } U^{238}/U^{235} = 138$$

Table 5

№	Labora- tory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values in mill. years Lead-isotopic method				Argon method
				208 232	206 238	207 235	207 206	
6. Charnokite formation (1900 — 2100 mill. years)								
1.	RIAN	Quarry Mogi- levski	Monazite and biotite from pegmatite isolations in char- nokites	1980	1980	2020	2160	1510
2.	»	Gnivan, quarry № 1	Monazite and biotite from pegmatoid isolations in char- nokites	1950	2120	1710	1250	1510
3.	»	Quarries Litin- skie on the r. Zgar	Monazite from pegmatoid charnokite granite	1850	2040	1610	1340	—
4.	»	Quarry Sabarovski on the r. Yuzhny Bug	Monazite and biotite from pegmatoid charnokite granite	1920	1780	1700	1620	1630
5.	GEOKHI	»	»	1940	2870	2230	1710	—
6.	»	»	Zirkon from pegmatoid char- nokite	1860	2050	1930	1900	—
7.	RIAN	Berezovka on the r. Muravka	Monazite and biotite from red aplitepegmatoid granite among charnokites	1875	2500	2000	1520	1460
8.	»	Bratislav, Quarry Volchansky	Monazite from red pegmatites among charnokites	2120	1875	1350	600	—
9.	»	Vill. Kleban quarry	Orthite from pegmatites in hy- brid charnokite granite	1900	1410	1550	1750	—
10.	»	Novo-Ukrainka quarry near the St. Adabash	Monazite from dark coar- se-grained porphyraceous monzonite	2120	2300	1830	1400	—
11.	GEOKHI	»	»	1820	1920	1830	1580	1700
12.	»	»	Zircon from monzonite	850	1460	1560	1820	—

Numerous age data obtained by the lead-isotopic and argon methods for the chief complexes of the Ukrainian pre-Cambrian allow to suggest the following scheme of its age dismembering (table 15):

The most ancient rocks are gneisses, amphibolites, chief granitoids and plagiomigmatites of the Dnepr Foreland, the age of which ranges from 2800 - 3000 and more millions of years (table 1). They are preserved in the form of separate blocks surrounded by margins of Dnepr migmatites, the age of which reaches 2300 - 2700 mill. years (table 2). This early development stage of the Ukrainian pre-Gambrian is characterized by a strong prevalence of basic and plagiogranitic silicate masses being typical of ancient greenstone cores of other continent.

Table 6

№	Laboratory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values in mill. years Lead-isotopic method				Argon method
				<u>208</u> 132	<u>206</u> 238	<u>207</u> 235	<u>207</u> 206	
7. Granites of the Zhitomir type and their pegmatites (1900 — 2000 mill. years)								
1.	RIAN	Zhitomir Quarry Sokolova Gora	Biotite from typical gray middle-grained granite					1850
2.	»	»	-»-					1885
3.	VSEGEI	»	-»-					1920
4.	RIAN	Zhitomir Quarry Kroshnia	Muscovite from pegma- tite in gray granite					1940
5.	»	»	Biotite from typical gray middle-grained granite					1860
				Average				1900
6.	»	Boguslav Quarry on the r. Rossi	Biotite from gray mid- dle-grained granite					1890
7.	»	»	Biotite from pegmatite					1870
8.	»	Boguslav Quarry Olshanski	Biotite from pegmatite cutting middle-grained granites					2070
				Average				1940
9.	»	Zaporozhie Quarry Yantsevski	Biotite from typical gray middle-grai-ned granite					2050
10.	»	»	-»-					1950
11.	»	Zaporozhie Quarry on the r. Moskovka	Biotite from gray mid- dle-grained granite					2130
12.	»	»	Biotite from coarse-sca- led intercalations in amphibolite					2010
13.	»	»	Biotite from pegmatite					1880
				Average				2000
14.	»	Pervomaisk Quarry Podgorod- niansky	Biotite from gray granite					1830
15.	RIAN and L D	Glubochek	Muscovite from peg- matite					1980
16.	»	Polonnoi	Muscovite from peg- matite					1990
17.	RIAN	Quarry Saltychia Mogila	Biotite and orthite from gray middle-grained granite	1910	—	—	—	1940
18.	VSEGEI	»	-»-	—	—	—	—	2135
19.	GEOKHI	»	-»-	—	—	—	—	1860
				Average				1960
20.	RIAN and L.D.	Andreevka, Azov Foreland	Muscovite from peg- matite	—	—	—	—	2010

Tabelle 6 (Ende)

№	Laboratory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values in mill. years Lead-isotopic method				Argon method
				<u>208</u> 132	<u>206</u> 238	<u>207</u> 235	<u>207</u> 206	
21.	»	Eliseevka Zeli-naia Mogila	Muscovite from pegmatite	—	—	—	—	2060
22.	RIAN	»	Bröggerite and muscovite from pegmatite	1300	1790	1950	2130	2090
23.	»	»	Pilbaryte from pegmatite	1750	3200	2500	2110	—
Average								2050

Table 7

№	Laboratory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age data in mill. years Lead-isotopic method				Argon method
				<u>208</u> 232	<u>206</u> 238	<u>207</u> 235	<u>207</u> 206	

8. Porphyreous granites of the Kirovograd type (1900 — 2000 mill. years)

1.	RIAN	Kirovograd. Quarry № 9 on the r. Sukokleia	Monazite from typical gray coarsegrained porphyreous granite	1820	1905	1920	2000	1960
2.	»	Eastern face	»	1880	1930	2000	2120	—
3.	»	Western face	»	1940	2020	2000	2055	—
4.	»	Quarry, Stroitel	»	1900	2020	2150	2280	—
5.	GEOKHI	Kirovograd r. Sukokleia	»	1700	2060	1940	1820	—
6.	RIAN	Bobrinets, r. Sukokleia	Monazite from coarse-grained porphyreous granite	1700	1950	2000	2110	1940
7.	»	Quarry on the r. Bobrinka	Monazite from coarse-grained granite	1740	1960	1940	2000	1980
8.	»	Bobrinets, town Sukojleia Kamenovataia	Monazite from natural garnet schlich on coarse-grained granite	1940	1980	1950	1940	—
9.	»	Konstantinovka. Quarry on the r. Yuzhny Bug	Monazite from gray middle-grained granite	1870	1970	1950	1990	(1730)
10.	»	Quarry Taborovka on the r. Mertvovod	Monazite from a biotite lense in red coarse-grained porphyreous granite	1920	1900	1950	2100	(1770)
11.	»	Quarry Trikraty on the r. Arbuzinka	Monazite from coarse-grained porphyreous granite	2000	2180	2100	2100	91730)
12.	»	Quarry Korninski	Biotite from coarse-grained porphyreous granite	—	—	—	—	(1680)

Tabelle 7 (Ende)

№	Labora- tory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age data in mill. years Lead-isotopic method				Argon method
				<u>208</u> 232	<u>206</u> 238	<u>207</u> 235	<u>207</u> 206	
13.	»	vill. Lipniazhki	Monazite from the we- athered porphyraceous granite	2100	2180	1980	1810	—
14.	GEOKHI	vill. Nemenka	Monazite from pegmati- tes of grey granite	2000	2050	1980	1840	—
15.	RIAN and L. D.	Korostylev. Quarry on the r. Teterev	Muscovite from pegma- tite in gray porphyra- ceous granite	—	—	—	—	1950
16.	RIAN	Korostyshev, Quar- ry on the r. Teterev	Biotite from pegmatite	—	—	—	—	1970
17.	GEOKHI	»	Biotite from granite	—	—	—	—	2170
18.	RIAN and L. D.	Kozievka on the r. Teterev	Biotite from intercala- tions in marble of the Teterev-Bug series from the exo-contact zone of the Korostyshev granite	—	—	—	—	2020
19.	RIAN	Sherchenkovo. Quarry on the r. Beresovaia	Biotite from coarse- grained porphy- aceous granite of the massif of Dolinsk	—	—	—	—	2090
20.	»	Quarry Taburish- chenski	Biotite with amphibole from porph- yraceous granodiorite	—	—	—	—	1860

Table 8

№	Laboratory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values in mill. years Lead-isotopic method				Argon method
				²⁰⁸ 232	²⁰⁶ 238	²⁰⁷ 235	²⁰⁷ 206	
9. Red trachitoid granites (1800 — 2000 mill. years)								
1.	RIAN	Quarry Kapusti- anski	Monazite from red trachi- toid granite	1940	1790	1790	1850	1920
2.	»	Quarry Adabashski near the St. Voi- novka	»	2000	1810	(1670)	(1500)	1970
3.	»	Vill. Novo-Ulianov- ka on the r. Chorny	Monazite from a natural schlich on trachitoid granite	1870	1880	(1670)	(1330)	
4.	»	Vill. Zakharovka	Monazite from weathered red trachitoid granite	1980	1900	1820	1780	
5.	»	Vill. Zhivye Vody on the r. Sukokleia	Monazite from a natural schlich on trachitoid granite	1900	1830	1950	2100	
6.	»	Vill. Krupskoie on the r. Sukokleia	»	1930	1990	1860	1750	

Tabelle 8 (Ende)

№	Laboratory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values in mill. years Lead-isotopic method				Argon method
				$\frac{208}{232}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$	
7.	»	Vill. Pribrezhny on the r. Sukokleia	Monazite from biotite lenses in trachitoid granite	1900	1900	1980	2120	1910
8.	»	»	Monazite from pegmatite in trachitoid granite	1800	1850	1840	2110	1890
9.	»	»	Monazite from xenolith of a porphyroblastic rock (metasomatically treated biotitic gneiss) in trachitoid granite	2130	2200	2100	2100	
10.	»	Quarry Chervony Kamenotios on the r. Chorny Tashlyk	Biotite from red trachitoid granite	—	—	—	—	1940

Table 9

№	Labora- tory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values in mill. years Lead-isotopic method				Argon method
				$\frac{208}{232}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{207}{206}$	
10. Red granites and pegmatite among migmatites (1800 — 2100 mill. years)								
1.	RIAN	Town Pogrebishensk quarry of Sugar Refiner	Monazite from red aplitoid granite among gneisses and magmatites	2100	2070	1980	2900	—
2.	»	Quarry of Novo-Danilovsk	Monazite and biotite from red coarse-grained porphy-raceous granite	2100	1580	—	—	2020
3.	»	»	Biotite from pegmatite	—	—	—	—	1970
4.	»	Ostropol r. Usatch	Monazite from red peg-matites bounc to aplitoid granite	1820	2350	2130	1900	
5.	»	Ostropol r. Shilka	Monazite from red peg-matite	2100	(2700)	1900	(1080)	
6.	»	Novo-Archangelsk former Torgovitsa	Monazite from red apli-topegmatite injections in gneisses	2090	2050	1770	1490	
	»	Novo-Archangelsk quarry on the r. Siniukha	Monazite from pegmatites in charnokites	1810	1980	1690	1300	
	»	Temriuk Azov Foreland	Monazite from pegmatites among migmatites	1880	2190	2210	2290	
	»	Azov Foreland	Monazite from pegmatites among migmatites	1840	2130	2000	2900	

The formation of sedimentary effusive strata of iron-ore formations was taking place during the early development stages of the Archean mobile zone and an age exceeding 2100 mill. of years (table 14). The plagiogranites of Saxagan and Kremenchug are

evidently intrusive complexes from the end of these early stages including the enormous interval of time not less than 1000 mill. of years (table 3).

The chief mass of granites, the Chudново-Berdichev, Kirovograd, Zhitomir, Charnochite, red Aplitoid, Tokovian, Bokovian, Korostenian granites, bound to the middle and late development stages of the mobile zone, has been formed during a relatively narrow interval of geological time, of 2100-1700 mill. years forming a number of magmatic complexes being near in time. The culmination of magmatism is strongly pronounced in the interval of 2000-1900 mill. years, corresponding to the age of the Kirovograd, Zhitomir trachidoic, charnochitic and some other granites (table 4-9).

The geochemical evolution of the magmatic process directed towards the increase of the role of acid potassium, highly active differentiates of granites, enriched in radioactive elements, is distinctly marked among younger complexes.

Phenomena of abyssal ultra-metamorphism and metasomatic granitization were taking place with the formation of enormous amounts of easily mobile masses of palingene aplitoid granites and vast fields of migmatization.

Table 10

№	Labora- tory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values in mill. years Lead-isotopic method				Argon method
				²⁰⁸ 232	²⁰⁶ 238	²⁰⁷ 235	²⁰⁷ 206	
11. Tokovian granites (1800—1900 mill. years)								
1.	RIAN	St. Podstepnoie Quarry	Biotite from contaminated red granite	—	—	—	—	1930
2.	»	St. Podstepnoie Ancient quarry	Biotite from the outer biotiza- tion zone of xenolith of am- phibolites in red granite	—	—	—	—	1910
3.	»	Tokov Quarry	Biotite from typical red coar- se-grained granite	—	—	—	—	1830
4.	»	Quarry near the waterfall on the r. Kamenka	Granite, gray, middlegrained, typical	—	—	—	—	1780
12. Korostenian complex (1700-1800 mill. years)								
1.	RIAN	Quarry Lezni- kovski	Biotite from typical red middlegrained granite	—	—	—	—	1820
2.	VSEGEI	»	- » -	—	—	—	—	1730
3.	GEOKHI	»	- » -	—	—	—	—	1890
4.	RIAN	Quarry Ignat- polski	Biotite from pegmatite	—	—	—	—	1820
5.	»	Quarry Emelia- novski	Biotite from red rapakiwi like granite	—	—	—	—	1850
6.	»	Quarry Bekhovski	Biotite from gray porphyra- ceous granite	—	—	—	—	1810
7.	GEOKHI	Quarry Malin	Zircon from rapakiwi	1080	1550	1600	1700	—
8.	RIAN	Quarry Prudianski	Biotite from rapakiwi granite	—	—	—	—	1860
9.	VSEGEI	»	Biotite from rapakiwi granite	—	—	—	—	1895

Tabelle 10 (Ende)

№	Labora- tory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values in mill. years Lead-isotopic method				Argon method
				<u>208</u> 232	<u>206</u> 238	<u>207</u> 235	<u>207</u> 206	
10.	»	»	Biotite from gray vein granite cutting the rapakiwi	—	—	—	—	1810
11.	»	Quarry Korsun-Shevtchenkovo on the r. Rossi	Biotite with amphibole from rapakiwi- granite	—	—	—	—	1715
12.	»	Quarry vill. Vasilievka	Biotite from pink granite cutting the rapakiwi	—	—	—	—	1750
13.	GEOKHI	»	Zircon from rapakiwi	1700	1590	1650	1750	—
14.	»	»	Orthite from rapakiwi	1930	2300	2020	1760	—
15.	»	Town Shpola, Quarry	Zirzon and biotite from rapakiwi	1300	1620	1670	1700	1640

The intrusion of different complicated plutons of the Korostenian complex including rapakivi-granites, was taking place in the late stage of the process, which corresponds to the transition to the platform state. The age of plutons is characterized by values of 1700 – 1800 mill. years (table 10). Evidently the Ukrainian rapakivi granites must be considered somewhat more ancient than analogous rocks of the Baltic Shield. The alkaline syenites of the Azov foreland are formations being near in time (table 12). The formation of platform plutons of the marginal part of the Shield was the completion of the ancient development stage of magmatism in the boundaries of the Ukraina.

Considerable displays of the late stages of palaeogenic magmatism are established in a number of regions of the Ukraina in the form of young red, usually monazite-containing aplite granites, the age of which equals 1600-1700 mill. years (table 11). They evidently are connected with areas of submersion of separate blocks of ancient rocks in the submeridional Central = Ukrainian mobile zone.

Table 11

№	Labora- tory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values (mill. years) Lead-isotopic method				Argon method
				<u>208</u> 232	<u>206</u> 238	<u>207</u> 235	<u>207</u> 206	
13. Red dark-quartzous granites from Ingulo-Inguletsk watershed (1600 — 1900 mill. years)								
1.	RIAN	Bratilovka, northern quarry	Monazite from pegma- tite in coarse grained dark-quartzous granite	1780	1410	—	—	
2.	»	»	Biotite from very fresh granite	—	—	—	—	1930
3.	»	from the southern quarry	Biotite from greatly de- stroyed granite	—	—	—	—	1700
4.	VSEGEI	Vill. Bokovoie	Biotite from red coar- se-grained weathered granite	—	—	—	—	1690

Tabelle 11 (Ende)

№	Labora- tory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values (mill. years) Lead-isotopic method				Argon method
				<u>208</u> 232	<u>206</u> 238	<u>207</u> 235	<u>207</u> 206	
5.	GEOKHI	Vill. Chechelivka	Monazite from red grani- te and biotite	1620	1670	2820	2000	2060
6.	»	Vill. Gurovka	Biotite from red finely grained granite	—	—	—	—	1950
7.	RIAN	Vill. Gurovka, quarry on the r. Bokovaia	Monazite from red finely grained granite	1530	1610	1630	1770	—
8.	»	»	Monazite from kaolinized red finely grained granite	1710	1990	1900	1890	—
9.	»	Vill. Fedorovka on the r. Ingulets	Monazite from a dyke of red finely grained granite	1620	1790	1810	1910	—
10.	»	Vill. Krasnoie Ozero, former Vodiana	Monazite from a dyke of red finely grained granite	1630	2200	1830	1480	—
11.	GEOKHI	Vill. Veselye Ter- ny, quarry Pervo- maiski	Monazite from red apli- toid granite	—	1760	1810	1970	—
12.	»	Vill. Spasowo, r. Verbluzka	Orthite from migmatites of pink granites	1680	1150	—	—	—
<i>14. Red granites and pegmatites of Novo-Ukrainka, Novo-Archangelsk a. other regions (1600 — 1800 mill. years)</i>								
1.	RIAN	Novo-Ukrainka Chervony Kame- notios	Monazite from red gra- nite	1760	1740	1750	1830	
2.	»	»	The same sample from another area	1685	1895	1780	1700	
3.	»	Kagerlyk near the vill. Sabovo	Monazite from red apli- toid granite	1630	1680	(1350)	(1000)	
4.	»	Former Torgovitsa above Novo- Ark- hangelsk	Monazite from red peg- matite	1690	1630	1910	(2300)	
5.	»	Dzhulinka on the r. Yuzhny Bug	Monazite from red peg- matite in charnokite rocks	1610	1785	1580	1285	
6.	»	M. Yanisal Azov Foreland	Monazite and biotite from pegmatites among migmatites	1730	1680	1550	1400	1800
7.	GEOKHI	Temrink Azov Fo- reland	Monazite from pegma- tites	1540	1550	1700	1910	
8.	»	»	Zircon from pegmatites	(2380)	(2480)	(2160)	1820	

The formation of intrusions of the young Umanian magmatic complex, the age of which is in the interval of 1500 — 1600 mill. years, was accompanied by phenomena of additional rock metamorphism in the area of submersion on the south-west of the Ukrainian Crystalline Shield (table 12). This resulted in a partial recrystallization of rocks

of the charnockite and the Chudново-Berdichev series which give lowered age values according to micas.

Table 12

№	Labora- tory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values (in mill. years) Lead-isotopic method				Argon method
				208 232	206 238	207 235	207 206	
15. Alkaline complex of the Azov Foreland (1550 — 1750 mill. years)								
1.	L. D.	Vill. Oktiabrskoie	Biotite from syenite	—	—	—	—	1570
2.	»	»	Biotite from pegmatites in mariupolites	—	—	—	—	1680
3.	VSEGEI	form. Mazurova	Biotete from albito-nephe- line pegmatite	—	—	—	—	1570
4.	GEOKHI	Azov Foreland	Zircon from mariupolite	1600	2210	1970	1730	—
5.	»	»	The same	1880	1830	1660	1770	—
6.	»	St. Khlebodarovka quarry	Zircon of a pink alkaline gra- nite migmatizing gneisses	1200	1860	1950	2080	—
7.	VSEGEI	Kamennye Mogily	Mica from granite	—	—	—	—	1520
16. Umanian complex (1500 — 1600 mill. years)								
1.	RIAN	Uman. Quarry near the park Sofievka	Biotite from gray coar- se-grained porphyraceous granite	—	—	—	—	1560
2.	»	Uman. Quarry Boienski	Biotite from gray middle- grained granite	—	—	—	—	1630
3.	VSEGEI	»	»	—	—	—	—	1685
4.	»	Uman. Quarry form. Poligarni	Biotite from coarse-grained granite	—	—	—	—	1685
5.	RIAN	Quarry Staro- Ba- banski	Biotite from gray coar- se-grained porphyraceous granite	—	—	—	—	1550
6.	VSEGEI	»	»	—	—	—	—	1555
7.	GEOKHI	»	Orthite and biotite from granite	1130	3280	2500	1920	1530
8.	RIAN	Quarry of the Industrial artel Sta- ro-Babanski	Biotite from gray coarse- grained porphyraceous granite	—	—	—	—	1510
9.	»	Quarry Antonovski on the r. Gorny Tikitch near the vill. Buki	Biotite from gray coarse- grained and middle-grained granite	—	—	—	—	1600
Average								1570

Table 13

№	Labora- tory	Sampling place	Short Mineral characteristics	<i>Age values in mill. years</i>
				Argon method
<i>17. Volyn complex (1400 — 1500 mill. years)</i>				
1.	Acad. of Science U.S.S.R.	vill. Klesov	Biotite from gray Klessov granite quarry	1500
2.	»	vill. Perga	Biotite from Perzhansk granite	1375
3.	»	vill. Beloko-	Phyllite of the Ovruch series rovichi	1485
4.	»	vill. Ovruch	Mica from quartzites of the Ovruch series	1846

Besides that for zirtolite and columbite from metasomatites in the Perzhansk granite there are preliminar data on the total lead (1350 – 1450 mill. years), for the Osnits granite on sphen (1450 mill. years).

18. Rifean complex (550 — 600 mill. years)

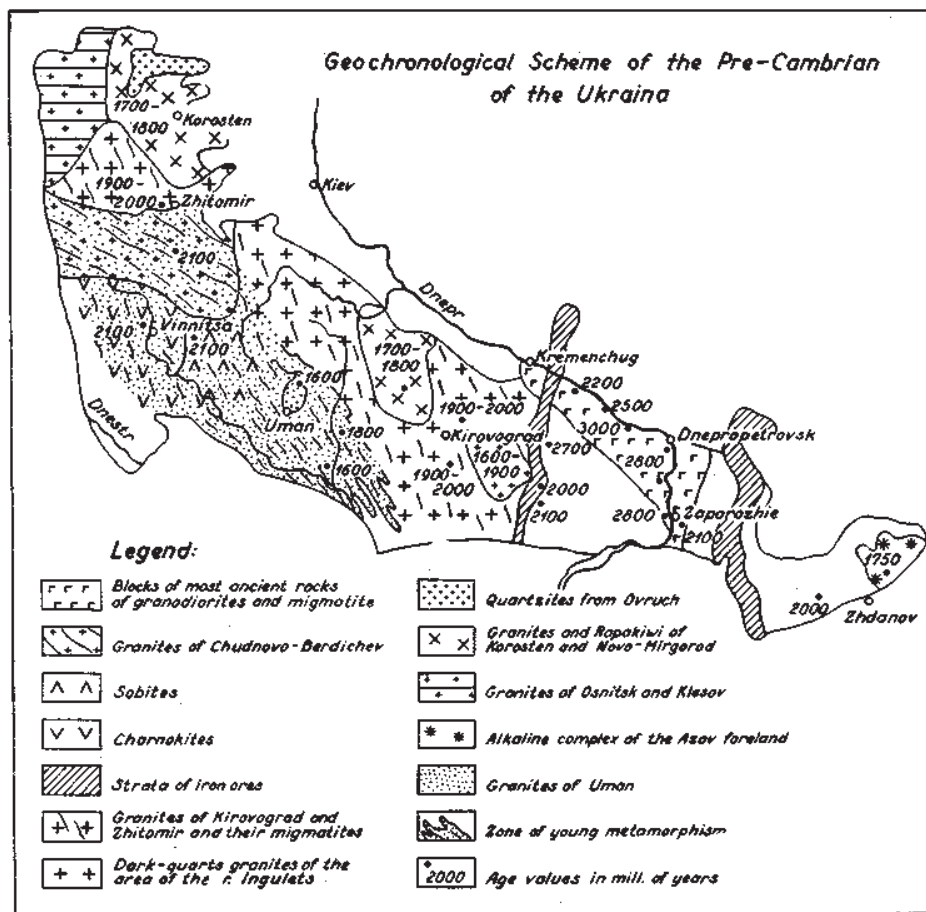
1.	Acad. of Science U.S.S.R.	Volyn-Podolsk plate, vill. Zhilzha	Basalt from an effusive stratum on the Rifean	595
2.	»	The same, vill. Cher- toroisk	- » - - » -	560
3.	»	The same, vill. Guta- Stefanskaya		605

Table 14

№	Labora- tory	Sampling place	Mineral Short characteristics	Age values in mill. years
				Argon method
19. Age of rock-metamorphism of the Saxagan series (1700-2100 mill. years)				
1.	L.D.	Krivorozhye	Fuchsite from talc schists of the middle section	2010
2.	»	»	Green mica from schists of the middle section	1995
3.	»	»	Mica from schists of the middle section	1970
4.	»	»	- » - - » -	1935
5.	GEOKHI	»	Muscovite from metasomatites Hydrobiotite from metasomatites	2270 1800
6.	»	»	Microcline - » -	1720
7.	An USSR	Region of Krivoi Rog	Biotite - » -	1980
8.	»		Biotite from schists of the lower section	1980
9.	»	Krivoi Rog region r. Ingulets	Alumosilicate . Saxagan series	1965
10.	»	»	Coaly slaty schists of the upper section	1810
11.	»	Krivoi Rog region	- » - - » -	1825
12.	»	»	Quartz-sulfuric schists	1876
13.	»	vill. Zholtoie	Coaly schist of the upper section	1700
14.	»	»	- » - - » -	1680
15.	»	»	Coaly schist transformed to hornfels	1680

Table 15
Scheme of geochronological dismembering of the Ukrainian pre-Cambrian

Magmatic complexes	Age interval (mill. years)
X Rifean.....	550-600
IX Volynian.....	1400-1500
VIII Umanian.....	1500-1600
VII Korostenian.....	1700-1800
VI Tokovian.....	1800-1900
V Kirovograd-Zhitomirian.....	1900-2000
IV Chudново-Berdichian.....	2000-2200
III Migmatite of the Dnepr Foreland.....	2300-2700
II Amphibolites and basic granitoids of the Dnepr Foreland.....	2800-3000
I Most ancient gneisses of the Dnepr Foreland.....	more than 3000



These phenomena of magmatism rejuvenation in the boundaries of the Ukrainian Shield and the increase of abyssal-metamorphic processes which involved that a vast area of Podolia, Volyn, the Central Ukraina and the Azov Foreland evidently has to be considered in connection with the mighty development of tectono-magmatic processes in mobile zones of the basement of the Russian platform.

During the further existence of the Crystalline Shield as a typical consolidated platform, only breaks were taking place to which rocks of the dyke complex are bound, as well as effusions of Rifeian basalts and the development of some superposed processes of mineralization. At the present time the age values of the latter are being determined more precisely (table 13).

Three successive stages may be distinguished in the development of the Ukrainian pre-Cambrian:

The early stage: (3000 - 2100 mill. of years). Characterized by the development of the fundamental volcanism, of plagio-migmatites and the basic granitoids.

The middle stage: (2100 - 1500 mill. of years)—formation of the chief mass of granites. Development of processes of an intensive geochemical differentiation.

The late stage : (1500 - 0 mill. of years)—stabilized platform.

[Manuscript received January 22nd, 1960]

НЕКОТОРЫЕ ОПОРНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА (к мировой геохронологической шкале)*

В связи с происходящим международным обсуждением геохронологической шкалы весьма важно отобрать из большого числа выполненных определений абсолютного возраста для различных объектов те из них, которые могли бы служить опорными датами для оценки возраста крупных геологических событий в истории земной коры.

В табл. 3 приведены именно такие определения, выполненные в лаборатории геохимии изотопов Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Академии наук СССР.

Выдвигая эти определения в качестве реперов, мы исходили из таких, на наш взгляд совершенно необходимых требований, которые следует предъявлять к подобному рода материалам:

1. Полученное значение возраста должно относиться к геологически совершенно определённом объекту, характеризующему магматический цикл, распространённый в пределах значительного региона и ограниченный узкими возрастными рамками.

2. Достоверными значениями возраста могут служить значения, полученные свинцово-урано-ториевым методом с достаточно хорошей сходимостью (в пределах 5%) по всем изотопным отношениям. При возникающих в большинстве случаев расхождении значений возраста по разным изотопным отношениям, как правило, наиболее близким к истинному оказывается полученное по Pb^{207}/Pb^{206} , а наиболее «омоложенным» — Pb^{208}/Th^{232} , отвечающее нижнему пределу возраста наиболее

* Доклады Академии наук СССР. 1960. Том 134, № 5. С. 1158-1161. Соавтор А.И. Тугаринов.

юного метаморфического изменения минерала, связанного с потерей свинца и отчасти урана.

Обычно при сравнительно высоком содержании обыкновенного свинца (более 30%), на который вносится поправка, наибольшему искажению за счёт не точности в установлении изотопного состава подобного обыкновенного свинца подвергается именно отношение Pb^{207}/Pb^{206} .

При определении возраста юных минералов (моложе 500 млн. лет), из-за ничтожно малых количеств Pb^{207} , образующихся в течение последнего времени, поскольку основная масса U^{235} уже вымерла и составляет всего $1/_{138}$ всего земного урана, изотопные отношения Pb^{207}/U^{235} и Pb^{207}/Pb^{206} оказываются весьма уязвимыми для экспериментальных ошибок.

Поэтому при оценке возраста минералов древнее 500 млн. лет наиболее вероятным значением возраста при ограниченной примеси обыкновенного свинца следует считать значение, полученное по Pb^{207}/Pb^{206} , особенно если серия аналогичных определений по разным минералам из одного и того же геологического объекта даёт совпадающие результаты именно по этому изотопному отношению.

При оценке возраста радиоактивных минералов моложе 500 млн. лет достоверным следует считать результат, совпадающий по значению изотопных отношений Pb^{206}/U^{238} и Pb^{208}/Th^{232} . Поскольку экспериментальные ошибки существенно зависят от абсолютного содержания урана и тория в минерале, то предпочтение в случае серьёзных расхождений значений возраста, полученных по этим двум изотопным отношениям, следует отдавать тому из них, в знаменателе которого присутствует более распространённый в данном минерале радиоактивный элемент (уран или торий).

Значения возраста, полученные аргон-калиевым методом, могут быть приняты либо в случае повторяемости этих значений для большого числа определений (10 и более) одного магматического комплекса, либо в случае подтверждения этих данных другим методом (стронций-рубидиевым). Это ограничение совершенно необходимо в связи с достаточно широко распространённым эффектом «омоложения» аргон-калиевых значений возраста под влиянием процессов позднейшего метаморфизма.

1. Для докембрия, из-за отсутствия палеонтологического контроля, установление синхронности геологических явлений в различных щитах должно опираться, в первую очередь, на достоверные определения абсолютного возраста, полученные радиологическими методами (например, одновременность магматизма в районе Бердяуша (Урал) и улканского магматизма (В. Алдан) и т.д.).

2. При составлении сводных таблиц реперных точек по прилагаемому нами образцу необходимо приводить все исходные аналитические данные (в том числе и такие, как, например, изотопный состав обыкновенного свинца, на который введена поправка, точность измерения и т.д.), а также против каждого определения полный перечень исполнителей с указанием даты измерения и ссылки на опубликованные работы.

Материалы, представленные в табл. 1, позволяют утверждать, что каменноугольный период, по сравнению с ранней шкалой Холмса, должен быть принят по крайней мере в два раза более продолжительным. Герцинский магматизм по существу должен быть разбит, как это уже фактически давно было принято по чисто геологическим соображениям для ряда регионов (Средняя Азия), на два самостоятельных цикла, имевших место 350 и 250 млн. лет назад (раннегерцинский и позднегерцинский) (см. табл. 1, № 1 и табл. 2, №№ 1-12). При этом позднегерцинский цикл, судя по возрасту грейзенов Циннвальда (табл. 2, № 2), имеет посленижнепермский возраст, что, в свою очередь, позволяет устанавливать предел для границы пермь — карбон (>260 млн. лет) (табл. 2, № 2).

Нижний предел границы девон — карбон лежит около 430 млн. лет (табл. 1, № 2 и табл. 2, №№ 13, 14).

Граница кембрия и протерозоя, если исходить из представлений о докембрийском возрасте метаморфизма в районе хр. Хамар-Дабан, с которым по представлениям Д.С. Коржинского тесно связан генезис Слюдянских пегматитов, лежит около 550 млн. лет (табл. 1, №№ 3-5). Эта дата является одновременно характеристикой возраста байкальской складчатости.

К наиболее позднему докембрийскому магматизму, являющемуся также заведомо нижним пределом границы кембрий — протерозой, относятся, кроме того, восточноалданские интрузии центрального типа, прорывающие синийские отложения и с размывом перекрываемые отложениями юдомской свиты нижнего кембрия. Генетически тесно связанные с этими интрузиями карбонатиты имеют возраст 650 ± 50 млн. лет (см. табл. 1, №№ 6, 7).

Граница верхнего и нижнего протерозоя (синия) в пределах Алданского щита прекрасно датируется интрузивными породами улканского комплекса, прорывающими калкулинскую свиту нижнего синия и трансгрессивно, с размывом перекрываемыми ганамской свитой учурской серии синия. Исключительное значение возраста в 1150 ± 50 млн. лет, полученное для циркона этих гранитоидов, совпадающее по всем изотопным отношениям, указывает на синхронность этих магматических проявлений с бердяшской интрузией на Урале и магматическими комплексами формации грэнвилль в Канаде (табл. 1, обр. № 8).

Определённое различие в степени метаморфизма выше- и ниже-залегающих толщ, равно как и приуроченность крупного интрузивного цикла к тому же времени, является, по нашему мнению, существенным обоснованием для проведения на этом уровне возрастной границы между верхним и нижним протерозоем.

В связи с существующей неясностью в толковании таких понятий, как рифей и синий, оказывающихся по существу синонимами протерозоя, мы предлагаем сохранить за ними значение местных наименований толщ протерозойского возраста, относя их в целом, в согласии с предлагаемой международной шкалой, к протерозою.

Границей протерозоя и архея правильное всего было бы считать заключительные проявления магматизма так называемой Беломорской эпохи ⁽²⁾, отличавшейся в истории земной коры максимальной интенсивностью и распространённостью около 1900 ± 100 млн. лет назад (см. №№ 14-28). Начиная с этого момента в масштабе всей планеты резко меняется степень метаморфизма более юных толщ и заметно угасает магматизм. Именно с этого момента наступает существенное изменение в характере возникающих осадков, выражающееся в значительном количественном возрастании в них органического материала, и, наоборот, убывании железистых формаций и зеленокаменных пород. Эта дата отражает наиболее серьёзный перелом в истории Земли и именно её правильное всего было бы принять за рубеж между археем и протерозоем ^(1, 2).

Нижней границей архея предлагается признать 2700 ± 150 млн. лет — возраст, характеризующий период формирования мигматитов и гранитогнейсов в районах Приднепровья и Южного Ляонина, сохранившихся лишь в виде отдельных блоков среди метаморфических комплексов наиболее эродированных глыб докембрия (см. табл. 1, №№ 23-25).

Таблица 1
 Определение абсолютного возраста горных пород свинцово-урано-ториевым методом
 ($= 9,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}; = 1,541 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}; = 4,99 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$)

№ п/п	Место взятия	Минерал	Геологическая характеристика объекта исследования	Источник	Содержание, вес. %			Изотопный состав свинца				Возраст, млн. лет				Наиболее вероятный возраст млн. лет
					Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁶ U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ Th ²³²	
1	Саксония, массив Кирхберг	Циркон	Гранит, прорывающий нижнекарбоновые отложения. Галька гранита встречена в основании Краевого лежня (нижней перми)	(³)	0,16	0,18	0,093	4,5	100	71,5	170,14	2500	325	780	430	330
2	Чехословакия, Моравия, ортогнейсы в районе, Прозетин	Циркон	Ортогнейсы, прорывающие кристаллические сланцы моравикума	(³)	0,014	0,08	0,12	1,39	100	27,10	88,02	1050	440	550	430	430
3	Прибайкалье, Слюдянка	Монацит	Пегматиты, прорывающие метаморфические толщи	(³)	0,25	0,15	8,3	0,174	5,63	2,82	91,38	65	335	360	555	550±?
4	»	Циркон	Хамар-Дабана (архей), перекрываемые кембрие	(³)	0,011	0,126	0,026	0,18	80,03	7,16	12,63	455	488	485	555	
5	»	Ортит	(?)	(³)	0,043	0,015	1,32	0,119	3,48	1,93	94,47	615	315	375	475	
6	Восточная часть Алданского щита, бассейн р. Илом	Гатчетолит	Щелочные и ультраосновные интрузии, сопровождаемые карбонатами,	(⁶)	0,86	8,6	2,72	0,01	84,22	5,17	10,60	650	610	475	740	650±50
7	Восточная часть Алданского щита, бассейн р. Мая	Гатчетолит	прорывающие толщи синия, перекрываемые с размывом нижним кембрием	(⁶)	0,53	7,63	6,24	0,01	72,94	4,44	22,61	650	370	410	420	

Таблица 1 (продолжение)

№ п/п	Место взятия	Минерал	Геологическая характеристика объекта исследования	Источник	Содержание, вес. %			Изотопный состав свинца				Возраст, млн. лет				Наиболее вероятный возраст млн. лет
					Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁶ U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ Th ²³²	
8	Алданский щит, Улканский гранитный массив	Циркон	Гранитоиды, прорывающие калкулискую свиту нижнего синия. Галька этих гранитов встречена в основании ганамакской свиты учурской серии синия	(6)	0,041	0,09	0,071	0,76	47,8	14,39	37,05	1140	1100	1110	1130	1150±50
Украина																
9	Малин	Циркон	Рапакиви, прорывающие метаморфические толщи архей	(7)	0,008	0,022	0,018	0,34	68,84	11,77	23,05	1700	1550	1600	1080	1750±50
10	Корсунь	Циркон	То же	(7)	0,017	0,035	0,02	0,57	56,66	13,74	29,03	1750	1590	1650	1700	
11	Шпола	Циркон	То же	(7)	0,025	0,07	0,065	0,131	70,28	9,21	20,38	1700	1620	1670	1300	
12	Приазовье	Циркон	Щелочные интрузии, прорывающие метаморфические породы и гранитоиды докембрия	(7)	0,0063	0,0023	0,063	0,17	15,33	3,92	80,58	1730	2210	1970	1600	
13	»	Циркон	То же	(7)	0,011	0,004	0,07	0,67	23,13	11,63	100	1770	1830	1660	1880	1900±100
14	г. Сабаров	Циркон	Гранитоиды, Чудновобердичевский магматический комплекс	(8)	0,028	0,055	0,054	0,21	65,57	10,11	24,11	1900	2050	1930	1860	
15	г. Адабаш	Монацит	Житомирский комплекс	(8)	0,6	0,14	6,5	0,01	7,62	0,98	100	1820	1910	1880	1820	
16	р. Сугаклея	Монацит	Кировоградский комплексе	(8)	0,75	0,48	7,12	0,059	27,20	3,84	100	1840	2000	2020	1700	
17	р. Неменка	Монацит	»	(8)	0,73	0,42	6,60	—	17,91	2,15	79,94	1840	2050	1980	2000	

Таблица 1 (окончание)

№ п/п	Место взятия	Минерал	Геологическая характеристика объекта исследования	Источники	Содержание, вес. %			Изотопный состав свинца				Возраст, млн. лет				Наиболее вероятный возраст млн. лет
					Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ Th ²³²		
Вост. Сибирь																
18	Становой хребт.	Циркон	Пегматиты, прорывающие метаморфические породы	(10)	0,0077	0,019	0,080	0,1	66,92	9,22	23,76	1940	1820	1980	430	
19	Тас-Юрех р. Чильчи	Монацит	Станового комплекса То же													
20	р. Тимптон	Ортит	Пегматит, секущий метаморфические породы	(10)	0,04	0,015	0,44	0,046	14,40	2,31	83,25	1940	2280	2100	1560	
21	КНР, Внутр. Монголия, район, Улашанье	Монацит	Пегматиты, прорывающие метаморфические	(9)	0,76	0,19	8,37	0,01	7,60	0,91	100	1680	1730	1700	1770	
22	Там же	Эвксенит	породы серии Утай, перекрываемые толщей пород серии Хуто	(9)	3,6	10,6	1,65	0,002	100	10,99	5,55	1830	1900	1840	1800	
Украина																
23	р. Саксагань д. Репехивка	Ортит	Пегматиты в мигматитах Приднепровья	(8)	0,30	0,05	2,41	0,015	7,32	1,42	91,24	2780	2660	2820	2390	
24	р. Ингулец д. Реево	Ортит	То же	(8)	0,12	0,025	0,86	—	8,11	1,60	90,29	2760	2410	2620	2630	
25	КНР, Южный Ляонин, район Аншань	Ортит	Пегматиты, рвущие нижние комплексы Аншаньской серии	(9)	0,13	0,024	2,7	0,11	5,87	2,32	91,70	2560	1420	1900	920	
															2700±150	

Таблица 2
Определение абсолютного возраста горных пород аргон-калиевым методом
($\lambda_k = 0,556 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹; $\lambda_g = 4,72 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹)

№№ п/п	Источник	Место взятия образца	Минерал	Геологическая характеристика объекта	Содержание		Возраст, млн. лет	Наиболее вероятный возраст, млн. лет
					А · 10 ⁵ , см ³ /г	К, вес. %		
1	(³)	Чехословакия, Пршибрам	Биотит	Гранитоиды, прорывающие породы нижнего кембрия	5,65	5,86	250	Средн. 250
2	(³)	Саксония, Циннвальд	Циннвальдит	Грейзены, развивающиеся по эффузивам красного лежня (нижней перми)	9,0	8,46	260	
3	(³)	Польша, Щегон	Биотит	Гранитоид, прорывающий гнейсы нижнего палеозоя	7,14	7,56	245	
4	(³)	Болгария, Родоп, пик Сталина	Биотит	Гранитоид, прорывающий метаморфические породы кембрия	2,54	2,84	230	
5	(⁴)	Саксония, Айбеншток,	Биотит	Гранитоиды, прорывающие	10,8	7,8	350	Средн. 350
6	(⁴)	Кирхберг	»	нижний карбон и перекрываемые с размывом красным лежнем (нижней пермью)	11,2	7,4	365	
7	(⁴)	»	»	То же	7,2	5,0	360	
8	(⁴)	Берген	»	» »	11,6	7,65	370	
9	(³)	Чехословакия, Найдекский массив	»	» »	8,9	6,8	330	
10	(³)	Чехословакия, Карловы Вары	»	» »	9,9	7,15	340	
11	(³)	Пршибрам	»	Гранит, прорывающий альгонкий	7,15	5,0	350	
12	(³)	»	»	То же	7,4	5,8	320	430
13	(³)	Прозетин	»	Ортогнейс, прорывающий моравикум	5,3	3,12	390	
14	(⁴)	Каунитц	»	Гранит, покрываемый девоном	8,06	4,5	430	

Поскольку А.А. Полканов и Э.К. Герлинг на Кольском полуострове и Л.В. Комлев в Приднепровье (¹¹, ¹²), среди гранито-гнейсов р. Вороньей в первом случае и плагиогранитов и мигматитов — во втором, обнаружили блоки гораздо более древних толщ в 3600-3000 млн. лет, следует признать вполне рациональным предложение А.А. Полканова о выделении ещё одной катархейской эры, охватывающей интервал времени 2700-3600 млн. лет, нижняя граница которой уже весьма близко подходит к предполагаемому возрасту Земли (4500 млн. лет).

Таблица 3
Схема геохронологической шкалы

Эра	Период	Время, млн. лет	Эпоха магматизма
Палео-мезо-кайнозой	Пермь верхняя	250±10	Позднегерцинская
	Пермь нижняя Карбон верхний		
	Карбон нижний Девон	350±20	Раннегерцинская
		430±20	Верхнекаледонская
Верхний протерозой		550 (?)	Байкальская
		650+50	Восточноалданская (катангинская *)
		1150±50	Улканская (гренвилевская *)
Нижний протерозой		1900±100	Беломорская*
Архей		2700±150	Днепровская (родезийская *)
Катархей		3500±300	Кольская
?			

* Даны названия тектономагматических эпох ранее предлагавшейся международной шкалы (?).

В общем виде предлагаемая нами геохронологическая шкала может быть представлена следующей схемой (см. табл. 3), весьма близкой к ранее нами предлагавшейся для геохронологии докембрия (?).

*Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского Академии наук СССР*

Поступило 14 VII 1960

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. А.П. Виноградов. Химическая эволюция Земли, 1959.
2. А.И. Тугаринов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9 (1956).
3. А.П. Виноградов, А.И. Тугаринов, В.В. Жирова, С.И. Зыков, В.А. Федорова, К.Г. Кнорре, В.И. Лебедев. О возрасте горных пород Центральной Европы (в печати).
4. A.P. Winogradow, A.I. Tugarinov, V.V. Zhirova, S.I. Sykov, K.G. Knorre, V.I. Lebedev. Freiburger Forschungshefte, Febr. 1959.
5. В.В. Жирова, С.И. Зыков, А.И. Тугаринов. Геохимия, № 7 (1957).
6. А.П. Виноградов, А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова. Геохимия, № 7 (1960).
7. А.П. Виноградов, А.И. Тугаринов, В.А. Федорова, С.И. Зыков. Геохимия, № 7 (1957).
8. А.П. Виноградов, А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, М.С. Чупахин, К.Г. Рик, О.Н. Кропотова, В.В. Жирова, В.А. Федорова. Возраст докембрийских пород Украины, Тр. IV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1957.
9. Ли Пу, Чен Ю-чи, Ту Гон - чжи, А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова, К.Г. Кнорре, Н.И. Полевая, С.Б. Брандт. Геохимия, № 6 (1960).
10. А.П. Виноградов, А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова. Геохимия, № 5 (1960).
11. Л.В. Камлев, В.Г. Савоненков, Н.Ф. Крюкова, Г.Н. Кучина. ДАН, 129, № 6 (1959).
12. А.А. Полканов, Э.К. Герлинг. Тр. Лаб. геологии докембрия, в. 9 (1960).

ÜBER DAS ALTER DER KRISTALLINEN GESTEINE ZENTRALEUROPAS*,**

Die auf der gesamten Welt zur Bestimmung des absoluten Alters von Gesteinen durchgeführten Bestimmungen gestatteten im vergangenen Jahre einer Reihe von Forschern, eine neue geochronologische Skala des Paläo-, Meso- und Käuozoikums aufzustellen und die ältere Skala von A. Holmes zu revidieren [1] [2] [3] [4]. Es ist bemerkenswert, daß an dieser Revision seiner früheren Vorstellungen auch A. Holmes selbst Anteil nahm.

In der UdSSR wurde auf einer Sitzung der «Kommission für die Bestimmung des absoluten Alters geologischer Formationen» im Juni 1960 eine neue Variante der internationalen geochronologischen Skala bestätigt (Tabelle 1) [5].

Der Autor des vorliegenden Berichtes stellt mit Befriedigung fest, daß seine zum X. Berg- und Hüttenmännischen Tage 1958 in Freiberg vorgetragenen Vorschläge über die Zurückverlegung der Altersgrenze Devon/Karbon auf 350 Mill. Jahre ihren Niederschlag und Anerkennung in den Arbeiten einer Reihe bekannter Forscher gefunden haben (Holmes, Kulp) [6]. Allerdings mag die Geochronologie der frühesten Etappen der geologischen Geschichte unseres Planeten lediglich schematisch und angenähert verwirklicht sein. Das findet seine Reflexion in der Viergliederung des Präkambriums, die gleichfalls durch die Kommission zur Bestimmung des absoluten Alters geologischer Formationen im Jahre 1960 bestätigt wurde (siehe Tabelle 1). Gegenwärtig kann die Geochronologie des späten Präkambriums infolge intensiver Untersuchungen des Glaukonites, in der UdSSR von H.J. Polewaja, Ch.J. Amirchanov, G.A. Kazakov [7] und anderen, in den USA von Charli und Pinson [8], in Kanada von Folinsbii, Baadsgard und anderen [4], genauer erfaßt werden, wobei man mit gleichem Erfolg mit der K/Ar- und der Rb/Sr-Methode arbeitet. Die Profile des späten Präkambriums mit den ihnen beigefügten Altersbestimmungen für das Territorium der UdSSR, die von G.A. Kazakov und A.J. Tugarinov (Bild 1) zusammengestellt wurden, dienen als Grundlage für die weiter unten angeführte geochronologische Skala des späten Präkambriums (siehe Tabelle 2).

Das dieser Skala zugrunde liegende Tatsachenmaterial läßt sich in zwei Gruppen einteilen:

Altersangaben der Glaukonite, nach der K/Ar-Methode, die unmittelbar auf die Zeit der Sedimentation der sie enthaltenden Sedimente hinweisen.

Altersangaben radioaktiver Akzessorien, die entweder das Alter der Gesteine des Fundamentes, auf denen spätpräkambrische Ablagerungen liegen, oder das Alter spätpräkambrischer Intrusionen charakterisieren, die magmatische Zyklen des späten Präkambriums anzeigen.

Dieses vergleichende Material, das die gegenwärtige Vorstellung über die zeitliche Stellung der magmatischen Zyklen des späten Präkambriums und Paläo-Mesozoikums begründet und gesamtplanetaren Charakter trägt, wird von uns mit der Absicht angeführt, die altersmäßige Stellung der Intrusionen Zentraleuropas möglichst genau abschätzen zu können, denen dieser Vortrag gilt.

Bei diesem Problem ist die Frage nach dem Alter der vermutlich präkambrischen Intrusionen des Böhmisches Massivs und des Erzgebirges (sog. Assyntischer Zyklus) besonders wichtig.

* Sonderdruck aus «Freiberger Forschungshefte». 1960. H. C 124. P. 39-56. Mitverfasser: A.J. Tugarinov, S.P. Zykov, K.G. Knorre, V.A. Sten'ko und V.J. Lebedev.

** Deutsche Übersetzung von J. Hofmann und M. Kurze.

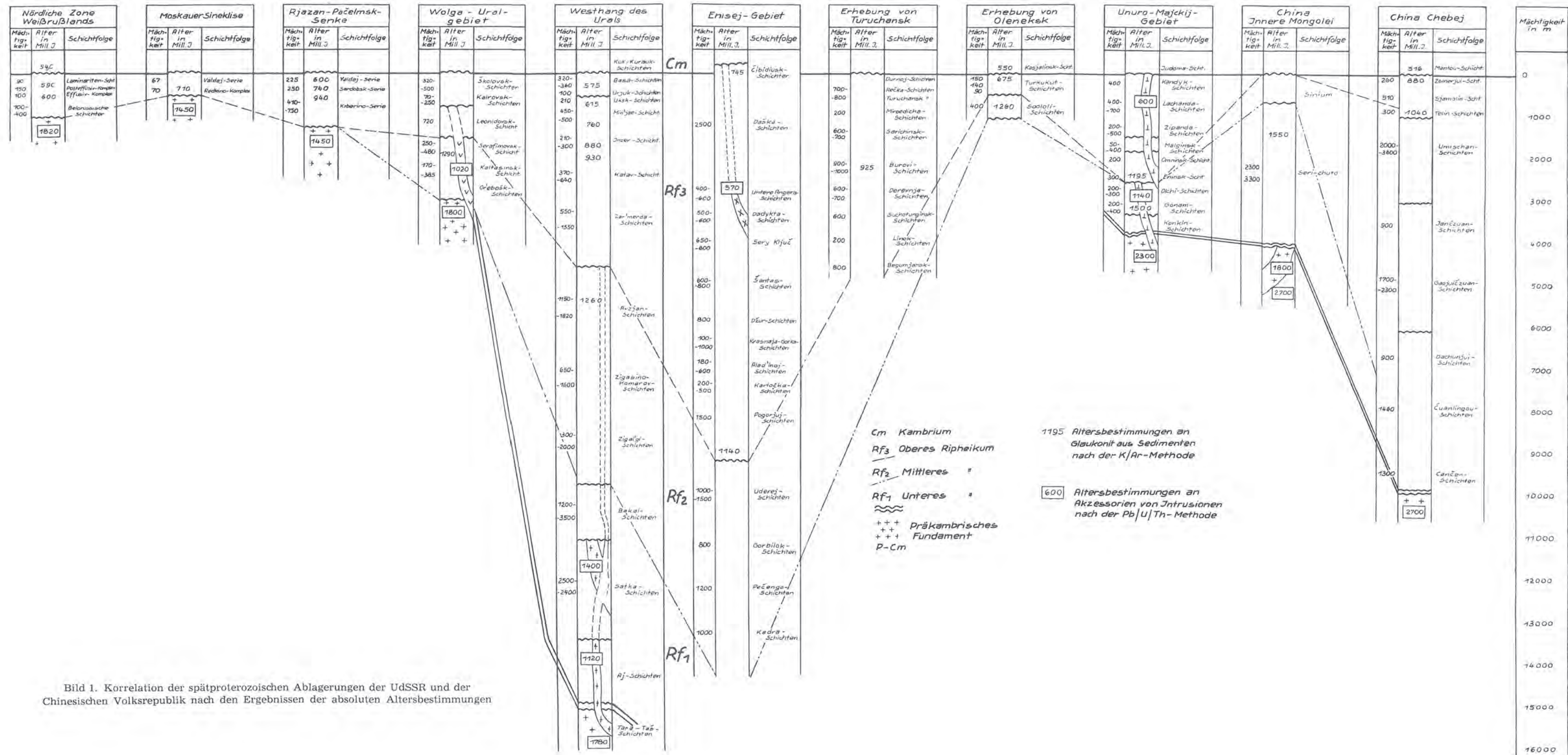


Bild 1. Korrelation der spätproterozoischen Ablagerungen der UdSSR und der Chinesischen Volksrepublik nach den Ergebnissen der absoluten Altersbestimmungen

Die gegenwärtige Forschung verfolgt außerdem noch andere Ziele: die weitere Vervollkommnung der geochronologischen Skala, sofern in den schon früher gut untersuchten Gebieten Zentraleuropas die geologische Stellung einer Reihe von Massiven hinreichend genau feststellbar war und sie als zuverlässige Prüfsteine der geologischen Skala dienen können.

Wichtig war es auch, die Variationen im Isotopenbestand des Bleis für die metallogenetische Charakterisierung einzelner Provinzen auszunutzen. Über welche Daten zu dieser Frage verfügen wir gegenwärtig? In den Tabellen 3, 4, 5, 6, 7 und 8 sind unsere vorläufigen Messungsergebnisse aus dem Jahre 1958 und nachträgliche Ergänzungen bis zum Jahre 1961 zusammengestellt. Dabei wurden alle früher erhaltenen Daten in Übereinstimmung mit der genauer gefaßten Konstante des radioaktiven Zerfalls von ^{40}K [9] umgerechnet. In einer Reihe von Fällen wurden auch wesentliche Verbesserungen angebracht; so z. B., als die Messungen des absoluten Alters der monomineralischen Fraktion des Biotits aus dem Granit von Bobritzsch sein Alter als bedeutend höher kennzeichneten, als dies anfangs von uns an einer Probe des ganzen Gesteins festgestellt wurde (siehe Tabelle 3). In einer Reihe von Fällen führte die genauere Erfassung des Isotopenbestandes des Argons zur Korrektur der Menge ^{40}Ar usw.

Tabelle 1.
Geochronologische Skala nach absoluten Altersbestimmungen 1960
(bestätigt von der "Kommission zur Bestimmung des absoluten Alters
der geologischen Formation", 1960)

Ära	Periode, Epoche			Zeitliche Grenzen der Perioden und Epochen in Mill. J.
Känozoikum	Tertiär	Neogen	Pliozän	10
			Miozän	25
		Paläogen	Oligozän	40
			Eozän	70
			Paläozän	100
Mesozoikum	Kreide	Oberkreide		140
		Unterkreide		185
	Jura			225
	Trias			270
Paläozoikum	Perm			360 (320)
	Karbon			400
	Devon			420
	Silur			480
	Ordoviz			550 (570)
	Kambrium			1100-1200
	Riphëikum, Sinium, Proterozoikum II			1800-1900
Präkambrium IV	Proterozoikum I			2600-2700
Präkambrium III	Archaikum			3400-3500
Präkambrium II	Katarchaikum			
Präkambrium I				

Tabelle 2.
Geochronologische Skala des späten Präkambriums
(nach G.A. KAZAKOV und A.J. TUGARINOV 1961)

Ara	Periode	Tektono-magmatische Epoche	Altersgrenze in Mill. J.
Paläozoikum	Kambrium	Katanga-Zyklus	570
Präkambrium IV (Proterozoikum II)	Oberes Riphëikum		
Präkambrium III (Proterozoikum I)	Mittleres Riphëikum	Greenville-Zyklus	1100
	Unteres Riphëikum (Jotnium)	Bärensee-Zyklus	1400
		Wyborg-Zyklus	1700
		Marealbiden-Zyklus	1900
Präkambrium II (Archaikum)			

SACHSEN

Aus Tabelle 3 geht hervor, daß — wie bereits früher von uns erklärt — das absolute Alter der Granite Sachsens, die an die sudetische Faltungsphase gebunden sind, unteres Karbon kontaktmetamorph beeinflussen und deren Gerölle an der Basis des Rotliegenden gefunden werden, 360 ± 10 Mill. Jahre beträgt (Proben Nr. 7 bis 12, Tabelle 3).

Daneben sind jüngere magmatische Körper in Rotliegendablagerungen bekannt, zu denen auch die Quarzporphyre von Zinnwald gehören, mit denen Greisen verbunden sind und die mit 260 Mill. Jahre datiert werden (Probe Nr. 17, Tabelle 3). Zu den sicher älteren Bildungen, die übereinstimmend mit der letzten geochronologischen Skala in vordevonisch-kaledonische Zeit fallen, gehören der Orthogneis vom Typ Katharinaberg und möglicherweise auch eine Reihe von Intrusionen aus dem Gebiet der Ostlausitz (Probe Nr. 14, Tabelle 3) [9].

Tabelle 3.
Absolute Altersbestimmungen an Gesteinen Sachsens (K/Ar-Methode)

Lfd. Nr.	Nr. der Probe	Petrographische Charakteristik und Ort der Probenahme	Gestein				A. 10^{-5} cm ³ /g	Glimmerfraktion		Alter in Mill. J.
			A. 10^{-5} cm ³ /g	K %	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}$	Alter in Mill. J.		K %	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}$	
1	Sak. 39	Bituminöse Schiefer (Gotland), Stolzenberg	6,04	2,72	0,0325	515				
2	Sak. 32	Schwach metamorphe Schiefer, Bergen					9,06	5,59	0,0237	390
3	Sak. 17	Andalusit-Schiefer, Teuma	4,47	3,80	0,0172	305				

Tabelle 3 (ende)

Lfd. Nr.	Nr. der Probe	Petrographische Charakteristik und Ort der Probenahme	Gestein				A. 10 ⁻⁵ cm ³ /g	Glimmerfraktion		Alterin Mill. J.
			A. 10 ⁻⁵ cm ³ /g	K %	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}$	Alterin Mill. J.		K %	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}$	
4	Sak.112/4	Kristalline Schiefer (Marienberg Gneis?), Annaberg	5,58	4,04	0,0203	340				
5	Sak. 53	Graue Gneise (Marienberger Gneis), Olbernhau	4,74	3,25	0,0214	360	10,9	6,34	0,0252	420
6	Sak. 113	Orthogneis v. Katharinaberg, Jöhstadt	6,65	3,77	0,0258	425	16,3	9,9	0,0243	400
7	Sak. 11	Granit von Eibenstock, Stbr. Blauental	5,07	4,62	0,0159	275	10,39	7,8	0,0195	350
8	Sak. 2/2	Granit von Kirchberg					11,2	7,4	0,0221	365
9	Sak. 4	Granit von Kirchberg, Granit von Bergen					7,2	5,0	0,0220	360
10	Sak. 6	Granit von Bergen	5,04	4,60	0,0161	275	11,6	7,65	0,0223	370
11	Sak. 22	Granit von Bergen	6,34	4,49	0,0207	340	8,35	5,3	0,0232	400
12	Sak. 12	Granit von Auerhammer	6,85	4,50	0,0224	370	6,7	5,43	0,018	380
13	Sak. 130	Granit von Demitz (Lausitz)	5,1	3,62	0,0207	345	12,24	7,07	0,0253	410
14a	Sak. 162	Gerölle des prävaristischen Granits von Neumühle bei Greiz aus dem Oberdevon I von Altmannsgrün (Vogtland) ¹					4,23	2,4		410
14b		Prävaristischer Granit von Neumühle bei Greiz ¹					4,3	2,2	0,0259	440
15	Sak. 165	Ostlausitzer Granit Klein-Biesnitz					2,18	1,51	0,021	360
16	Sak. 129	Granit von Bobritzsch	4,2	4,2	0,0146	250	12,1	5,85	0,03	480
17	Sak. 146	Zinnwaldit aus Zinnwald					8,90	8,46	0,0153	260

¹ Proben von Prof. WATZNAUER

Anmerkung: Einer schriftlichen Mitteilung von A.I. TUGARINOV vom 2.8.1961 ist zu entnehmen, daß die Glimmerkonzentrate der Proben 13, 14a, 14b und 15 den Anforderungen der Analyse nicht völlig genügen, da der Biotit nicht mehr in seiner ursprünglichen frischen Form vorliegt. Die erzielten Resultate sind lediglich «als erster Versuch» zu werten. Das Alter des Ostlausitzer Granites (Probe 15) erscheint aus geologischen Gründen zu niedrig, da das Gestein kataklasiert ist. Für das Alter des Granites von Demitz (Probe 13) sind von A.I. TUGARINOV 1958 (Freib. Forsch. -H. C 59) bereits andere Werte (310 Mill. J.) angegeben worden, die mit Angaben von H.M. SCHÜRMANN (292 Mill. J.) übereinstimmen. (A. WATZNAUER).

Die Bestimmung des «Alters» von Proben metamorpher Gesteine zeigt annähernd ähnliche Resultate wie die des Alters der sie durchsetzenden Intrusionen. Auf diese Weise können ähnliche Bestimmungen indirekt auf die Zeit der Metamorphose (oder der Intrusion — Anm. d. Übers.) hinweisen, aber keineswegs auf die Zeit der Sedimentation dieser Schichten. Eine Ausnahme bildet lediglich die Probe Nr. 1 der Tabelle 3. — Phyllitische schwachmetamorphe Schiefer zeigen ein verhältnismäßig junges, wahrscheinlich kambrisches Alter des alten Fundamentes an, bei dessen Abtragung sich die silurischen Ablagerungen Thüringens bildeten (515 Mill. Jahre).

Zugleich mit den Bestimmungen des absoluten Alters der Intrusivgesteine nach der K/Ar-Methode wurde von uns versucht, an radioaktiven Akzessorien des gleichen Gesteins Kontrollbestimmungen nach der U/Th/Pb-Methode vorzunehmen. Bedauerlicherweise zeigte sich als einziges in der erforderlichen Menge züängliches akzessorisches Mineral der Granite des untersuchten Gebietes Zirkon. Der verhältnismäßig niedrige Gehalt von Thorium und Uran in den Zirkonen (maximal 0,3%) und das relativ junge Alter der Intrusionen, das einen sehr geringen Gehalt radiogenen Bleis in den Zirkonen bei verhältnismäßig kleiner Menge der erhaltenen Minerale bedingt, bereiten sowohl für die genaue Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der Minerale als auch bei der Messung des Isotopenbestandes des radiogenen Bleis in ihnen große Schwierigkeiten.

Um 2 bis 3 g Zirkon zu erhalten, muß man 300 bis 400 kg Gesteine aufbereiten (Zerkleinerung, Zermahlen, Auswaschen der Schwerefraktion, deren Trennung in Einzelfractionen, magnetische und elektromagnetische Separation, Auslesen der monomineralischen Fraktionen unter dem Binokular).

Die Resultate der durchgeführten Untersuchung des Zirkons sind in Tabelle 4 dargelegt.

Auf die Genauigkeit der Bestimmung des absoluten Alters wirkt sich hauptsächlich die bedeutende Beimengung gewöhnlichen Bleis in dem Blei, das aus dem Zirkon abgetrennt wurde, aus. In einzelnen Fällen beträgt sie 80% des gesamten Bleis! Außerdem stört die Anwesenheit sulfidischen Bleis, z. B. im Pyrit, der sehr häufig feine Verwachsungen mit Zirkonen bildet und von dem der Zirkon praktisch nicht getrennt werden kann.

Der letztere Umstand ist sicherlich der Hauptfaktor bei Fehlberechnungen, sofern in einer der erwähnten Proben ein hoher Pyritgehalt festgestellt wurde. Es ist verständlich, daß bei Proben mit geringem Zirkongehalt und besonders mit sehr niedrigem Gehalt radiogenen Bleis die Wahrscheinlichkeit der Verunreinigung mit gewöhnlichem Blei als Beimengung anderer Minerale erheblich größer ist.

Die Bestimmung des Urans geschieht mit radiochemischen und Lumineszenzmethoden. Im Falle der Abweichung werden hauptsächlich die Ergebnisse der erstgenannten Methode wiedergegeben.

Die Resultate zeigen ernsthafte Abweichungen, die nach unserer Ansicht durch analytische Schwierigkeiten, vor allem die niedrigen Gehalte der zu bestimmenden Elemente, bedingt werden. Gewöhnlich wird die Messung des Isotopenbestandes des Bleis aus 20 bis 30 g Zirkon durchgeführt.

Es ist nicht uninteressant zu erwähnen, daß Altersangaben von Zirkonen, die mit gewöhnlichem Blei sehr stark verunreinigt sind, manchmal bessere Resultate ergaben.

Das heißt, die infolge des Zusatzes von gewöhnlichem Blei erfolgte Verdünnung des gesuchten radiogenen Bleis, durch die die Gesamtmenge des Bleis erhöht wird, hat eine bedeutende Verbesserung der Meßgenauigkeit des Isotopenbestandes zur Folge, und die Ungenauigkeit in der Messung wird durch Korrektur für den Zusatz von gewöhnlichem Blei um ein Vielfaches wieder ausgeglichen.

Tabelle 4.
Das absolute Alter akzessorischer Zirkone granitischer Gesteine Sachsens und der ČSSR nach der U/Th/Pb-Methode

Lfd. Nr.	Nr. der Probe	Petrographische Charakteristik und Ort der Probenahme	Gewichts-%			Isotopenzusammen- setzung des Pb				Geh. an gew. Pb	Alter in Mill. J. nach				
			Pb	U	Th	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{232}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\frac{^{40}\text{Ar}^1}{^{40}\text{K}}$
1	Sak. 2	Granit v. Kirchberg Stbr. Auerhammer	0,16	0,18	0,093	4,5	100,0	71,5	170,14	82	2500	325	780	330	360
2	Sak. 22	Granit von Bergen	0,035	0,28	0,08	1,75	100,0	31,56	76,60	60	970	300	385	515	410
3	Sak. 12	Granit von Auerhammer, Schneeberg	0,075	0,29	0,1	1,94	100,0	34,49	82,70	65	1080	525	660	800	305
4	Sak. 130	Granit von Demitz Ostlausitz	0,05	0,13	0,04	2,6	100,0	43,18	98,23	80	850	580	630	210	410
5	Cech. 104	Orthogneis im Moravikum, Prozetin	0,014	0,08	0,12	1,39	100,0	27,10	88,02	44	1050	440	550	430	380

¹ Ausführliche analytische Daten s. Tabellen 3 und 6.

Die sichersten Altersbestimmungen wurden hauptsächlich nach der ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Methode gewonnen, da sich nach den drei übrigen Isotopenbeziehungen, besonders nach ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, weit ernstere Ungenauigkeiten zeigten, die durch die Korrektur für gewöhnliches Blei hineingetragen werden.

Der Vergleich der erhaltenen Werte mit Altersangaben, die nach der Kalium / Argon-Methode aufgestellt wurden (letzte vertikale Reihe der Tabelle 4), zeigte eine verhältnismäßig befriedigende Übereinstimmung in 3 von 5 angegebenen Fällen. Die Werte der Tabelle 4 bestätigen erneut die frühere Erkenntnis, daß das Alter der Granite des Eibenstocker Massivs und der sie umgebenden Satelliten in den Zeitraum von 300 bis 400 Mill. Jahre (im Mittel 350±25 Mill. Jahre) fällt. Sofern diese Granite den Kulm (C₁) durchsetzen und von stephanischen Horizonten (C₂) überdeckt werden, können unsere Altersangaben als zeitlicher Fixpunkt dienen, der die Grenze C₁-C₂ datiert.

Die Altersangaben für die Orthogneise aus der Gegend von Prozetin mit 380 bis 440 Mill. Jahren zeugen von der annähernden Übereinstimmung des Alters dieser Intrusionen des moravischen Abschnittes mit granitischen Intrusionen, die im Gebiet von Brno transgressiv von Ablagerungen des Unteren Devons überdeckt werden.

Schließlich werden granitische Gesteine der östlichen Lausitz aus dem Gebiet von Demitz, die sowohl nach der Uran/Thorium/Blei-Methode über Zirkon als auch nach der Argon/Kalium-Methode über Glimmer datiert wurden, nach unseren Untersuchungen von alien Graniten Zentraleuropas als die ältesten angesehen. Indessen läßt sich die erhaltene Abweichung in den Altersangaben nach beiden Methoden in der gegenwärtigen Zeit

sowohl für die Granite der Lausitz als auch für die Granite des Massivs von Auerhammer nicht erklären (Proben Nr. 3 und 4, Tabelle 4). Wenn wir im ersten Faile noch den Verdacht haben, daß das Massiv granitischen Gesteinen der sogenannten assyntischen Gruppe angehört, so erweisen sich die grob gemessenen Alterswerte, die für Zirkone des Massivs von Auerhammer aus verschiedenen Isotopenverhältnissen (650 ± 150 Mill. Jahre) erhalten wurden, fast um das Zweifache höher als die Alterswerte der gleichen Gesteine nach der Kalium/Argon-Methode (305 Mill. Jahre).

Da die geologische Position des Massivs von Auerhammer, seine petrographischen und tektonischen Besonderheiten zu den übrigen, in der Nähe gelegenen Intrusionen nachweislich varistischen Alters keine Zweifel hervorruft, ist es empfehlenswert, sich gegenüber der Altersbestimmung an den Zirkonen kritisch zu verhalten.

Im Zusammenhang damit ist daran zu erinnern, daß schon Hoppe und Ramdohr [10] [11] ihre Aufmerksamkeit auf spezifische Besonderheiten akzessorischer Zirkone in den granitischen Gesteinen Deutschlands richteten. Im einzelnen zeigten sie hervorragende Abbildungen von Umwachsungen abgerundeter Kerne von Zirkonen einer ersten Phase durch Zirkon einer jüngeren Generation.

Anderenfalls ergibt sich die Frage der Entlehnung des Zirkons bei magmatischem Aufschmelzen alter metamorpher Komplexe, wobei der Zirkon weder ein Aufschmelzen noch eine wesentliche Auflösung durchmachte.

Im Verlaufe der weiteren Kristallisation der Schmelze spielen die übernommenen «reliktischen» Zirkone die Rolle von Kristallisationszentren für die Zirkone der betreffenden Intrusion. Die «Veralterung» der Alterswerte nach dem Zirkon der 1. Generation ist in diesem Faile unvermeidlich. Das wirkt sich besonders deutlich auf die Verhältnisse $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ und $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ aus. Obwohl wir uns zur Zeit mit unseren Bestimmungen noch nicht außerhalb der Grenze der Hypothese befinden, könnte aus unseren Überlegungen folgender Schluß gezogen werden: Die glaubwürdigste Bestimmung des Alters von Intrusionen und der direkte Beweis des Fehlens irgendwelcher das Ergebnis beeinflussender Vorgänge werden durch die Übereinstimmung der Alterswerte, die durch die Uran/Thorium/Blei-Methode nach Akzessorien und die Kalium/Argon-Methode nach Glimmer erhalten wurden, belegt.

Im Faile ernsthafter Abweichungen der angegebenen Altersbestimmungen der Intrusionen nach der Pb/U/Th- und K/Ar-Methode ist das entweder als Hinweis auf eine nachfolgende Metamorphose des Gesteins zu werten, dann weist die Altersbestimmung nach der K/Ar-Methode mittelbar auf die Zeit der Metamorphose hin, oder auf die Übernahme der radioaktiven Mineralien der Intrusion aus aufgenommenem Material älterer Schichtfolgen. Im letzteren Faile gibt die Bestimmung des Alters nach der K/Ar-Methode die obere zeitliche Grenze der Intrusion an, die Pb/U/Th-Methode jedoch ihre untere Altersgrenze bzw. die obere Grenze des Alters der assimilierten oder granitisierten Gesteine.

Wenn man von letzterem ausgeht, könnten die hypothetischen Gesteine, die als Substrat oder Intrusionen von Auerhammer und der Lausitz dienten, kambrischen oder spätrhätischen Alters (nach $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{U}$) in Übereinstimmung mit der weiter oben angeführten Skala sein.

Diese vorläufigen Daten zeigen, daß es für die Beurteilung des Alters einer Intrusion und der Grundzüge ihrer Genese wichtig ist, gleichzeitig sorgfältige petrographische Bearbeitung und mineralogische Untersuchungen der Akzessorien durchzuführen und Unterschiede innerhalb der radioaktiven Akzessorien festzustellen.

Diese vorbereitenden Altersbestimmungen, die nach der Pb/U/Th-Methode durchgeführt wurden, führten faktisch zu keinen Änderungen im Altersschema der Gesteine Sachsens.

VOLKSREPUBLIK POLEN

Für das Gebiet von Śląsk (Tabelle 5) gelten praktisch die gleichen Altersangaben. Die von T. Muravinskij und N. Sanomacha zur Verfügung gestellten Proben entsprechen allerdings in qualitativer Hinsicht nicht den üblichen Anforderungen und verursachen deshalb Streuungen der Resultate (Tabelle 5, Proben 2, 3, 5), die mit 360 ± 30 Mill. Jahren dem Alter der erzgebirgischen Granite entsprechen.

Tabelle 5.
Absolute Altersbestimmungen an Gesteinen der Volksrepublik Polen
(K/Ar-Methode)

Lfd. Nr.	Nr. der Probe	Petrographische Charakteristik und Ort der Probenahme	Glimmerfraktion			
			A. 10^{-5} cm ³ /g	K %	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}$	Alter in Mill. J.
1	Pol. 6	Migmatitgneise ¹	7,81	4,12	0,0276	445
2	Pol. 8	Kober-ParagneisMigmatit ²	10,95	7,30	0,0219	360
3	Pol. 9	Jugovice-Augengneis ² Iser-Gebirge, Guzinec	10,7	8,0	0,0197	330
4	Pol. 1	Granit, Segon	7,08	7,56	0,0136	240
5	Pol.	Granit, Krknosa	11,6	6,92	0,0245	400

¹ Probe von M. SALOMACHI

² Probe von T. MORAVINSKIJ

Von Bedfeutung ist das zu 445 Mill. Jahren ermittelte Alter von Migmatitgneisen der Kober, die damit in den Bereich des Paläozoikums fallen, sowie das Auftreten jüngerer Intrusionen, vermutlich rotliegenden Alters, im Gebiet von Segon.

TSCHECHOSLOWAKISCHE SOZIALISTISCHE REPUBLIK

Aus der ČSSR liegen Altersbestimmungen varistischer Intrusionen und älterer Gesteinskomplexe des Moldanubikums vor. Entgegen alien Erwartungen ergaben die Resultate fast keine Hinweise auf Gesteine hohen Alters. Wie in Sachsen müssen Schiefer und Gneise, denen bisher ein höheres geologisches Alter zugeschrieben wurde, in das Paläozoikum gestellt werden.

Bestimmungen an Proben aus den Plutonen von Neudeck, Karlovy Vary, Mariánské Lázně, Příbram sowie aus Graniten und Syeniten des Zentralböhmisches Massivs ergaben die Gleichaltrigkeit dieser Intrusionen und ihre Zugehörigkeit zur Hauptphase des varistischen Magmatismus im Erzgebirge (350 ± 30 Mill. Jahre, siehe Tabelle 6 und Bild 2).

Interessant ist, daß im Gebiet von Karlovy Vary und Příbram deutlich eine jüngere magmatische Etappe erscheint (Tabelle 6, Proben 6 und 12), die den Greisen von Zinnwald altersmäßig nahesteht (260 ± 10 Mill. Jahre).

Weitaus schwieriger gestaltet sich die altersmäßige Bewertung der sicher präkambrischen Schichtfolgen. Im Gebiet von Příbram werden dazu Schiefer und Effusiva des sogenannten Algonkiums gezählt, die von paläontologisch belegtem Kambrium

überlagert werden und deren Basalkonglomerate Gerölle von granitischen Gesteinen enthalten.

Die Bestimmungen an Tonschiefern des C_{3d} aus dem Steinbruch von Sadetsko-Bagudinsk und Schiefern der postspilitischen Stufe (Al_{g3}) (Tabelle 6, Proben 7 und 8) aus Gebieten, die zweifellos außerhalb des Einflusses der varistischen Metamorphose liegen, zeigen ein verhältnismäßig geringes Alter von 510 bis 560 Mill. Jahren. Wenn man sich über Ungenauigkeiten hinwegsetzt, die auf Kosten der wahrscheinlich vorhandenen terrigenen Teilchen kaliumhaltiger Mineralien gehen, dann müssen die Tonschiefer des C_3 zum Kambrium gestellt werden. Die Schiefer der spilitischen und postspilitischen Stufe könnten dann den Laminaritenschichten der Waldajserie des oberen Riphëikums der Russischen Tafel gleichgestellt werden (Tabelle 2).

Die Zweifel am präkambrischen Alter der heute als Algonkium ausgegliederten Schichtfolge werden durch das Fehlen normaler Grenzen zwischen dem paläontologisch gesicherten Präkambrium und diesen Gesteinen gerechtfertigt. Es sind lediglich tektonische Kontakte bekannt. Außerdem fehlen im NE-Teil des Beckens von Plzeň-Praha sicher belegte präkambrische Schichten. Silurische bzw. karbonische Sedimente liegen unmittelbar auf Algonkium. Es ist deshalb nicht erstaunlich, daß ein bedeutender Teil des sog. Algonkiums kambrisches Alter besitzen kann. Die Granitgerölle aus den präkambrischen Konglomeraten zeigten ein weitaus geringeres Alter, als man erwarten konnte (340 Mill. Jahre, Tabelle 6, Probe 10). Dieses Resultat ist vor allem darauf zurückzuführen, daß die Bestimmung am gesamten Handstück und nicht an der Glimmerfraktion vorgenommen wurde, ferner auf den mangelhaften Erhaltungszustand der Probe. Eine zweite Unsicherheit mag in der geringen Entfernung des Ortes der Probe-nahme vom Kontakt eines varistischen Granits der 2. Phase mit einem Alter von 250 Mill. Jahren liegen (Tabelle 6, Probe 12).

Tabelle 6.
Absolute Altersbestimmungen an Gesteinen der ČSSR
(K/Ar-Methode)

Lfd. Nr.	Nr. der Probe	Petrographische Charak - teristik und Ort der Probenahme	Glimmerfraktion			
			A. 10^{-6} cm ³ /g	K %	$\frac{^{40}Ar}{^{40}K}$	Alter in Mill. J.
1	Cech. 97	Granit von Nejdek	8,92	7,05	0,0185	310
2	Cech. 98	Erzgebirgsgranit, Karlovy Vary	1,55	7,9	0,0220	360
3	Cech. 99/1	Porphyrganit, Karlovy Vary	9,9	7,5	0,0194	325
4	Cech. 100/2	Erzgebirgsgranit, Karlovy Vary	7,97	7,77	0,0167	285
5	Cech. 15/1	Biotit eines Xenoliths in einem-Diabas-Gang	4,7	7,81	0,0084	150
6	Cech. 50/1	Orthogneis, Mariánské Lázně, Lisnoj Pramen, Tonschiefer	8,2	6,7	0,0179	300
7	Cech. 126a	Sadetsk-Bagudinsk, Pribram	6,55	3,0	0,0323	510
8	Cech. 126b	Algonkische Schiefer der post-spilitischen Stufe, Dubno	6,07	2,5	0,0356	560

Tabelle 6 (ende)

Lfd. Nr.	Nr. der Probe	Petrographische Charak - teristik und Ort der Probenahme	Glimmerfraktion			
			A. 10^{-6} cm ³ /g	K %	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}$	Alter in Mill. J.
9	Cech. 96	Granit, Příbram	7,09	5,0	0,0210	350
10	Cech. 84/2	Granitgeröll aus den basalen Teilen des Kam - briums	4,3	3,58	0,0203	340
11	Cech. 86/1	Granit im Algonkium	7,4	6,0	0,0190	320
12	Cech. 84/1	Granit, in kambrischen Konglomeraten, Příbram	5,55	6,35	0,0144	250
13	Cech. 108	Zweiglimmergranit von Světlá-Letná, Světlá, s. b. r. Kopaniny	10,14	6,5	0,0229	375
14	Cech. 107/1	Orthogneis aus dem Kristallin von Kutná Hora, Dankovíc	9,0	6,2	0,0213	360
15	Cech. 107/1	Paragneis, Hotebudz	8,1	7,0	0,0170	300
16	Cech. 104/1	Orthogneis, diskordant im Moravikum	4,68	3,12	0,0219	360
17	Cech. 111	Syenit, Prozentín Nové Město (Neustadt)	11,0	7,75	0,0218	360
18	Cech. 102/1	Augiger Paragneis, Týšlov	8,24	6,85	0,0	305
19	Cech. 103/1	Granodiorit, Kaunite	8,04	4,5	0,0267	430

¹ Bestimmung an einer Haufwerksprobe

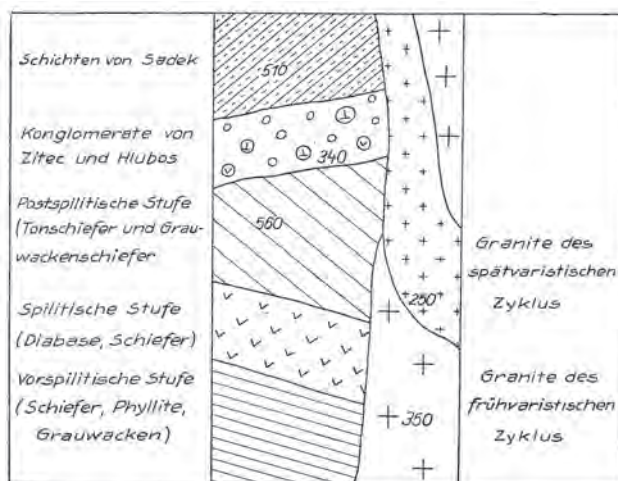


Bild 2. Schema der Altersverhältnisse im Gebiet von Příbram (Alter in Mill. Jahren; siehe auch Tabelle 6)

Tabelle 7.
Absolute Altersbestimmungen an Gesteinen der Rumänischen Volksrepublik
(K/Ar-Methode)

Lfd. Nr.	Nr. der Probe	Petrographische Charakteristik und Ort der Probenahme	Gestein				Glimmerfraktion			
			A. 10^{-6} cm ³ /g	K %	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}$	Alter in Mill. J.	A. 10^{-5} cm ³ /g	K %	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}$	Alter in Mill. J.
1	Rum. 21	Schiefer der Bichorsker Serie, Westliche Berge	4,18	1,35	0,041	630				
2	Rum. 25	Mikroklinitmatit der Süd-Serie, Westliche Berge					1,39	2,29	0,0095	165
3	Rum. 18	Granodiorit (Banatit), Petros					2,58	4,45	0,0084	150
4	Rum. 79	Granit (Banatit?), Westliche Berge	3,40	4,2	0,0124	210				
5	Rum. 75	Serizitschiefer, Westliche Berge	4,25	5,65	0,0110	190				
6	Rum. 69	Diabas, Westliche Berge	2,00	4,16	0,0071	125				
7	Rum. 97	Granitgneis der Kodra-Serie, Skarischoara	4				4,97	3,86	0,0177	300
8	Rum. 104	Granit, Dzileo-Masisiv					7,55	6,03	0,0189	338
9	Rum. 141/1	Biotitgneis, Dolneschti					8,88	7,38	0,0173	300
10	Rum. 141/2	Biotitgneis, Dolneschti					10,90	6,75	0,0228	360
11	Rum. 144	Biotitgranodiorit, Erholungsheim Ponjaska					7,32	6,3	0,0172	290
12	Rum. 129	Granodiorit (Banatit), Majdany (Karér)					6,4	7,30	0,0129	225

Zu den unzweifelhaft älteren, kaledonischen Graniten gehören die Granodiorite von Kaulnitz, die 430 Mill. Jahre alt sind. Auch Orthogneise, die im Gebiet von Prozentin kristalline Schiefer des Moravikums durchbrechen, zeigen ein analoges Alter von 440 Mill. Jahren. Die Bestimmung erfolgte an akzessorischem Zirkon nach der Pb/U/Th-Methode (Tabelle 4, Probe 5).

Zusammenfassend ist festzustellen, daß direkte Hinweise auf die Existenz altpräkambrischer Gesteine auch im Kern der Zentralböhmischen Masse fehlen, wie diese Ergebnisse erkennen lassen.

Die Existenz spätriphäischer (algonkischer) und frühpaläozoischer Gesteine, die sich hinsichtlich ihres Metamorphosegrades in Abhängigkeit von der Entfernung zu Intrusivkontakten varistischer Massive deutlich voneinander unterscheiden, spricht eher für eine Entstehung der Zentralböhmischen Masse als Block hochmetamorpher Gesteine, der in kaledonischer, in der Hauptsache jedoch varistischer Zeit von Intrusionen durchdrängt wurde.

Die fazielle Analyse des Kambrosilurs und des späten Riphäikums (Algonkiums) berechtigt ebenfalls nicht zur Annahme eines während dieser Zeit abgetragenen Festlandes im Gebiet der Zentralböhmischen Masse. Vielmehr ist eine Ansammlung von Sedimenten bedeutender Mächtigkeit im Algonkium und Frühpaläozoikum in diesem

Gebiet zu erwarten, die zur Zeit des kaledonischen und varistischen Magmatismus der Metamorphose und Granitisierung unterworfen wurden.

E. Bederke widerlegte 1956 ähnliche Anschauungen, die zuerst von E. Suess (1926) dargelegt wurden, indem er auf das Fehlen eines intensiven kaledonischen Magmatismus, der eine nachweisbare Lücke in der Sedimentation zwischen Ordovizium und Devon hervorgerufen haben würde, hinwies. Doch er unterstreicht nur die ausgesprochene Vermutung über die vorherrschende Rolle des varistischen Magmatismus bei der Bildung des kristallinen Kerns des Moldanubikums.

RUMÄNISCHE VOLKSREPUBLIK

Die an rumänischen Gesteinen durchgeführten Bestimmungen führen uns in den Bereich junger magmatischer Tätigkeit.

Das höchste Alter erbrachten Schiefer der Bihar-Serie aus dem West-Gebirge mit 690 Mill. Jahren.

Das Alter des größten Teiles der varistischen Intrusionen aus dem West-Gebirge und der Provinz Banat (Dzileo, Pojanska) ist fast gleich, jedoch ein wenig jünger als in Böhmen und Sachsen.

Das gleiche Alter wurde für die Metamorphose von Biotitgneisen im Gebiet von Dolinesti (Banat) ermittelt (Tabelle 7, Proben 9 und 10). Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Ursachen der Divergenz in den nach der K/Ar-Methode ermittelten Alterswerten für die varistischen Intrusionen Rumäniens und der weiter nördlich gelegenen Gebiete in der weiten Verbreitung des alpidischen Magmatismus zu suchen sind, der im Mesozoikum durch die Intrusionsfolgen der sog. Banatite vertreten wird.

Tatsächlich sind die petrographisch sehr mannigfaltig zusammengesetzten Intrusionen dieses Types über ein großes Gebiet in Gestalt relativ kleiner Massive verteilt und zeigen ein sehr junges Alter von 125 bis 230 Mill. Jahren. Diese Ergebnisse stimmen jedoch mit den bekannten geologischen Beobachtungen nicht überein. Danach dringen die Banatite an der Grenze Kreide/Jura auf, während unsere Bestimmungen in einer Reihe von Fällen auf ein weitaus höheres Alter hinweisen. Eine Erklärung dieses Widerspruches ist möglicherweise darin zu suchen, daß heute zu den Banatiten eine sehr wechselhaft zusammengesetzte Gruppe kleiner Plutone gezählt wird, deren geologische Beziehungen zu paläontologisch hinreichend datierten Sedimenten nicht sicher ermittelt werden konnten. Es ist deshalb nicht ausgeschlossen, daß die Plutone dieser Gruppe verschiedenaltig sind, jedoch eine gleichzeitige Metamorphose der umgebenden Gesteine hervorgerufen haben (Tabelle 7, Probe 5).

VOLKSREPUBLIK BULGARIEN

Einige Einzelbestimmungen wurden an Gesteinen Bulgariens durchgeführt. Ihre Anzahl ist für eine umfassende Darstellung der Altersverhältnisse jedoch nicht ausreichend. Die Resultate interessieren hier nur in Hinblick auf die vorjährigen Ergebnisse (Tabelle 8). Zu den ältesten, als präkambrisch bezeichneten Bildungen gehören Biotitgneise, die wie die Gneise der böhmischen Masse und des Katharinengebirges durch eine kaledonische Metamorphose charakterisiert werden (Tabelle 8, Probe 4).

Diese alten Gesteinskomplexe tragen die Spuren einer unverkennbar varistischen Metamorphose, wie die Altersbestimmungen an Phlogopiteinsprenglingen aus marmorisierten Dolomiten und aus einem Granit Südbulgariens ergaben (Tabelle 8, Probe 2). Im letzten Faile wurde dieses Alter nach einer Haufwerksprobe bestimmt. Deshalb ist der tatsächliche Alterswert etwa 15 bis 20% höher anzusetzen.

Tabelle 8.
Absolute Altersbestimmungen an Gesteinen der Volksrepublik Bulgarien
(K/Ar-Methode)

Lfd. Nr.	Nr. der Probe	Petrographische Charakteristik und Ort der Probenahme	Glimmerfraktion			
			A. 10^{-5} cm ³ /g	K %	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}$	Alter in Mill. J.
1	Pol. 1	Muskovit aus einem Pegmatit im Rhodopengranit ¹	4,2	8,5	0,0073	135
2	Pol. 2	Phlogopit aus Dolomit, Zentral-Rhodopen, Veca-Fluß ¹	9,65	7,25	0,0195	325
3	Pol. 4	Biotit-Gneis ²	1,58	0,91	0,0256	410
4	Pol. 3	Südbulgarischer Granit, Pik Stalin ²	2,54	2,84	0,0131	230

¹ Probe von Prof. V.J. SLAVIN

² Bestimmung nach einer Haufwerksprobe

Schließlich zeugt das Auftreten junger Pegmatite in den Rhodopen (Tabelle 8, Probe 1) von der Entwicklung des alpidischen Magmatismus.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

Zusammenfassend kann für das Gebiet Zentraleuropas folgende Gliederung des Magmatismus aufgestellt werden (von oben):

- 120 bis 160 Mill. Jahre jüngster mesozoischer Magmatismus in Rumänien und Bulgarien
- 250 ± 100 Mill. Jahre spätvaristische Intrusionen, verteilt über das gesamte Territorium des Untersuchungsgebietes
- 300 bis 360 Mill. Jahre weitverbreitete frühvaristische Intrusionen, die an die Periode der intensivsten Faltung gebunden sind
- 410 bis 440 Mill. Jahre kaledonischer Magmatismus und damit verbundene Regionalmetamorphose
- 580? Mill. Jahre assyntischer Magmatismus, gleichaltrig mit dem Magmatismus des Ost-Aldan (vorerst nur durch eine statistisch unzureichende Anzahl von Bestimmungen belegt)

Die Bestimmung des «Alters» metamorpher Komplexe zeigt das Fehlen von Gesteinen präkambrischen Alters und gab nur indirekte Hinweise auf das wahrscheinliche Vorhandensein sedimentären Materials, das nicht älter als spätes Riphäikum sein kann. Mit diesen Ergebnissen stimmen auch die Werte physikalischer Altersbestimmungen nach der K/Ar-Methode an varistischen Intrusiva und Metamorphiten kristalliner Einheiten in anderen Gebieten Europas überein.

So ergaben z. B. die varistischen Intrusionen der Vogesen nach Bestimmungen von H. Faul, Kulp und Millott 350 bis 385 Mill. Jahre. Im Gebiet des Schwarzwaldes beträgt das Alter der Mehrzahl der varistischen Intrusionen nach Faul und Kulp ebenfalls 345 bis 350 Mill. Jahre.

Von gleicher Größe sind die von MEHNERT [22] nicht nur für granitische Gesteine, sondern auch für die kristallinen Schiefer des Schwarzwaldes ermittelten Werte, denen früher präkambrisches Alter zugeschrieben wurde. Im Zusammenhang damit ist eine Beobachtung, die Prof. N.A. Streuss anlässlich einer Exkursion in den Schwarzwald im Jahre 1959 machte, von Interesse. Er wies auf Übergänge von Gneisen in schwachmetamorphe devonische Schiefer hin und auf das Fehlen von Spuren einer mehrmaligen tektonischen Überprägung der Gneise, wie sie für präkambrische Gesteine charakteristisch ist. Zwanzig Altersbestimmungen an Gesteinen des französischen Zentralmassives, die von Chevnos mit der γ -Spektralmethode durchgeführt wurden, zeigten ungeachtet der Tatsache, daß hier früher ebenfalls Präkambrium vermutet wurde, varistisches Alter. Es kann also zusammenfassend festgestellt werden, daß die sog. Innenmassive der varistischen Faltenzone Europas nicht als altpräkambrische Blöcke, sondern als metamorphe Gesteine kaledonisch-varistischen Alters, d. h. als Produkte der Metamorphose des Frühpaläozoikums oder höchstens des späten Riphäikums, zu betrachten sind.

Anschließend soll versucht werden, das Problem der Entstehung des Substrats dieser kristallinen Blöcke vom metallogenetischen Standpunkt aus, und zwar unter Verwendung von Daten über die Isotopenzusammensetzung von Pb in Pb-Lagerstätten, zu lösen (siehe Tabelle 9).

Tabelle 9.
Bleiisotopenverhältnisse der Erzvorkommen Zentraleuropas

Lfd. Nr.	Gebiet der Probenahme	Isotopenverhältnisse		
		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
1	Thüringen	18,27	15,31	37,15
2	Thüringen	18,23	15,19	37,11
3	Thüringen	18,23	15,28	37,14
4	Sachsen	18,3	15,2	36,77
5	Sachsen	18,24	15,24	37,12
6	Sachsen	18,19	15,37	37,45
7	Sachsen	17,72	15,19	36,97
8	Sachsen	18,10	15,29	37,42
9	ČSSR, Gebiet um Karlovy Vary	18,25	15,71	38,35
10	ČSSR, Gebiet um Karlovy Vary	18,21	15,73	38,58
11	ČSSR, Gebiet um Karlovy Vary	18,28	15,77	38,47
12	ČSSR, Böhmisches Massiv	18,32	15,79	38,61
13	ČSSR, Böhmisches Massiv	18,12	15,71	38,26

Табелле 9 (ende)

Lfd. Nr.	Gebiet der Probenahme	Isotopenverhältnisse		
		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
14	ČSSR, Böhmisches Massiv	18,02	15,71	38,15
15	Rumänien, Westliche Berge	18,59	15,71	38,40
16	Rumänien, Westliche Berge	18,52	15,71	38,31
17	Rumänien, Westliche Berge	18,66	15,75	38,48
18	Rumänien, Westliche Berge	18,62	15,75	38,44
19	Rumänien, Westliche Berge	18,55	15,67	38,31
20	Rumänien, Banat	18,62	15,71	38,32

In Tabelle 9 sind zwanzig Bestimmungen der Isotopenzusammensetzung von Pb zusammengestellt. Auffallend ist eine erstaunliche Ähnlichkeit der Ergebnisse, die dem unverkennbar paläozoisch-mesozoischen Alter entspricht und von der Gemeinsamkeit der Genese zeugt.

So ist z. B. die Isotopenzusammensetzung des Pb aus Galeniten erzgebirgischer Lagerstätten varistischen Alters identisch mit der von Pb aus Zechsteindolomiten. Gleichzeitig zeigt aber die Isotopenzusammensetzung des Pb varistischer Galenite des Zentralböhmisches Massivs Unterschiede gegenüber denen von Galeniten des Erzgebirges. Das Blei der Galenite Rumäniens ist gleichaltrig mit der Vererzung in Thüringen, jedoch hinsichtlich seiner Isotopenzusammensetzung ähnlich dem Pb der varistischen Bleilagerstätten der Böhmisches Masse.

Diese Beobachtung zeigt ganz offensichtlich, daß für Änderungen in der Isotopenzusammensetzung des Pb in Erzlagerstätten weniger das Alter, sondern im größeren Maßstabe die unterschiedliche Herkunft des Pb verantwortlich zu machen ist (Tabelle 10). Zum Vergleich soil ein Beispiel aus der Chinesischen Volksrepublik

Tabelle 10.
Mittlere Bleiisotopenverhältnisse der Bleierzvorkommen einzelner Gebiete Zentraleuropas

Lfd. Nr.	Bezeichnung des Gebietes	Geologisches Alter	Bleiisotopenverhältnisse			
			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	Sachsen und Thüringen (Mittel aus 8 Proben)	Mesozoikum und oberes Paläozoikum	18,24±0,15	15,26±0,1	37,12±0,35	2,035
2	ČSSR (Mittel aus 6 Proben)	oberes Paläozoikum	18,21±0,10	15,74±0,05	38,44±0,30	2,110
3	Rumänien (Mittel aus 6 Proben)	Mesozoikum	18,59±0,07	15,72±0,05	38,38±0,10	2,065

angeführt werden: In präkambrischen Schichtfolgen der Inneren Mongolei tritt ein varistischer Magmatismus auf. Das Pb von Galeniten aus dolomitischen Horizonten des Präkambriums, die jedoch außerhalb des Einflußbereiches der varistischen Intrusion auftreten, wurde auf seine Isotopenzusammensetzung untersucht. Diese Bestimmung war praktisch identisch mit einer groben Altersbestimmung nach der Pb-Methode und ergab 1550 ± 150 Mill. Jahre. Blei aus Galenitgängen, die ungeachtet ihres varistischen Alters genetisch eng mit der Mobilisation von Pb durch endogene Lösungen aus den benachbarten präkambrischen Schichten verknüpft sind, entsprach in der Isotopenzusammensetzung nicht dem varistischen Pb, sondern dem aus den benachbarten Sedimenten.

Offensichtlich ist mit der Übernahme von Pb (und wahrscheinlich auch anderer Elemente) durch zufließende endogene Lösungen stets zu rechnen. In den Fällen, in denen sich jedoch die Nachbargesteine durch die üblichen, d. h. den Clarke-Zahlen entsprechenden Gehalte an Pb, U und Th auszeichnen, entwickelt sich das Isotopenverhältnis des Pb im gleichen Tempo wie die mittlere Isotopenzusammensetzung in der Erdkruste, d. h. nach der Seite der Zunahme der radiogenen Pb-Isotope (^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb) durch Zerfall von Uran und Thorium.

Es gibt deshalb keine Abweichungen in den Altersbestimmungen nach der gewöhnlichen Pb-Methode, vor allem dann nicht, wenn sich die benachbarten Gesteine nur unwesentlich vom Alter der Vererzung unterscheiden. Aber für einige Gesteinstypen, wie z. B. karbonatische Sedimente, pyritisierte Schiefer mit deutlich erhaltenen Pb/U- und Pb/Ar-Proportionen, vollzieht sich die Veränderung der Isotopenzusammensetzung des Pb zeitlich weitaus langsamer, manchmal fast unmerklich. In diesen Gesteinen entspricht dann, genau wie in den Pb- Erzlagerstätten, die Isotopenzusammensetzung des Pb der Sedimentationszeit.

Deshalb ist beim Aufdringen von Intrusionen in wesentlich ältere Gesteine das Auftreten von Pb-Erzen mit sehr mannigfaltiger Isotopenzusammensetzung unvermeidlich.

Für die untersuchten Gebiete sind lediglich kleine Abweichungen des Verhältnisses von, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ im Blei von Böhmen und Rumänien im Vergleich zu Deutschland charakteristisch, die auf ein relativ höheres Alter des Bleis in den ersten zwei Provinzen hinweisen. Es sind jedoch keine Erscheinungen festgestellt worden, die auf eine deutliche Änderung der Isotopenzusammensetzung des in diesen Provinzen schließen lassen.

Diese Ausführungen sind als indirekter Hinweis für die geringe Wahrscheinlichkeit des Auftretens altpräkambrischer Blöcke in Zentraleuropa zu werten.

LITERATUR

1. Vinogradov, A.P., Tugarinov, A.J.: DAN SSSR 1960.
2. Holmes, A.: Trans. Edinb. Geol. Soc. 17, p. 3, 1960.
3. Kulp, J.L.: Inter. Geol. Congr., 21. Session, 1960.
4. Folinsbee, R.E., Baadsgard, Lipson, J.: Inter. Geol. Congr., 21 S., 1960.
5. Starik, J.E.: Jadernaja geochronologija. Izd. AN SSSR, 1961.
6. Vinogradov, A.P., Tugarinov, A.I., Zhironova, V.V., Sykov, S.I., Knorre, K.G., Lebedev, V.I.: Freib. Forsch. -H. C 57, 1959.
7. Kazakov, G.A., Tugarinov, A.J.: Geochronoloja pozdnego dokembrija. Izd. AN SSRR, 1961.
8. Hurly, P.M., Cormier, R.F., Hower, J., Fairbairn, H.W., Pinson, H.H.: Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. v. 44, N. 11, 1960.
9. Tugarinov, A.N.: Geologu- o metodach izmerenija absoljutnogo vozrasta gornych porod i mineralov. 1961.
10. Watznauer, A.: Geologie, B. 3, Nr. 6/7, 1956.
11. Hoppe, G.: Geologie, B. 6, N. 3, 1957.
12. Ramdohr, P.: Geologische Rundschau, Bd. 49, N. 1, 1960.
13. Stejskal, J.: Stratigrafija Cechoslovakii. 1949.

14. *Stille, H.*: Z. Deutsch. Geol. Gesell. 98, 1948.
15. *Zoubek, V.*: Remarks on the Geology of the Crystallinum of the Bohemian Mass. Sbornik St. Geol. Ust. CSR, 15, 1948.
16. *Bubnoff, S.* v.: Geologie von Europa, Bd. 2, 1935.
17. *Bederke, E.*: Geologische Rundschau, B. 45, N. 2, 1956.
18. *Suess, F.E.*: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin: Gebr. Bornträger, 1926.
19. *Oncecku*: Geologija Rumynii, 1960.
20. *Faul, H., Tilton, G.R.*: XI. Assemblée General, Ontario Toronto, 1957.
21. *Millott, G.*: Bull. Serv. Carte Geol. Alsace et. Lorraine 10, 1957.
22. *Mehnert, K.K.*: Geoch. et Cosm. Acta 14, N. 1-2, 1958.
23. *Chevenois*: Memoir pour servir a l'explication de la cari geol. de la France. 1958.
24. *Li Pu, Cen Ju-ci*, Tugarinov u. a.: Geochimija 1960/7.

DISKUSSION

An der Diskussion beteiligten sich die Herren Prof. Olewicz, Prof. Watznauer, Prof. Snarsky und der Vortragende.

Die Diskussion bewegte sich um die Frage der Alterseinstufung der Banatite und um Fragen des moldanubischen Kristallins und der in ihm aufsitzenden sauren Intrusiva.

ДАТИРОВАНИЕ ПО C^{14} *

Радиоуглеродный метод в настоящее время широко используется для определения абсолютного возраста в четвертичной геологии, археологии, океанологии. Известны многочисленные данные, полученные во многих лабораториях.

В сообщении освещается метод датирования по C^{14} с помощью пропорционального счётчика, когда в качестве счётного газа были испытаны CO_2 и этан.

Применяемый метод описан в работе [1] и в более ранних статьях [2, 3].

Эталоны C^{14} . Как известно нормально исходя из данных по космическому фону (числа образующихся n^0 в атмосфере) в каждую секунду образуется ~ 2 атомов C^{14} на квадратный сантиметр поверхности Земли или $\sim 3,5 \cdot 10^{26}$ ат. C^{14} в год, т.е. около 60-70 тонн C^{14} в так называемом обменном резервуаре Земли.

При этих расчётах мы принимаем активность $C^{14} = \sim 15$ распадов в год. Период полураспада 5568 ± 30 лет. Мне не хотелось бы дискутировать вопрос об отсутствии флуктуаций в образовании C^{14} (в связи, например, с нарушением интенсивности космического облучения Земли и т.п.). За относительно длительный период времени — например 100.000 лет, имеется достаточно оснований (см. напр. данные по определению C^{14} в древесине деревьев 500 лет и больше возраста, или прекрасное совпадение дат по C^{14} и по данным на монетах и т.п. при археологических исследованиях для Египта, а так же наши, для Хорезма и т.д.), чтобы сегодня считаться с постоянством в образовании C^{14} за этот длительный период времени и тем самым иметь оправдание в смысле практического применения метода датирования по C^{14} .

* М: Б.и., 1960. 13 с.

Однако в настоящее время появились другие причины, которые значительно нарушают естественный процесс генерирования и равновесия C^{14} по в обменном резервуаре Земли.

Во 1-х эффект разбавления CO_2 атмосферы за счёт CO_2 образующейся в результате усиленного сжигания топлива, в связи с развитием индустриализации. По различным оценкам этот эффект не велик и, по-видимому, не превышает 1-2% снижения содержания C^{14} за счёт разбавления, т.е. это лежит в пределах наблюдаемых многовековых колебаний.

Значительно более серьёзным является добавление C^{14} в результате взрывов атомных и водородных бомб. По данным Broecker [4] этот прирост примерно с 1953 года ежегодно составит + 5%, а за последние 7-8 лет прирост C^{14} на 25-30%. Недавно Tauber [5] по анализам злаков за последние 5 лет обнаружил прирост C^{14} почти в два раза больше, чем считал Broecker. Следовательно, сегодня генерация C^{14} в результате взрывов примерно в 15 раз больше, чем естественным путём. Таким образом выбор современного эталона для C^{14} связан с рядом условий. Мы за образец с современным содержанием C^{14} выбрали дерево возраста около 30 л., срубленное в 1908 году в Сибири (берёза). Число распадов составляло 13,6 мин. на 1 г. С. Древним эталоном для C^{14} был выбран антрацитовый уголь из Донбасса. Практически фон счётчика является счётном древнего углерода.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ C^{14}

Libby [6] для возрастных определений предложил определить β^- – частицы природного C^{14} в твёрдом углероде — угле. Органическое вещество датируемого образца — например, дерево сжигалось до CO_2 , подвергалось очистке от вредных примесей и восстанавливалось Mg при $t^\circ 900^\circ$ до элементарного углерода (аморфный углерод) — сажа наносилась тонким слоем (20 мг/см²) на внутренней поверхности металлического цилиндра сеточностенного счётчика. Измерение β^- – частиц C^{14} осуществлялось на этом счётчике, работающим в гейгеровской области, для которой характерна независимость амплитуды импульса от ионизации. Для снижения фона от космических частиц – счётчик окружался кольцом защитных счётчиков Гейгера и помещался в стальной, тяжёлый экран: Импульсы от счётчика (и защитного кольца) усиливались (до 20 раз) и после преобразования поступали на схему антисовпадения. Этим методом у нас было сделано ряд определений [7] в 1952-54 гг. Но этот метод имел ряд крупных недостатков. Подготовка образца так же весьма сложна и велась открыто на воздухе, что могло вести к загрязнению. На угле легко сорбировались газообразные радиоактивные вещества и прежде всего Rn. Метод имел низкий эффективный счёт — считалось ~5% всех частиц.

В связи с усовершенствованием фотоумножителей появился метод счёта β^- – частиц C^{14} с помощью жидких сцинтилляционных счётчиков. Метод основан на свойствах определенных веществ, находящихся в растворе, преобразовывать часть поглощаемой ими энергии β^- – частиц C^{14} в видимый свет. Для этого необходимо углерод датируемого образца перевести в это определенное органическое соединение (сцинтиллятор) паротерфенил или др. полиарилы и т.п. и растворить в подходящем органическом растворителе, например, в бензоле и т.п. Метод весьма прецизионный, по-видимому, приобретёт значение для определения очень малых количеств C^{14} и тем расширит диапазон определения возрастов, но метод требует сложных химических синтезов, весьма длительных.

Наконец третьим методом является определение β^- C^{14} в газообразной фазе. С этой целью были испытаны различные счётные газы — CO_2 , CH_4 , C_2H_2 , C_2H_6 . Наш опыт показал, что счёт β^- – C^{14} (эффективный счёт ~100%) в газе имеет значитель-

ные преимущества по сравнению с другими при определении возраста в пределах до 40000 лет и его техника легко унифицируется.

Дальнейшее расширение диапазона возрастной шкалы связано с созданием «бесфонового» счётчика, над которым многие исследователи, как и мы работаем.

Счётные газы. В настоящее время были испытаны CO_2 , CH_4 , C_2H_2 и C_2H_6 . Мы работали с CO_2 и C_2H_6 и пробовали C_2H_4 . Наиболее простым казалось было использовать в качестве счётного газа CO_2 . Однако требовалась высокая очистка CO_2 от электроотрицательных примесей (которые вызвали ложные импульсы) O_2 (до $1:10^6$), Cl_2 (до $1:10^7$), H_2O и др. От Rn можно было освободиться путём выдержки подготовленного газа в течение 2-3 недель (4-5 периодов распада Rn). С этими примесями таким образом боролись либо путём схем гашения ложных импульсов [21], либо сложной химической обработкой.

Метан не представляет больших преимуществ по сравнению с CO_2 . Значительно более интересно было использовать молекулы углеродных соединений с содержанием 2 и больше атомов. В сочетании с повышенным давлением газа в счётчике представляет огромный выигрыш во времени для того же объёма и t^0 . Как известно при повышении давления газа (в пропорциональном счётчике) увеличение полезной скорости счёта не пропорционально увеличению фона, который растёт незначительно. Поэтому мы работали вначале с C_2H_2 , но при объёмах в 2-3 литра и при давлении 3 и больше атмосферы это было небезопасно. Проще было использовать C_2H_6 , который обладает лучшим счётным свойством по сравнению с CO_2 . Был разработан метод получения этана через карбид кальция.

ПОДГОТОВКА ОБРАЗЦА К ОПРЕДЕЛЕНИЮ C^{14} И ПОЛУЧЕНИЕ СЧЁТНОГО ГАЗА

а) Этан

Для определения достаточно даже 2 г углерода. Уголь, торф, древесина к т.п. полностью сжигались в токе чистого O_2 , после предварительного выделения CO_2 из образцов (разложением с HCl) как это было показано на схеме (рис.1).

CO_2 поглощалось раствором NH_3 (свободным от CO_2) и затем прибавлением CaCl_2 осаждался CaCO_3 .

CaCO_3 с порошком Mg в металлической пробирке нагревали до $t^\circ 800^\circ$. Образовавшийся CaC_2 разлагался H_2O и ацетилен гидрировался. Этот процесс гидрирования заключается в многократном прохождении C_2H_4 и H_2 при помощи циркуляционного насоса под Ni-катализатором при комнатной температуре (рис .2).

Все операции были изолированы от воздуха. Перевод газов CO_2 , C_2H_2 и C_2H_6 из одного реактора в другой, а также в счётчик совершался путём конденсаций этих газов путём замораживания жидким азотом и последовательным размораживанием. Дистиллированную воду следует готовить из воды артезианских скважин. Компрессированный водород должен быть исследован на отсутствие следов T.

б) CO_2

В этом случае образец также освобождается предварительно от CO_2 , сжигается в токе чистого O_2 . Затем CO_2 для очистки от примесей поглощается CaO при $t^\circ 700-800^\circ$, а далее при t° разложения $\text{CaCO}_3 \sim 1000^\circ\text{C}$ CO_2 освобождается.

Путём замораживания и откачки примесей в вакууме CO_2 переводится наконец таким же путём в пропорциональный счётчик.

Очистка путём конденсации газа и откачки (и замораживание в свою очередь примесей) - наиболее ответственна (рис.3).

Обычно мы выдерживали газы до счёта ~2-3 недель, что бы распался Rn. В процессе подготовки счётного газа велась проверка при помощи определения C^{12}/C^{13} мас-спектральным путём на отсутствие фракционирования изотопов (рис. 4).

Таблица 1
Сравнение различных установок, работающих газовым методом

Автор	Тип счётчика	Раб. объём литр.	Газ	Давл. атм.	Экранирование	Фон имп/м	Совр. углерод имл/м	Максим. возраст 4σ при счёте 48 час. годы	Показатель качества
De Vries [8]	Пропорц.	0,3	CO ₂	3	60 см Fe +15см	2,4	5,64	31000	3,6
		0,7	CO ₂	3	парафина	0,92	14,6	42000	15,2
		2,0	CO ₂	3	с борной	2,44	37	47000	24
					кислотой ⁺ 10 см Fe; 3,2 см Pb				
Fergusson [9]	Пропорц.	6	CO ₂	3	20 см Fe; 2,5 см Hg	14	103	47000	28
		6	CO ₂	1		9,8	37,5	41000	12
Brannon [10]	"---"	0,7	CO ₂	10	10 см Fe; 2,5 см Hg	13,5	45,2	41000	12
Nydal [11]	"---"	2,5	CO ₂	4	Бомбоуобож. 20 см Fe	14,9	58	43000	15
Olsson [2]	"---"	0,45	CO ₂	3	40 см Fe + 15 см. парафина с борной кислотой + +10см Fe, 3см Hg	0,98	9	38000	9,2
Burke [13]	"---"		CH ₄	2	20см Fe; 2,5 см Hg	2,6	7,5	33000	4,7
Diethorn [14]	"---"		CO ₄	5	35см Fe; 2,5 см Hg	13,6	30,7	38000	8,3
Suess [15, 16]	"---"		C ₂ H ₂		21 см Fe; 1,5 см Hg	2,3	15,8	40000	10
Preston [17]	"---"		C ₂ H ₂	0,895	21 см Fe; 1,25 см Hg	8,2	28,4	39000	9,9
Hautermans [18,19]	"---"	1,5	C ₂ H ₂	0,93		0,95	15,15	43000	15,9
[20]	"---"		C ₂ H ₆	2,7		98	20	26000	2,0
Виноградов А.П. и др.	"---"	0,9	CO ₂	2	23 см Fe;	8,9	9,5	27000	3,2
		0,9	C ₂ H ₆	2	2,5 см Hg	14,3	18,6	31000	4,9
		1,9	C ₂ H ₆	2		19,1	26,2	32000	6,0
		1,9	C ₂ H ₆	2	30 см Fe + 15см. парафина с борной кислотой + 10 см Fe; 2,5 см Hg	15,6 9,3	26,2 9,9	33000 27000	6,6 3,2

ПРОПОРЦИОНАЛЬНЫЙ СЧЁТЧИК

Вид его дан на рис. 6.

Материалы, которые были использованы для счётчиков, были выбраны с наименьшими радиоактивными загрязнениями. Счётчики изготовлены были из нержавеющей стали - трубы длиной 340 мм (катод). Объёмы счётчиков были от 0,6 до 2 литров (рис. 5).

Анодом служила натянутая вольфрамовая нить $\varnothing$ 0,028 мм. Торцы счётчика были из изоляционного материала фторпласт-4. Для лучшей герметизации счётчика по окружности торцов имелись болты (до 12 атм.). В центре торцов укреплены штуцера. Они же являются охранными кольцами для анода. Счётчик имеет кран (соединённый со штуцером) для вакуумирования или наполнения счётчика счётным газом. Были испытаны счётчики того же типа — разного объёма. В табл. 3 приведены в качестве примера результаты их испытания.

Таблица 2

Счётчик	Газ	Рабочий объём в литрах	Давление в атм.	Длина счётчика в мм	Чистый счёт N_0 имп/мин	Фон $N\phi$ имп/мин	Показатель качества $N_0/\sqrt{N\phi}$
1	CO ₂	0,85	2	450	9,5	8,9	3,2
2	C ₂ H ₆	0,9	2	450	18,6	14,3	4,9
3	C ₂ H ₆	1,9	2	350	26,2	19,1	6
4	CO ₂	0,5	2	425	5,6	6,7	2,2
5	CO ₂	1,2	2	350	—	14,5	—

Счётчики перед работой тщательно чистились.

ЭКРАНИРОВАНИЕ СЧЁТЧИКА

Оно составлялась из стального экрана, ртутного и кольца защитных счётчиков. Экран из мягкой стали (Ст.-3) защищает от γ -лучей и мягкой компоненты космических лучей. Он сложен из плит толщиной в 20 и 25 мм. Толщина основания 235 мм, стенки 250 мм и крыша 340 мм. Размер камеры 500×800×896 мм. Они установлены на бетонном фундаменте (рис. 6).

Мы имели две подобные камеры.

Для снижения нейтронной компоненты фона в одной из камер дополнительно были установлены блоки парафина, спрессованного с борной кислотой (75% парафина и 25% борной кислоты).

Для защиты от γ -излучения самого стального экрана был сделан ртутный экран (рис. 7). Толщина ртутного слоя, окружающего счётчик 24 мм. Наконеч для исключения счёта космических частиц использовалось кольцо счётчиков Гейгера вокруг пропорционального счётчика (на ртутном экране), включённые с ним по схеме антисовпадения.

ИЗМЕРЕНИЕ C¹⁴

Ниже приводится блок-схема счётной аппаратуры, которую мы не описываем здесь, а все сведения о ней можно почерпнуть из названной мною выше работы [1]. Импульсы от пропорционального счётчика усиливаются предусилителем, затем усилителем, анализируются по амплитудам в одноканальном анализаторе и фор-

мируются в прямоугольные импульсы. Последние поступают на схемы совпадений и антисовпадений. С импульсами идущими от кольца защитных счётчиков повторяется тоже. Регистрация импульсов ведётся по четырём каналам:

а) Счёт антисовпадений между пропорциональным счётчиком и кольцом защитных счётчиков.

б) Интегральный счёт пропорционального счётчика.

в) Счёт совпадений между пропорциональным счётчиком и кольцом защитных счётчиков.

г) Счёт импульсов кольца защитных счётчиков.

Электронная аппаратура — усилитель импульсов, специальный амплитудный анализатор импульсов для счёта и слабых активностей, защитные счётчики (со схемой гашения), а так же высоковольтный источник питания пропорционального счётчика был смонтирован из деталей выпускаемых промышленностью и подвергались длительному испытанию, в смысле хорошей стабилизации работы двух установок. Обе установки работали круглосуточно и результаты счёта могли быть записаны самописцами (ЭПП-09). Работа пропорционального счётчика достаточно хорошо описана в литературе. Напомню некоторые основные положения. Когда напряжение на счётчике превышает значение, при котором начинается образование вторичных электронов соударения, то величина импульса на аноде будет расти, т.к. при столкновении образуются добавочные ионы. Напряжённость поля dv/dr создает условия для ионизации из-за столкновений вблизи нити счётчика. Накопления ионизации приводит к образованию "лавины" электронов. Если на своём пути к нити каждый электрон при соударении с молекулами газа создаст. А пар ионов, то величина импульса напряжения в вольтах на нити определяется уравнением:

$$\Delta V = 1,6 \cdot 10^{-7} - \frac{A \cdot n}{C},$$

где n - число первичных электронов

C - ёмкость в мкмкф.

Величина A называется коэффициентом газового усиления и может изменяться от $A=1$ до 10^4 и более в зависимости от рода газа, от напряжения, геометрических и др. факторов счётчика. Если A остаётся постоянным, то счётчик даёт импульсы ΔV , величины которого пропорциональны числу ионов, образованных при первичной ионизации. Область напряжений, в которой A постоянно, называется пропорциональной областью, а счётчик, работающий в этой области, называется пропорциональным.

На рис. 9 показан счёт C^{14} с экраном и без него.

На кривых видны горизонтальные участки, так называемые плато. Из-за ложных импульсов плато может уменьшиться в длине и увеличивать наклон. Определение C^{14} производилось по сравнению с современным эталоном.

При работе с этаном в качестве счётного газа можно было повторить счёт через несколько месяцев и при этом характеристика счётчика полностью воспроизводилась.

Были проанализированы источники ошибок при счёте $\beta^- C^{14}$. Они складывались из статистической ошибки (при измерениях в течение 48 часов), нестабильности электронной аппаратуры ошибок при наполнении счётчика и др. и в общем составили $\sim 1\%$. Основной вклад вносит статистическая ошибка счёта.

Результаты рассчитывались по формуле:

$$\text{Возраст} = \frac{T_{1/2}}{T_n 2} \ln \frac{N_0}{N_t} = \tau \ln \frac{N_0}{N_t} = 8033 \ln \frac{N_0}{N_t},$$

где N_0 = среднее арифметическое значение скорости счёта в имп/мин соврем. C^{14} (по 3 и больше измерениям).

N_t = средняя скорость счёта образца в имп/мин (2-3 измерен.)

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Ниже приводятся некоторые результаты, полученные на двух установках для определения возраста по C^{14} .

Интересно сравнить некоторые параллельные определения, полученные по разным методам или по разным счётным газам, например:

Таблица 3

п/п	Обознач. образцов	Описание образцов	Возраст в годах	Счётный газ
9	Мо 3	Древесина ископаем. дерева (<i>Salix</i>) из мамонтового горизонта Сев.б. Таймырского озера	11,700±300	C_2H_6
		То же (остатки мамонта, шерсть)	11,000	Твёрдый углерод
2	Мо 46	Торф и древесина из пласта Клайпедск.р. Литовской ССР	6,100±230	C_2H_6
		То же	6,000±300	CO_2
3	Мо 141	Торф, Левый берег р. Вилюй, Якутия	30,000	C_2H_6
		То же	24,800	CO_2
13	Мо 91	Уголь. Хорезмские раскопки	1,780±180	CO_2
		То же	1,950±180	CO_2

Из таблицы видны хорошие совпадения данных полученных па разных установках с разным счётным газом.

Таблица 4

№ пп	Наименование образца	Описание материалов	Возраст в годах	Счётный газ	Предполагаемый возраст
1	Мо-34	Образец древесины, БССР, дер. Гожа, правый берег, р. Неман, обнажение № 76 по сборам 1956 г. Западного геолог. упр. Представлен Л.Н. Вознячуком за № Б-9	8500 ±300	CO_2	По геологическим данным 18 - 20 тыс. или более 100.000 лет.
2	Мо-46	Образец торфа с древесиной. Литовская ССР, Клайпедский район, пос. Пурмалей. Образец взят из пласта мощностью 0,4- 0,6 м. на глубине 15 см. Представлен Гуделисом В.К. за № 2 (Ин-т геологии и географии АН Литовской ССР)	6100 ±230 6000 ±300	CO_2	
3	Мо-6	Образец древесины. Ярославская обл. Образец взят из обнажения на правом берегу р. Долгополки в 3 км на восток- северо-восток от г. Тутаево. Представлен кафедрой геологии Ярославского пединститута	30000	C_2H_6	Из межморенных отложений озёрно-болотного типа, относится к середине последней межледниковой эпохи.

Таблица 4 (продолжение)

№ пп	Наименование образца	Описание материалов	Возраст в годах	Счётный газ	Предполагаемый возраст
4	Мо-137	Образец древесины. Якутия. Левый берег р. Виллой, 1 км ниже устья р. Бырыкан. Образец взят с глубины 2,5 м от поверхности из отложения высокой поймы, образовавшейся частично во время термического оптимума в голоцене. Обнаружение № 4, сбор 1955г. А.В. Трофимова. Представлен М.А. Алексеевым за № 423.	1920 ±120	C ₂ H ₆	2-10 тыс. лет.
5	Мо-138	Образец древесины. Якутия, левый берег р. Виллой, в 5 км. выше пристани Ланголох Обнажение № 10 сбор 1955 г. Представлен М.Н. Алексеевым за № 441	30000	C ₂ H ₆	12-30 т. лет
6	Мо-139	Образец древесины из гумусированного горизонта. Якутия, левый берег р. Виллой в 4 км к северо-западу от устья р. Танггары. Обнажение № 3. Сбор 1955 г. Представлен М.Н. Алексеевым за № 420	3000	C ₂ H ₆	12-30 т. лет
7	Мо-140	Обломок дерева и торфа из суглинков. Якутия, левый берег р. Виллой в 5 км к северу от устья р. Танггары. Сбор 1953 г. Характер осадка указывает на усиление континентальности климата. Представлен М.Н. Алексеевым за № 125	30000	C ₂ H ₆	Конец
8	Мо-141	Торф из озёрных суглинков, смятых криотурбациями. Якутия, левый берег р. Виллой образец взят с глубины 10 м в 13 км ниже устья р. Чебыды. Сбор 1953 г. Представлен М.Н. Алексеевым за № 219	30000 24800	CO ₂	Конец верхнего плейстоцена. Соответствует примерно последней стадии Сарганской оледенения
9	М-0-3	Древесина ископаемого дерева, ива. Из мамонтового горизонта, северный берег Таймырского озера, раскопки 1949 г. Представлен Б.А. Тихомировым	11700 ±300	C ₂ H ₆	Около 12000 лет.

Таблица 4 (окончание)

№ пп	Наименование образца	Описание материалов	Возраст в годах	Счётный газ	Предполагаемый возраст
10	МО-4	Образец древесины. Район Игарки. Слой вечно-мёрзлой породы с глубины 6,5 м. от поверхности. Представлен А.М. Пчелинцевым (ин-т мерзлотоведения им Обручева АН СССР)	24800	CO ₂	3-5 тыс. лет.
11	Мо-1	Древесина ископаемого дерева из стоянки "6-й разрез" на Горбуновском торфянике близ Тагила. Раскопки 1949г. Представлен Б.А. Рыбаковым.	4360 ±200	C ₂ H ₆	Конец III тысячелетия до н. э.
12	Мо-2	Ископаемое дерево из стоянки «Стрелка» на Горбуновском торфянике близ Тагила. Представлен Б.А. Рыбаковым.	4800 ±200	C ₂ H ₆	Конец III тысячелетия до н.э.
13	Мо-91	Образец угля. Раскопки Хорезмской экспедиции (Каракалпакская АССР). Канга-Кала, центральное здание, помещение № 1. Взят в 1955 г. Представлен С.П. Толстовым.	1780 ±180	CO ₂	IV в.н.э.
14	Мо-96	Образец угля. Раскопки Хорезмской экспедиции. Кой-Крылган-Кала, восточный сектор, помещение № 13-В. Яма № 7. Взят в 1955 г. Представлен С.П. Толстовым.	2100 ±180	CO ₂	IV-II в. до н.э.
15	Мо-100	Образец угля. Раскопки Хорезмской экспедиции. Калады-Гор, башня 15 у входа в топку большой (нижней) обжитательной камеры. Взят в 1953 г. Представлен С.П. Толстовым.	1780 ±180	CO ₂	II-III в. н.э.
16	Мо-129	Часть обгорелого бревна из слоя пемзы древнего извержения вулкана Шивелуча, ниже морены последнего следования. Камчатка. Взят в 1955 г. Представлен Горшковым Г.С. за № 738.	1500 ±170	CO ₂	10-12 тыс. лет
17	Мо-130	Уголь из очага стоянки древних камчадалов. Образец взят с глубины 2,7 м. Отложения перекрыты несколькими слоями пепла и песка гигантских извержений вулкана Шивелуча. Сбор 1955 г. Представлен Горшковым Г.С.	3100 ±200	CO ₂	1000 лет

Таким образом, в заключение можно сказать, что метод счёта β^- C^{14} с помощью счётных газов CO_2 и C_2H_6 может быть широко и надёжно использован для определения абсолютного возраста геологических и археологических образцов.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.П. Виноградов, А.Л. Девиц, Э.И. Добкина, Н.Г. Маркова и Л.Г. Мартищенко. Определение абсолютного возраста по C^{14} с помощью пропорционального счётчика. Изд.АН СССР, 1960 г.
2. Те же Геохимия, № 8, 3, 1956.
3. Те же Геохимия № 8, 663, 1959.
4. Broecker W.S. a. Walton A. Science Vol. 130, №3371, p.309, 1959.
5. Tauber H. Science Vol. 131, №3404, p.921.
6. Libby W.P. Radiocarbon Dating. Univ. Chem. Press. 1952.
7. А.П. Виноградов. Вестник АН СССР, № 5, 33, 1954.
8. De Vries N.I. Nuclear. Physics 3, 65, 1957.
9. Fergusson G.I. Nucleonics 13, №1, 18, 1955.
10. Brannon H.R., Tasgart M.S. Williams M. Rev. Sci. Instr., 26, 269, 1955.
11. Nydal R. Sigmond R.S. Appl. Sci. Res. B.6.393.1957.
12. Olsson I. Arkiv. fur Physik 13, 37, 1958.
13. Burke W.H., Meinschein W.C. Phys. Rev. 23, 915, 1954.
14. Diethorn W.A. Methane Proportional Counter System, for Natural Radiocarbon Measurements Carnegie Inst., 1956.
15. Suess H.E., Science 122. 415 1955.
16. То же, Sciece 120. 5, 1954.
17. Preston R.S., Person E.P., Dolkey E.S. Science 122. 954. 1955.
18. Houtermans F.G. Oeschgar H. Helv. Phys. Acta 28, 464, 1955.
19. То же Helv. Phys. Acta 31, 117, 1958.
20. Falting V. Naturwissenschaft 39, 378, 1952.
21. Noscicki W., Acta Phys. Polon, 12, 238, 1953.

О ВОЗРАСТЕ ГОРНЫХ ПОРОД АЛДАНСКОГО ЩИТА *

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР,
Москва и Кафедра геохимии Московского государственного университета
им. М.В. Ломоносова*

В предыдущей работе нами было установлено [1], что широко распространённые в пределах Станового хребта пегматитовые проявления, сопровождаемые ортитовой и монацитовой минерализацией, достаточно определённо датируются 1900 ± 100 млн. лет. Эти данные хорошо согласовались с результатами, полученными калий-аргоновым методом для тех же пегматитов, и свидетельствовали о гораздо более древнем возрасте пород станового комплекса, чем это ранее предлагалось. Судя по возрасту секущих их пегматитов, они должны быть отнесены, по крайней мере, к верхнему архею.

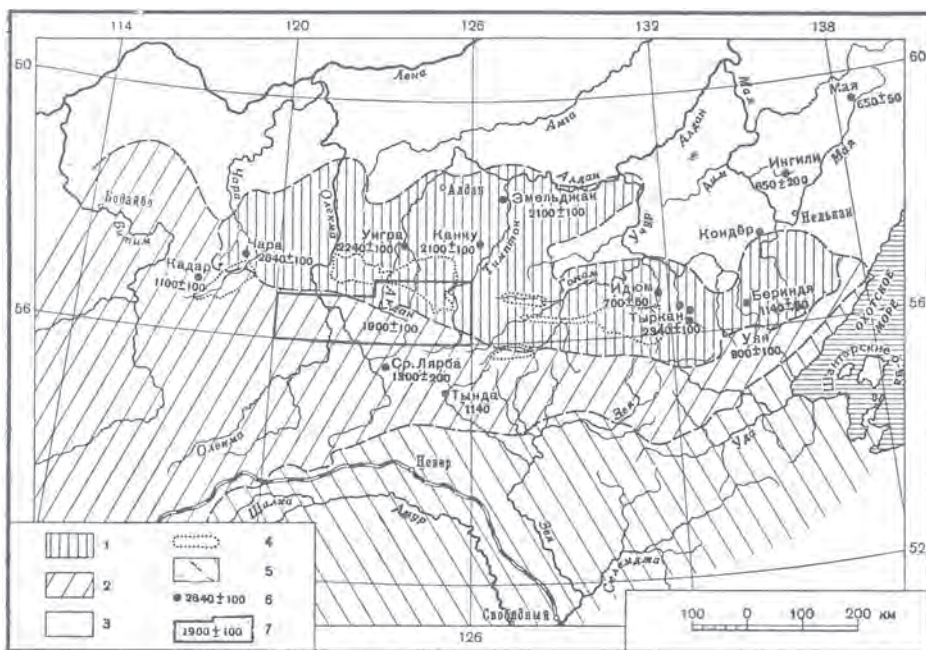
В развитие этой работы нами были проведены дополнительные исследования как для пород центральной части Алданского щита, так и для его окраинных глыб. Результаты измерений возраста приведены в табл. 1, а измерения изотопного состава

* Геохимия. 1960. № 7. С. 563-569. Соавторы А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова.

ва свинца галенитов — в табл. 2. В работе были использованы материалы коллекций экспедиций треста Аэрогеологии Министерства геологии и охраны недр СССР.

По существующим представлениям центральная часть Алданского щита, охватывающая значительную территорию от бассейна р. Олёкмы на западе до бассейна р. Майи на востоке (рисунк), сложена метаморфическими породами трёх серий, относимых к архею (начиная с самых древних), — иенгской, тимптонской, джалтулинской, смятыми в пологие складки северо-западного простирания, характерного для древнейших участков земной коры. Эти серии последовательно представлены кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами (иенгская серия), чарнокитовыми гнейсами и гранулитами, характерными для тимптонской серии, и, наконец, биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами с многочисленными пропластками мраморов и кальцифиров джалтулинской серии.

Благодаря общему погружению щита в восточном направлении, породы иенг-ской серии обнажаются в крайней западной части щита, сменяясь последовательно на восток породами тимптонской и джалтулинской серий.



Схематическая карта Алданского щита с данными определений абсолютного возраста
свинцово-урано-ториевым методом

Эта тенденция в обнажении в западной части щита наиболее древнейших толщ прекрасно подтвердилась первыми единичными определениями возраста, полученными для этих районов свинцово-урано-ториевым методом. Действительно, ортит из мигматитов чарской глыбы показал значение возраста около 2640 млн. лет, не повторенное пока ни одним из последующих определений для других участков щита.

На юго-западе щита к наиболее древним образованиям относятся также гнейсограниты и другого типа гранитоиды джалтулинской серии, определение

возраста которых по Pb^{208}/Th^{232} дало хорошо совпадающие результаты порядка 2350 млн. лет.

Весьма близкими к этим значениям (порядка 2200 ± 100 млн. лет) оказываются значения возраста метасоматических жил центральной части Алданского щита в области распространения иенгурской метаморфической серии, полученные по ортитам.

Обращает на себя внимание одно определение возраста, выполненное по гранату для месторождения Канку. Несмотря на существенное расхождение в значениях возраста по разным изотопным отношениям, этот результат является весьма интересным. При ничтожно малых содержаниях радиоактивных компонентов и, соответственно, радиогенного свинца, полученные значения возраста, тем не менее, указывают на приблизительно двухмиллиардный возраст минерала и очень юный метаморфизм, которому он подвергся (208 млн. лет по Pb^{208}/Th^{232}). Характерно, что та же тенденция свойственна и ортитам из жил соседних месторождений (Эмельджак и Унгра).

Итогом этих определений является важный вывод о существовании в ядре Алданского щита древнейших интрузивных и метаморфических пород (более 2700 млн. лет), подвергшихся в последующие эпохи существенному метаморфизму и гранитизации.

Исключительно большое значение имеет определение, выполненное по циркону для граносиенитов улканского комплекса. Дело в том, что геологическое положение улканского комплекса достаточно определено. Граносиениты улканского комплекса распространены в пределах центральной части Учуро-Майской плиты, где они прорывают канкулинскую свиту уянской серии нижнего синия и перекрываются с разрывом и угловым несогласием толщами учурской серии среднего синия. Значения возраста для циркона этих пород, полученные по разным изотопным отношениям, имеют хорошую сходимость и дают средний возраст 1140 ± 50 млн. лет.

Ряд аналогичных значений возраста, полученных для минералов хр. Кадар, пос. Тында (Южные отроги Станового хребта), и приближенные значения возраста по изотопному составу обыкновенного свинца галенитов для районов Станового хребта и Джугджура говорят о широком развитии процессов магматизма и эндогенной минерализации в эту эпоху, особенно активно развивавшихся по периферии древнего ядра Алданского щита в зонах так называемой «Байкальской складчатости».

Совершенно особое значение для геохронологии Алданского докембрия и, по-видимому, докембрия вообще имеют определения возраста, выполненные для ряда интрузий так называемого центрального типа ультраосновного и щелочного состава, обнаруженных в последние годы на крайних восточных и северо-восточных флангах Алданского щита.

Стратиграфическое положение этих интрузий, так же как и граносиенитов улканского комплекса, весьма четкое. Эти интрузии явно прорывают верхи синия и с резким угловым несогласием перекрываются юдомской серией нижнего кембрия [2].

Полученные значения возраста для разных минералов этих массивов и главным образом для контактных метасоматических образований, генетически с ними связанных, далеко неравноценны.

Наиболее приемлемые результаты были получены по гатчетолиту, давшему в одном случае (обр. 13, табл. 1) хорошо сходящиеся результаты по всем изотопным отношениям и резкое занижение возраста по трём из них — во втором. Как это не трудно -видеть, здесь сказался тот же эффект потери свинца, который нами под-

робно рассматривался в предыдущей работе [1]. В данном случае мы получили ещё одно важное доказательство реальности подобного явления.

Изотопный состав свинца (обр. 3-8, табл. 2) из прожилков галенита, связанных с интрузиями ультраосновного и щелочного состава в бассейне р. Майя, свидетельствует прежде всего о существовании свинца, генетически сходного со свинцом галенита, обнаруженного в Джугджурском хребте (обр. 2, табл. 2) и грубо отвечающего возрасту 800 млн. лет. Эти данные в какой-то степени совпадают с полученными значениями возраста тех же объектов свинцово-урано-ториевым методом по радиоактивным минералам (обр. 12-18, табл. 1) 650 ± 100 млн. лет и свидетельствуют о значительной территориальной распространённости данной рудной провинции, охватывающей как область щита, так и его геосинклинального обрамления. По крайней мере 3 образца (обр. 3, 4 и 5, табл. 2) аномальны по изотопному составу свинца. Весьма любопытно, что образец Вит-79 взят из того же объекта, что и образец гатчетолита Вит-82, отличающегося аномально заниженными значениями возраста по Pb/U и Pb/Th, т.е. испытавший, по-видимому, существенную потерю свинца не древнее, чем 370 млн. лет назад.

В этом случае можно представить, что аномальный состав свинца галенита вызван добавкой радиогенного свинца к первоначальному обыкновенному свинцу месторождения за счёт выноса радиогенного свинца из радиоактивных минералов при позднейшей регенерации месторождения по крайней мере 370 млн. лет назад. Следуя этому предположению, легко вычислить изотопный состав радиогенного свинца добавки (см. табл. 3) и произвести некоторые расчёты, подтверждающие это допущение.

При расчётах использована следующая формула:

$$\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Pb}^{206}} = \frac{\text{Th}}{\text{U}} \frac{e^{\lambda_{232}t_1} - e^{\lambda_{232}t_2}}{e^{\lambda_{238}t_1} - e^{\lambda_{238}t_2}},$$

где t_1 — возраст минерала, из которого предполагается вынос свинца; t_2 — время выноса свинца; Th/U — отношение тория к урану в минерале, из которого был вынесен свинец.

В рассматриваемом случае для образцов, указанных в табл. 3, можно принять для расчёта $t_1 = 650$ млн. лет, $t_2 \approx 350$ млн. лет, а отношение $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{206}$ приведено в табл. 3. В результате вычислений получаем для образца Вит-87 отношение Th/U=0,72, а для образцов Вит-8 и Вит-79-2,6.

Если полученные отношения сравнить с отношением Th/U в гатчитолитах, то можно заметить, что в одном случае для образца Вит-82, в котором отношение Th/U=0,82, совпадение значений хорошее, а во втором случае такого совпадения не получается. Однако на основании этого можно сделать предположение, что источником радиогенного свинца в рассматриваемых аномальных галенитах могут служить и иные радиоактивные минералы, такие как пироклор и другие с гораздо большими соотношениями Th/U. Следовательно, как изотопные исследования свинца галенитов, так и прямые измерения возраста радиоактивных минералов свидетельствуют о существовании позднейших явлений гидротермального воздействия на эти минералы, относящиеся к варисскому времени.

Весьма любопытно, что один из образцов ортита из района с. Тында (обр. 11, табл. 1), имеющий возраст 1140 млн. лет по $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$, показал гораздо более юные значения возраста по всем остальным изотопным отношениям, варьирующие в пределах 55-210 млн. лет. Если принять во внимание, что район местонахождения этого образца граничит с областью интенсивного проявления мезозойского магматизма, причина столь серьёзного изменения минерала становится достаточно явной.

Таблица 1
Значение возраста докембрийских пород Алданского щита по данным свинцово-урано-ториевого периода

№ по поп.	№ образца	Место взятия образца	Геологическая характеристика образца	Содержание в вес. %			Изотопный состав свинца				Значение возраста в млн. лет				Принятое значение возраста в млн. лет
				Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	
1	Вит-112	Бассейн р. Чара, клоч Берёзовый	Ортит из мигматита	0,22	0,043	1,89	0,03	8,32	1,81	89,84	2640	2480	2560	2200	2640±100
2	Вит-23	Бассейн р. Тыркан (юго-вост. часть Алданского щита)	Монацит из ортогнейсов жил в гранитах и гнейсах Сутамской свиты	0,56	0,13	4,42	0,02	7,82	1,05	91,11	1630	2070	1860	2420	
3	Вит-24	То же	Джалтулинской серии	0,39	0,045	3,44	0,03	3,58	0,76	95,63	1610	1740	1680	2270	2340±100
4	Вит-50	» »	Монацит из пластовых тел белых биотит-гранатовых гранитов архея	0,51	0,10	4,36	0,01	5,34	0,70	93,95	2150	1790	1960	2330	
5	Вит-51—53	» »	Монацит из биотитового гнейса-гранита	0,0042	0,087	0,085	0,71	50,48	15,40	33,41	1290	140	220	40	?
6	Вит-107	Бассейн р. Алдан, месторождение Эмельджак	Джалтулинской серии	0,069	0,020	0,75	0,06	7,12	1,46	91,36	2130	1430	1550	1770	
7	Вит-106	Бассейн р. Алдан, близ устья р. Унгра	Циркон из гнейсогранита (циркон имел тёмно-фиолетовую окраску)	0,031	0,010	0,51	0,61	29,71	11,91	57,77	2240	3480	2740	475	2200±100
8	Вит-97	Железородное месторождение Канку в 40 км восточнее Чульман	Ортит из метасоматической диопсид-флогопитовой жилы, секущей иенгренскую серию	0,0015	0,003	0,009	0,30	71,30	11,91	16,49	1570	2120	1860	208	
			То же												?
			Гранат из пегматитов, рвущих иенгренскую серию												

Таблица 1 (окончание)

№ по порядку	№ образца	Место взятия образца	Геологическая характеристика образца	Содержание в вес. %				Изотопный состав свинца				Значение возраста в млн. лет				Принятое значение возраста в млн. лет
				Pb	U	Th		Pb ³⁰⁴	Pb ³⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	
9	Вит-67	Р. Беринда (юго-восточнее части Алданского щита)	Циркон из граносенитов У'ланского комплекса, прорывающих Калкулинскую свиту	0,041	0,09	0,071	0,76	47,80	14,39	37,05	1140	1090	1110	1130		1140±50
10	Вит-110	Хребер Кадар (западное окончание Алданского щита)	Браннерит из метасоматитов	3,92	26,5	2,53	0,03	90,10	7,25	2,62	1110	930	990	520		1140±50
11	Вит-108	Тында. В 10 км выше пос. Тында	Ортит из пегматитовой жилы, секущей гнейсы становой комплекса	0,024	0,51	2,0	0,08	16,75	2,41	80,76	1140	55	89	210		1140±50
12	Вит-70	Бассейн р. Ингили	Циркон из контактных щелочных интрузий	0,013	0,055	0,084	0,51	46,25	9,90	43,34	430	640	590	830		650±100
13	Вит-74	Бассейн р. Идлом	Гатчетолит из контактовой зоны щелочных интрузий	0,86	9,6	2,72	0,01	84,22	5,17	10,60	650	610	610	740		650±100
14	Вит-75	То же	Пирохлор	0,089	0,07	2,11	0,09	9,51	1,80	88,60	385	720	630	790		
15	Вит-73	» »	Бадделит	0,077	0,50	0,11	0,27	73,84	8,27	17,62	590	755	715	(1150)		
16	Вит-82	Бассейн р. Майа	Гатчетолит	0,53	7,63	6,24	0,01	72,94	4,44	22,61	650	370	410	420		
17	Вит-78	То же	Циркон	0,018	0,010	0,26	0,69	19,08	10,99	69,24	210	910	730	670		
18	Вит-109	» »	Пирохлор	0,019	0,012	0,14	0,71	33,96	12,74	52,59	1290	2200	1860	205		

Примечание: 1. Содержание урана и тория определялось радиометрическим методом.

2. Содержание свинца определялось методом изотопного разбавления, при этом ошибка определения не превышает ±1%.

Таблица 2
Изотопный состав свинца галенитов Алданского щита

№ по пор	№ обр.	Место взятия образца и геологическая характеристика	Изотопные отношения			Значение возраста в млн. лет		Вероятное значение возраста
			Rb ²⁰⁶ /Rb ²⁰⁴	Rb ²⁰⁷ /Rb ²⁰⁴	Rb ²⁰⁸ /Rb ²⁰⁴	Rb ²⁰⁶ /Rb ²⁰⁴	Rb ²⁰⁸ /Rb ²⁰⁴	
Р. Ансакан, левый приток р. с. Ларба, Становой хребет								
1	Вит-36	Галенит из кварцевых жил на контакте древнетановых гранитов и гнейсов	16,45	15,11	36,65	1500	1130	1130±100
Верховья р. Уям, Джугджурский массив								
2	Вит-25	Галенит из анортозита	17,24	15,41	37,28	1070	800	800±100
Бассейн р. Майа								
3	Вит-79	Галенит из метасоматитов щелочных интрузий центрального типа	19,61	15,65	39,15	—	—	—
Бассейн р. Майа, массив Кондер								
4	Вит-87	Галенит из прожилков	26,39	16,91	39,24	—	—	—
Бассейн р. Майа								
5	Вит-88	Галенит из щелочных пегматитов	18,18	15,54	37,99	—	—	—
Инаглинский массив								
6	Вит-91	Галенит из эфиринмикроклиновых пегматитов	17,15	15,37	37,12	—	800	800±100
7	Вит-92	То же	17,21	15,28	37,31	—	800	800±100
Ылымахский массив								
8	Вит-94	Галенит из кварцеподошловатых жил в псевдо- лейцитовых порфирах	17,18	15,36	37,13	—	800	800±100

Выполненные определения свидетельствуют таким образом не только о развитии позднедокембрийского магматизма в краевой части Алданского щита, но и о гораздо более юных палео- и мезозойских проявлениях гидротермального метаморфизма в тех же районах, оказавшихся отзвуком энергичной магматической деятельности того же возраста в южнее располагавшихся геосинклинальных зонах.

Таблица 3
Изотопный состав радиогенного свинца «добавки»,
возникшей при регенерации рудных проявлений интрузий
центрального типа Алданского щита

Образец	Изотопный состав свинца				Изотопные отношения в свинце «добавки»			
	206/204	207/204	208/206	206/204	207/204	208/204	207/206	208/206-
Вит-87	26,39	16,91	39,24	9,2	1,57	2,03	0,17	0,22
Вит-79	19,61	15,65	39,15	2,42	0,31	1,94	0,13	0,80
Вит-88	18,18	15,54	37,99	0,99	0,20	0,78	0,20	0,79
Среднее из 4 значений (обр. 2, 6, 7, 8, табл. 2)	17,19	15,34	37,21					

ВЫВОДЫ

В районе Алданского щита в центральных его частях для пород древнейшего докембрия по радиоактивным минералам установлен абсолютный возраст порядка 2700 млн. лет (катархей).

Наиболее распространённая интрузивная деятельность начинается с 2300 млн. лет и завершается 1900 млн. лет назад (последнее показано в предыдущей работе [1]).

Огромное значение имела эпоха магматизма около 1100 млн. лет назад, отвечающая по территориальной распространённости «Байкальской складчатости».

Завершающим докембрийским циклом был восточно-алданский — 650 млн. лет назад.

Явления гидротермального метаморфизма по периферии щита отмечаются в варисское и мезозойское время.

*Поступила в редакцию
18 июля 1960 г.*

ЛИТЕРАТУРА

1. А.П. Виноградов, А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова, Геохимия, № 5, 1960.
2. Г.В. Андреев. Кондерская интрузия центрального типа в пределах Алданского щита. Мат. ко II Всесоюзному минералогическому совещ., Госгеолитдат, 1958.
3. Ю.А. Дзевановский. Геология восточной части Алданской плиты. Мат. по геологии полезных ископаемых Вост. Сибири. Вып. 19, Госгеолитдат, 1946.
4. Ю.А. Дзевановский. Алданская плита. Тб. ВСЕГЕИ по региональной геологии, 1948.
5. В.А. Ярмолюк. Протерозой Алданской плиты. Мат. по геологии полезных ископаемых Дальнего Востока, 1946.

ON THE AGE OF ROCKS OF THE ALDAN SHIELD

*V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
Academy of Sciences, USSR, Moscow and Chair of Geochemistry
of the M.V. Lomonosov Moscow State University*

18 determinations of the absolute age of uranium — thorium minerals of the Aldan Shield are given.

The existence of most ancient intrusive formations in the core of the shield is proved, the age of which is from 2200 to 2700 mln. years.

An intensive volcanism is noted near the edge and along its periphery about 1140 ± 50 and 650 ± 50 mln. years ago. At the same time in the same regions on a number of investigated minerals the influence of a later metamorphism in the Paleozoic and Mesozoic is distinctly discerned, the result of which is a strong lowering of age values obtained according to Pb/U and Pb/Th, which is stipulated by the migration of the radiogenic lead.

О ВОЗРАСТЕ ПЕГМАТИТОВ СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА*

По существующим геологическим представлениям о строении Алданского щита толщи пород, слагающие юго-восточное его обрамление, относящиеся к так называемому становому комплексу (тектоническая зона хр. Становика-Джугджура), почти единодушно считаются протерозойскими, т.е. образованиями заведомо более юными, чем толщи архея, слагающие сам Алданский щит [3, 4, 7, 11, 12, 14].

Обоснованием такого возрастного расчленения являются следующие главные соображения.

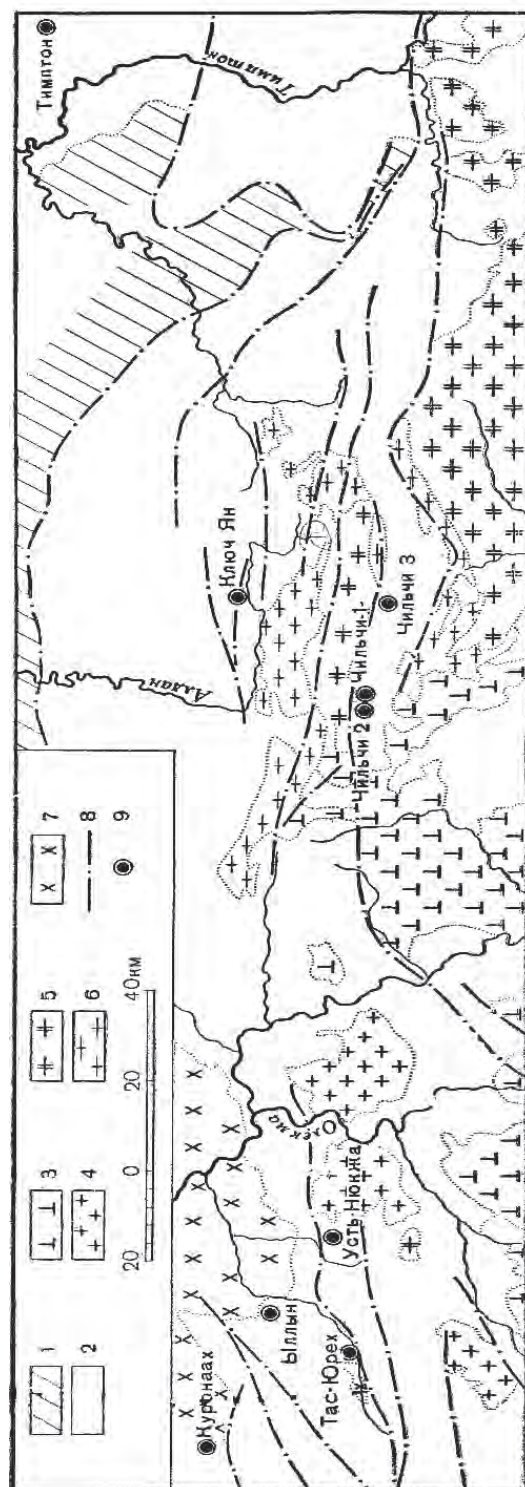
По своему составу толщи станового комплекса, представленные преимущественно биотит-роговообманковыми и двуслюдяными гнейсами, существенно отличны от пород наиболее близкой толщи по времени образования джалтулинской серии — самой верхней серии Алданского щита, слагаемой биотит-гранатовыми и пироксен-биотитовыми гнейсами с многочисленными пропластками мраморов и кальцифиров.

Если архейские структуры Алданского щита имеют четко выраженное субмеридиональное простирание — тектонический рисунок, характерный для древнейших участков земной коры, то для всей зоны Становика-Джугджура типично широтное простирание. Таким образом, структуры станового комплекса явно срезают архейские структуры Алданского щита.

В отдельных случаях, как, например, в верховьях р. Алдан, среди складчатого обрамления щита как бы сохраняются отдельные блоки архея с типичным северо-северо-западным простиранием складок. Это срезание северо-западных структур подчеркивается широтной зоной мощных диафоритов (брекчированных пород), образующих своеобразный крупный структурный шов по границе Алданского щита и Становой складчатой зоны. Весьма характерна не только общая значительная дислоцированность пород Становой складчатой зоны, но и заметная асимметрия изоклинальных складок, опрокинутых на север, свидетельствующих о существенной роли в тектоническом строении всей провинции моноклиновой плиты Алданского щита, служившей упором при позднейших складчатых движениях.

Существенно различен и состав интрузивных образований в обеих зонах. Для территории собственно Алданского щита характерно появление плагиогранитов,

* Геохимия. 1960. № 5. С. 383-391 Соавторы А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова



Схематическая геологическая карта района Станового хребта
(по данным П. Кораевич, А.Г. Кац и др.)

1 – Юхтинская свита J1; 2 – Становой комплекс Rtz (?); 3 – порфировидные биотитовые граниты; 5 – становые среднелзернистые граниты; 6 – древнестановые гнейсовые граниты; 7 – щелочные гранитоиды анортозиты; 8 – дизъюнктивные нарушения; 9 – места взятия образцов, для которых выполнены определения абсолютного возраста

биотит-амфиболовых и аляскитовых гранитов, метасоматических гранитоидов.

В пределах Станового хребта к наиболее древним интрузиям относятся гнейсовидные и двуслюдяные граниты и анортозиты, появляющиеся также и в районе Джугджура.

Сопоставление пород станового комплекса с верхнепротерозойскими толщами Учуро-Майского района позволило отнести первые к более древним образованиям [12].

Существенную роль в установлении принадлежности интрузий и метаморфических толщ Станового хребта к нижнему протерозою сыграли первые определения абсолютного возраста интрузий, выполненные калий - аргоновым методом по слюде, показавшие значения возраста от 750 до 950 млн. лет [3].

Систематические дальнейшие определения тем же методом возраста пород Станового хр. привели к весьма широкой вариации значений от 2000 до 1000 млн. лет и менее, поскольку в примыкающем районе с юга широко распространены заведомо молодые интрузии мезозойского возраста.

Для более северных районов, собственно Алданского щита, характеризующихся распространением метаморфических пород иенгской серии, в последнее время Э.К. Герлингом (лаборатория геологии докембрия) было получено К/А-методом 34 определения возраста слюд как самих метаморфических пород, так и прорывающих их гранитоидов, пегматитов и метасоматических образований диопсид-флогопитового состава [15, 16]. За исключением двух определений, относящихся к гранитоидам так называемой 2-й группы, и связанному с ними пегматиту, показавших 1700 ± 100 и 1700 ± 50 млн. лет соответственно, все остальные полученные значения возраста находятся в интервале 1830-2100 млн. лет.

Возраст магматизма и ультраметаморфизма, наиболее распространённого в пределах Алданского щита, оказался идентичным эпохе кульминационного магматизма в докембрии, характерного для всей планеты.

Современная неопределённость термина «протерозой», выяснившаяся в результате многочисленных определений возраста в последние годы, с равным успехом применимого для обозначения как верхнерифейских образований возрастом 600 млн. лет, так и метаморфических пород типа криворожской толщи с проблематичным возрастом седиментации 2700-2100 млн. лет, побудила нас провести оценку абсолютного возраста станового комплекса урано-ториево-свинцовым методом по радиоактивным минералам пегматитов, широко представленным в данном регионе.

С этой целью нами были исследованы 11 минералов из коллекции 4-й экспедиции треста аэрогеологии (Копачевич Л.П., Кац А.Г.) из района верховьев рек Алдан и Олекма (см. табл. 1).

В геологическом строении этого района главное участие принимают метаморфические толщи станового комплекса, представленные тремя свитами снизу вверх: свита Зверева, кудуликанская и олдонгситовая. Две нижние свиты представлены главным образом гранато-биотитовыми гнейсами. Свита Зверева преимущественно распространена в юго-восточной части района. Верхняя олдонгситовая свита, представленная биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами, распространена практически в пределах всего района. Породы всех названных свит смяты в складки широтного простирания, образующие в пределах района (см. карту) несколько параллельно вытянутых синклинириев.

Магматическая деятельность характеризуется появлением следующих разновозрастных интрузий, начиная с более древних:

- 1) древнестановые гнейсовидные граниты;
- 2) становые среднезернистые двуслюдяные и порфировидные биотитовые граниты;
- 3) анортозито-щелочные интрузии.

Таблица 1
Значения абсолютного возраста минералов пегматитов Станового хребта

№ образца	Количество обр.	Место взятия образца	Минерал	Содержание в вес. %				Изотопный состав свинца					Значения возраста в млн. лет.				Принятое значение возраста
				Pb	U	Th		Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸			$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$	
1	Вит. 4	Урочище Кураонах	Ортит	0,027		0,325		0,08	5,71	1,68	92,53		1660				1600
2	Вит. 16	р. Ыльын	Ортит	0,094	0,002	1,37		0,025	0,93	0,56	97,49		1860	3870(?)	2680(?)		1430
3	Вит. 12	Тас-Юрех	Ортит	0,086	0,005	1,20		0,039	2,58	0,80	96,58		1660	2050	1840		1470
4	Вит. 3	»	Циркон	0,008	0,019	0,08		0,10	66,92	9,22	23,76		1940	1980	1820		430
5	Вит. 2	»	Монацит	0,40	0,028	8,80		0,004	1,44	0,21	98,35		1800	1360	1510		980
6	Вит. 6	Усть-Нюкка	Монацит	0,33	0,035	8,17		0,005	1,37	0,22	98,41		1800	860	1055		1900±100
7	Вит. 10	Чильчи 1	Ортит	0,09		1,22		0,03	2,40	0,67	96,90		1840				1530
8	Вит. 15	Чильчи 2	Монацит	0,57	0,049	8,52		0,015	2,87	0,51	96,60		1670	1980	1860		1390
9	Вит. 9	Чильчи 3	Монацит	0,665	0,044	8,84		0,002	2,40	0,31	97,29		1960	2280	2100		1580
10	Вит. 1	Ключ Ян	Ортит	0,088	0,082	1,26		0,044	17,08	2,45	80,43		1800	1210	1420		1200
11	Вит. 19	р. Тимптон	Ортит	0,040	0,015	0,44		0,046	14,40	2,31	83,25		1940	2280	2100		1580

П р и м е ч а н и я :

1. Содержание свинца определялось методом изотопного разбавления с ошибкой ±1%.

2. Содержание урана и тория определялось радиохимически. В образцах вит. 4, вит. 10 содержание урана весьма низкое (менее 0,001%). Из-за отсутствия достаточного количества материала более точное определение урана не производилось. В связи с этим значения возраста по Pb^{206}/U^{238} и Pb^{207}/U^{235} для этих образцов нами не вычислялось.

3. При вычислении возраста вносились поправки на содержание обыкновенного свинца следующего изотопного состава: $Pb^{206}/Pb^{204}::Pb^{207}/Pb^{204}::Pb^{208}/Pb^{204}=17,0:15,5:36,6$

4. При вычислении возраста использовались следующие константы: $\lambda_{U^{238}}^{238} = 1,54 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹, $\lambda_{U^{235}}^{235} = 9,72 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹, $\lambda_{Th^{232}}^{232} = 4,987 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹, $U^{235}/U^{238} = 1/137,8$

Возраст анортозито-щелочных интрузий до последнего времени представлял наибольшую загадку, так как эти интрузии параллелизовались то с древнестановыми гранитоидами, то с мезозойским вулканизмом.

Весьма важной металлогенической особенностью района является широкое распространение биотит-мусковитовых ортитовых пегматитов, содержащих в отдельных случаях циркон и монацит. Появляясь среди различных метаморфических пород района вблизи активных контактов всех перечисленных выше интрузий — эти пегматиты ранее соответственно рассматривались как образования, генетически связанные с разными типами интрузий протерозойского возраста (4, 7]. Однако исключительное сходство минерального состава всех изученных пегматитов вне зависимости от их территориального положения и близости той или иной интрузии скорее указывало на единство их происхождения. Это подчеркивалось характерным линейным размещением пегматитов, приуроченных к зонам крупных региональных разломов широтного простирания.

Последнее в значительной степени подтвердили и геохимические исследования радиоактивных минералов. Действительно, как это показывают результаты определения урана и тория (табл. 1), для всех без исключения пегматитов и присутствующих в них минералов, будь то ортит, циркон или монацит, характерна совершенно ничтожная распространённость урана — на 1,5-2 порядка уступающая распространённости тория.

Как это следует из табл. 2, 3, 4, соотношение этих компонентов в минералах пегматитов Станового хребта, удивительно постоянное для всего рассматриваемого региона, резко тем не менее отлично от соотношений тех же компонентов в аналогичных минералах других районов СССР.

Таким образом, уже эти предварительные данные указывали на вероятную одновременность образования всех исследованных пегматитов и их заведомо более поздний возраст, чем возраст метаморфических пород станового комплекса.

Весьма существенным дополнительным выводом, следующим из данных, приведённых в табл. 2, 3, 4, является совершенно особое геохимическое отличие всей провинции Станового хребта — сравнительно высокая торийность при исчезающе малой распространённости урана.

Рассмотрение данных таблиц показывает, что для подавляющего большинства минералов вне зависимости от их состава отмечается общая тенденция в расхождении значений возраста по разным изотопным отношениям. Эта тенденция может быть, грубо говоря, выражена следующей принципиальной последовательностью получаемых значений возраста:

$$T \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}} \gg T \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{238}} \sim T \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} > T \frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}}$$

Именно то, что подобные соотношения в равной степени характерны как для монацитов, так и для ортитов и циркона, указывает на региональные причины подобного эффекта, а не на индивидуальные особенности отдельных изученных минералов. Иначе говоря, подобное смещение изотопных соотношений, по-видимому, является следствием единого процесса, обусловившего идентичные изменения разных минералов.

Что же это за процесс?

Исследование трёх различных минералов из одной и той же жилы (табл. 1, обр. 3, 4, 5) и два образца, дающие наиболее совпадающие значения возраста по разным изотопным отношениям (табл. 1, обр. 9, 11), определённо указывают на то, что истинный абсолютный возраст пегматитовых жил Станового хребта лежит в пределах 1900 ± 100 млн. лет.

Таблица 2
Усреднённые значения содержания урана и тория в монацитах Станового хребта и других районов СССР [1, 9, 10, 5, 6, 8]

Наименование региона	Возраст в млн. лет	Число минералов, по которым выведено среднее	Содержание в вес. %		Отношение Th/U
			уран	торий	
Становой хребет (данная статья)	1900	4	0,039±0,01	8,52±0,35	220
Украина (Чудново-бердичевские гранитоиды) [1,10]	2100	5	0,7	4,7	7
Украина (Кировоградские гранитоиды) [1,9]	1900	14	0,45	6,95	15
Украина (Чарнокитовая формация) [1,10]	1800	8	0,1	9,3	93
Карелия, Беломорье [5]	1900	4	0,34	5,12	15
Прибайкалье, Слюдянка [6]	550	1	0,15	8,3	55
Центральный Казахстан [8]	320	3	0,074	5,05	70
» »	320	1	0,11	0,91	8
КНР, Внутренняя Монголия (в печати)	1800	2	0,16	8,00	50

Таблица 3
Усреднённые значения содержания тория и урана в ортитах Станового хребта и других районов СССР [1, 5, 6, 15]

Наименование региона	Возраст в млн. лет	Число минералов, по которым выведено среднее	Содержание в вес. %		Отношение Th/U
			уран	торий	
Становой хр. (данная статья)	1900	6	0,001- 0,08	0,3-1,3	300-16
Центральная Украина [1]	2700	3	0,03	1,00	33
Карелия, Беломорье [5]	1900	3	0,17	1,45	9
Таймыр [5]	300	2	0,02	1,8	90
Антарктида [15]	1200	1	0,011	1,5	150
Прибайкалье, Слюдянка [6]	550	1	0,015	1,32	90

Таблица 4
Усреднённые значения содержания урана и тория в цирконах Станового хребта, Украины и Прибайкалья, [2, 6]

Наименование региона	Возраст в млн. лет	Число минералов, по которым выведено среднее	Содержание в вес. %		Отношение Th/U
			уран	торий	
Становой хр. (данная статья)	1900	1	0,02	0,08	40
Центральная Украина (рапакиви) [2]	1750	6	0,05	0,03	0,06
Прибайкалье, Слюдянка [6]	550	1	0,126	0,026	0,2

Это также подтверждается тем, что по отношению Pb^{207}/Pb^{206} , наименее зависящему от частичной потери урана и свинца в течение жизни минерала, значение возраста почти всех изученных минералов, за исключением двух случаев (табл. 1, обр. 3, 8) падает на тот же интервал геологического времени.

Следует отметить, что упомянутые исключения сравнительно недалеко отстоят по отношению Pb^{207}/Pb^{206} от остальных образцов.

Искажения в значениях возраста по другим изотопным отношениям, как, например, по Pb^{206}/U^{238} и Pb^{207}/U^{235} , выражаются либо в существенном уменьшении цифры возраста, либо в небольшом превышении, как правило, отмечающемся в образцах с ничтожным содержанием урана.

По отношению Pb^{208}/Th^{232} во всех без исключения случаях отмечалось значительное уменьшение цифры возраста, иногда в четыре раза по сравнению с истинным.

Подобная последовательность в полученных значениях возраста по разным изотопным отношениям в общем виде оказывалась характерной для всех радиоактивных минералов. Однако абсолютная величина искажения цифры возраста серьёзно варьировала для разных минералов. Так, например, для ортита из пегматита Тас-Юрех (табл. 1, обр. 3) эти отклонения оказались минимальными, для циркона из той же жилы значения возраста по Pb^{206}/Pb^{207} , Pb^{206}/U^{238} и Pb^{207}/U^{235} практически совпали, в то время как по Pb^{208}/Th^{232} значения возраста уменьшились в четыре раза по сравнению с истинным. А для монацита все четыре значения возраста образовали последовательный ряд (в порядке уменьшения от 1800 до 980 млн. лет)

$$T \frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} > T \frac{Pb^{207}}{U^{235}} > T \frac{Pb^{206}}{U^{238}} > T \frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$$

Единственно возможным, с нашей точки зрения, объяснением подобного эффекта является частичная потеря урана и главным образом свинца минералами при позднейших явлениях метаморфизма данного региона.

Действительно, внимательный анализ полученных цифр возраста убедительно показывает, что максимальные отклонения значений возраста характерны для Pb^{208}/Th^{232} , т.е. для того отношения, в знаменатель которого входит число атомов тория — элемента наименее склонного к миграции при явлениях гидротермального метаморфизма по сравнению с ураном и свинцом.

Если допустить, что происходила потеря только одного свинца (без преимущественного удаления каких-либо из его изотопов), то получающиеся значения возраста по Pb^{206}/U^{238} и Pb^{208}/Th^{232} были бы почти идентичны и несколько ниже, чем по Pb^{207}/U^{235} .

Это хорошо иллюстрируется табл. 5, в которой даётся расчёт получаемых значений возраста, образовавшегося 1800 млн. лет назад, минералом при потере им, 800 млн. лет назад, радиогенного Свинца.

Нетрудно заметить, что образцы 6,10 из табл. 1 довольно хорошо отвечают этой зависимости и, возможно, указывают на действительно имевший место метаморфизм около 900 млн. лет назад.

Более сложно объяснить резких расхождений значений возраста по Pb^{206}/U^{238} и Pb^{207}/U^{235} — с одной стороны и по Pb^{208}/Th^{232} — с другой. В этом случае приходится допускать вероятность потери как свинца, так и урана минералом, на что уже ранее указывалось в литературе [5, 5а]. Действительно, как это было получено экспериментально, уран из целого ряда радиоактивных минералов выщелачивается гораздо более эффективно, чем торий.

Таблица 5
Искажение значений возраста урано-ториевого минерала,
образовавшегося 1800 млн. лет назад и утратившего различные количества
радиогенного свинца (800 млн. лет назад)

Потери свинца (в %) 800 млн. лет назад	Искажение значения возраста в результате потери свинца			Потери свинца (в %) 800 млн. лет назад	Искажение значения возраста в результате потери свинца		
	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²		Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²
0	1800	1800	1800	60	1220	1320	1205
10	1710	1730	1705	70	1120	1210	1105
20	1650	1660	1605	80	1015	1090	1005
30	1520	1590	1505	90	910	960	900
40	1420	1505	1405	100	800	800	800
50	1320	1415	1305				

Поскольку растворимость свинца и урана в одних и тех же условиях может быть существенно различна (так, например, в щелочно-углекислых растворах уран должен мигрировать успешнее, чем свинец, а в хлоридно-натровых — наоборот), то и возникающие типы аномалий значений возраста можно соответственно дифференцировать.

Обращает на себя внимание систематическое увеличение значений возраста по Pb²⁰⁶/U²³⁸ и Pb²⁰⁷/U²³⁵ для ортитов в тех случаях, если значение возраста по Pb²⁰⁸/Th²³² сравнительно высокое (табл. 1, обр. 2 и 3). Одной из возможных причин этого является преимущественная потеря ортитом урана при метаморфизме по сравнению со свинцом.

Кстати, это, пожалуй, единственное возможное объяснение различий в размерах искажений значений возраста для разных минералов одной жилы (табл. 1, обр. 3, 4, 5). Действительно, ортит — в нашем случае митамиктная его разновидность — в гораздо большей степени, чем циркон или монацит, отличался способностью к потере как урана, так и свинца, особенно первого из них. Это должно было привести к той последовательности получаемых значений возраста, которую мы и наблюдаем для образца ортита из пегматита Тас-Юрех (табл. 1, обр. 3).

$$T \frac{Pb^{207}}{U^{238}} > T \frac{Pb^{207}}{U^{235}} \gg T \frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} \geq T \frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$$

Для циркона и монацита — минералов, в которых в силу их кристаллической структуры положение тория и отчасти урана гораздо более прочно, эффект селективной потери свинца наиболее отчетлив.

Последнее представляет, с нашей точки зрения, весьма важное обстоятельство, а именно: полученное минимальное значение возраста по Pb²⁰⁸/Th²³² для одного из изученных минералов данной ассоциации является максимальным пределом возраста наиболее юного этапа метаморфизма горных пород района.

Поскольку, как это уже ранее указывалось, для южных участков изученного района характерно появление мезозойских интрузий, мы склонны объяснить существующие расхождения в полученных значениях возраста по разным изо-

топным отношениям влиянием как позднепротерозойского вулканизма, имевшего место около 900 млн. лет назад, так и мезозойского метаморфизма, действительно более юного, нежели полученное минимальное значение возраста по $\text{Rb}^{208}/\text{Th}^{232}$ для циркона (табл. 1, обр. 4).

ВЫВОДЫ

Наиболее вероятным значением возраста пегматитов Станового хребта является 1900 ± 100 млн. лет, т.е. эти пегматиты разновозрастны с магматическими проявлениями в Алданском щите. Это бесспорно доказывает архейский возраст метаморфических пород станового комплекса.

Метаморфические породы Станового комплекса оказываются синхронными кристаллическим породам криворожской серии Украинского щита, курской серии Воронежского массива, карелидам Балтийского щита и т.д. Это, естественно, не решает вопроса о возрастных соотношениях метаморфических комплексов Станового хребта и Алданского щита, являющихся предметом наших продолжающихся исследований.

Особый интерес представляет вывод о метаморфизме изученных минералов, подвергшихся существенному изменению в результате неоднократного позднейшего метаморфизма. Активная роль в этом мезозойского магматизма весьма вероятна, поскольку нижним пределом абсолютного возраста наиболее юного метаморфизма оказывается 430 млн. лет.

*Поступила, в редакцию
12 мая 1960 г.*

ЛИТЕРАТУРА

1. А.П. Виноградов, А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Л.К. Гаврилова, О.Н. Кропотова, К.Г. Кнорре, В.А. Стенько. Возраст докембрийских пород Украины. Тр. 5-ой сессии комис. по определению абсолютн. возраста геологических формаций, 1958.
2. А.П. Виноградов, А.И. Тугаринов, В.А. Федорова, С.И. Зыков. Возраст докембрийских пород Украины. Геохимия, № 7, 1957.
3. Ю.А. Дзевановский. К геологии западного обрамления Алданского щита. Бюллетень ВСЕГЕИ, № 1, 1958.
4. Г.М. Другова, Л.В. Климов, М.Д. Крылова, Д.А. Михайлов, Н.Г. Судовиков, З.Г. Ушакова. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. Тр. ЛАГЕД, вып. 8, 1959.
5. К.К. Жиров, С.И. Зыков, В.В. Жирова и Н.И. Ступникова. Влияние процессов гидротермального изменения на определение возраста по радиоактивным минералам. Геохимия, № 8, 1957.
- 5а. К.К. Жиров, Ю.М. Арташов, М.И. Волобуев, В.В. Жирова, К.Т. Кнорре, Н.И. Ступникова, В.А. Стенько, В.Е. Тихонов, В.А. Аракелян. О возрасте Таракской интрузии Енисейского кряжа. Тр. 6-ой сессии комис. по определению абсолютн. возраста геологических формаций, 1960.
6. В.В. Жирова, С.И. Зыков, А.И. Тугаринов. О возрасте пегматитов Слюдянского района. Геохимия, № 7, 1957.
7. А.Т. Кац, С.П. Стоянов, А.С. Киселев, А.А. Раузер, Т.П. Гридасова. Геологическое строение и полезные ископаемые района верхнего течения р. Алдан, Чульман, Чильчи и Нижней Лярбы. Фонды ВАГТ, 1957.
8. Л.В. Комлев, С.И. Данилевич, К.С. Иванова, С.И. Зыков, Г.Н. Кучина, А.Д. Михалевская, М.С. Филиппов. О возрасте некоторых редко-металльных гранитных интрузий Центрального Казахстана. Геохимия, № 8, 1957.

9. Л.В. Комлев, С.И. Данилевич, К.С. Иванова, Г.Н. Кучина, В.Г. Савоненков, М.С. Филиппов, М.С. Чупахин. О возрасте гранитов Кировоград-Житомирского магматического комплекса Украины. Тр. 5-ой сессии комис. по определению абсолютн. возраста геологических формаций, 1958.
10. Л.В. Комлев, С.И. Данилевич, К.С. Иванова, А.Д. Михалевская, М.С. Филиппов, М.С. Чупахин. О возрасте чернокитов и чудново-бердичевских гранитов Украины. Тр. 5-ой сессии комис. по определению абсолютн. возраста геологических формаций, 1958.
11. Е.М. Лазько. Протерозой Алданской плиты, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.
12. Л.И. Салоп. Стратиграфия докембрия. Геологическое строение СССР 1, М., 1958.
13. Н.Г. Судовиков. Использование аргонового метода в Карелии и на Алдане. Тр. ЛАГЕД, вып. 9, 1960.
14. Н.Г. Судовиков, М.Д. Крылова, А.Н. Неелов. К вопросу об абсолютном возрасте архея Алданского щита. Тр. ЛАГЕД, вып. 9, 1960.
15. А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, В.В. Жирова, К.Г. Кнорре. О возрасте древнейших пород Антарктиды. Геохимия, № 6, 1959.
16. Н.С. Шпак, В.И. Гольденберг, С.В. Нужнов, В.А. Самозванцев. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта СССР, М. 1 : 1000 000. Лист 0-53 (Нелькан). М., 1959.

ON THE AGE OF PEGMATITES OF THE STANOVoi COMPLEX

*V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
 Academy of Sciences, USSR,
 Moscow Department of Geochemistry, Moscow State University*

In the article are given results of age determination with the aid of the lead-uranium-thorium-method of 11 minerals (orthite, zircon, monazite) from pegmatites cutting metamorphous rocks of the Stanovoi complex in the area at the Stanovoi mountain range

Typical of all 11 determinations is one and the same succession of the age values being obtained according to different isotopic ratios:

$$T \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}} \geq T \frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}} \sim T \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} > T \frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}}$$

The conclusion is drawn that a relatively constant age value, being obtained according to $\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}}$, equalling 1900 ± 100 mln. years, and, coinciding with the values obtained with the aid of the argon-potassium method on micas, is the most probably true age of pegmatites of the Stanovoi mountain range.

The minimum age value obtained according to $\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}}$ equalling 430 mln years indicates the lower limit of the youngest period of metamorphism.

О ВОЗРАСТЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ*

А.П. Карпинский впервые ещё в 1888 г. высказал предположение, что под палеозойским чехлом пород Русской равнины залегают кристаллические породы, аналогичные обнажающимся в Карелии и Криворожье.

Первое косвенное подтверждение эти взгляды получили после обнаружения железистых кварцитов Курской магнитной аномалии (КМА) при помощи магнитометрических исследований.

В настоящее время проведённое почти на всей площади Русской платформы глубокое опорное бурение позволило вскрыть в 200 скважинах кристаллические породы фундамента, под которыми мы подразумеваем метаморфические и интрузивные породы, с резким угловым несогласием перекрытые верхнедокембрийскими слабо метаморфизованными осадочными комплексами иотния, сердобской или валдайской серий (по Б.С. Соколову и Ю.К. Дзевановскому, 1957). Только в центральных частях Прибалтийского и Днепровско-Донецкого прогибов глубина залегания поверхности фундамента оказалась превышающей глубину скважин, поэтому и информация об этих участках до сих пор отсутствует.

Полученный (хотя и весьма ограниченный) каменный материал в виде керна послужил предметом как петрографических исследований, так и определений абсолютного возраста кристаллических пород фундамента.

Определение абсолютного возраста пород фундамента Русской платформы представляло значительный интерес для выяснения общности его строения с Украинским и Балтийским щитами и выявления возможного юного протерозойского магматизма в интервале между временем формирования наиболее поздних интрузий Балтийского и Украинского щитов (рапакиви — 1700 млн. лет назад) и кембрием.

Н.С. Шатский (1946), характеризуя основные черты строения Русской платформы, писал, что «основание платформы неоднородно и представляет собой совокупность складчатых систем различного докембрийского возраста».

Вслед за А.Д. Архангельским (1937) Н.С. Шатский особое значение придавал системе карелид, рассматривая её как крупную область протерозойской складчатости, которая связывала Украинско-Воронежский и Свекофенпский древние массивы и образовала, в частности, в районе Русской платформы, на месте современной Московской синеклизы, зоны широтного простиранья. Отмечая совпадение в каледонское время области краевого прогиба на юго-восточном обрамлении Балтийского щита с зоной карелид, Н.С. Шатский, тем не менее, считал, что «нет явного унаследования послекембрийскими молодыми структурами древних структур основания».

Проведённое в последние годы детальное петрографическое исследование кернового материала скважин опорного бурения на платформе (Педашенко, 1958; Варданыц, 1957, 1958), в районе Второго Баку (Флоренский и Лапинская, 1952, 1954; Веселовская и Карпов, 1958), в районе КМА (Доброхотов, 1958) позволило структурно подразделить фундамент платформы и дать предварительную оценку генезиса и возраста отдельных выделенных структур.

Так, Л.А. Варданыц (1957) предлагает трёхчленное деление фундамента платформы, относя к нижнему структурному ярусу гнейсы и гранито-гнейсы основания

* Международный геологический конгресс: XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М., 1960. С. 132-148. Соавторы: А.И. Тугаринов, К.Г. Кнорре, Е.В. Бибилова, В.И. Лебедев

проблематично архейского возраста, к среднему — свиты Второго Баку, представленные парагнейсами и железорудными сланцами, и к верхнему — комплекс пород КМА. Далее следует иотнийский комплекс осадочных пород, которые, по существу, оказываются основанием позднейшего осадочного чехла платформы.

К наиболее древним архейским интрузиям Л.А. Варданыц относит габброиды и граниты западной части платформы (Белорусский выступ). На особое положение этой структуры, претерпевшей значительное и непрерывное поднятие с докембрия, указывает также Г.Е. Дикенштейн (1958). К нижнему протерозою Л.А. Варданыц относит габбро-нориты Татарского свода и микроклиновые граниты выделяемого им. Воронежско-Выборгского массива.

Ещё более юными, верхнепротерозойскими, считаются рапакивиобразные граниты побережья Финского залива и обнажающиеся вдоль Допа, близ Воронежа (сел. Русская Буйловка), впервые описанные В.Н. Лодочниковым в 1927 г. Однако В.И. Лучицкий ещё в 1939 г. решительно возражал против отнесения к серии рапакиви сиенито-гранитов Воронежской глыбы, как он её называл.

Помимо этого, Л.А. Варданыц (1957), как ранее и В.П. Флоренский (1953), и М.М. Веселовская, и П.А. Карпов (1958), отмечал широкое развитие пород метасоматического облика, генетически связанных с калиевым метасоматозом. Эти породы представлены микроклинизированными биотитовыми мигматитами, развивающимися по любым породам.

Возраст и генезис подобных образований неясны, хотя по времени они явно более юные, чем все главные интрузивные массивы платформы. Особенно широко они распространены в районе Токмовского поднятия.

Для района КМА М.Н. Доброхотовым (1958) была предложена стратиграфическая схема, близкая к представлениям Л.А. Варданыца и принципиально не отличающаяся от принятой в последнее время схемы для близкого по строению района — среднего Приднепровья Украинского щита.

Наиболее древними породами этого района являются гнейсы и мигматиты, содержащие пропластки железистых кварцитов, слагающие нижний структурный ярус. Выше следуют метабазиты михайловской серии и песчаники, филлитовидные сланцы, железистые кварциты, доломиты и туфы курской серии, выступающей в роли аналога криворожской серии Украинского щита. М.Н. Доброхотов выделяет два главных типа интрузий: с одной стороны, домихайловские, архейские плагиоклазовые граниты — Соколовские и другие и, с другой стороны, более юные микроклиновые граниты, дающие активные контакты с породами верхнего структурного яруса.

Оба типа гранитов вызывают обширную мигматизацию гнейсов нижнего структурного яруса и сланцев курской серии.

Аналогичные возрастные соотношения между плагиоклазовыми гранито-гнейсами и микроклиновыми ганитоидами (более южными) отмечали и для кристаллических пород Башкирии В.П. Флоренский и Т.А. Лапинская (1953).

Исходя из этих сложившихся геологических представлений об особенностях строения цоколя Русской платформы, мы поставили перед собой в качестве главной задачи попытку корреляции интрузий и метаморфических комплексов различных районов фундамента Русской платформы и сопоставления их с ранее датированными аналогичными толщами и интрузиями Балтийского и Украинского щитов. Главным методом решения этой задачи было установление абсолютного возраста пород кристаллического основания Русской платформы.

Задача осложнялась ограниченностью каменного материала и, за исключением нескольких выходов пород в районе Среднего Дона, полным отсутствием естественных обнажений.

Огромную помощь при получении каменных материалов нам оказали Научные сотрудники: ВНИГНИ — М.М. Веселовская, Нефтяного института — В.С. Князев, заведующий лабораторией осадочных пород ГЕОХИ доктор геолого-минералогических наук А.Б. Ронов и сотрудник Курской геологоразведочной партии Б.Д. Клагитш.

Поскольку полученные образцы не превышали по весу 100-200 г и среди них не оказалось рудных или пегматитовых образований, свинцово-урано-ториевый метод определения возраста, естественно, применён быть не мог.

Все определения проводились только калиево-аргоновым методом по мономинеральным фракциям слюды или по породам целиком. В связи с отсутствием контроля полученных данных другими методами нам приходилось обращать особенно серьёзное внимание на качество образцов, зачастую оставлявших желать много лучшего. Поскольку в ряде скважин была вскрыта только кора выветривания фундамента, а в других породы оказались сильно метаморфизованными, мы вынуждены были отказаться от их использования. В отдельных случаях, за неимением лучшего, анализировались сомнительные образцы, что каждый раз отмечается нами при интерпретации данных.

В связи с этим следует напомнить, что аналогичные исследования погребённого докембрийского фундамента Канады (Burwash, 1957) были основаны исключительно на определениях калиево-аргоновым методом возраста усреднённых проб пород, а не мономинеральных фракций и дали, тем не менее, весьма интересные результаты.

Ниже мы приводим перечень исследованных образцов пород и результаты проведённых исследований (табл. 1.).

Полученные данные, явно недостаточные для суждения о столь обширной территории, заставляют нас крайне осторожно отнестись к ним также и потому, что некоторые намечающиеся выводы находятся в явном противоречии с существующими представлениями о строении докембрийского фундамента Русской платформы. Тем не менее, даже весьма осторожная интерпретация полученных результатов позволяет сделать некоторые, хотя и предварительные, но существенные выводы.

Прежде всего район КМА, его основание, выделяется как один из наиболее древних участков фундамента Русской платформы. Так, подстилающие михайловскую серию гнейсы практически одновозрастны с древнейшими днепровскими гнейсами и мигматитами Украинского щита.

В отличие от Украинского щита, где гнейсы почти всегда, настолько метаморфизованы в результате внедрения кировоградских и токовских гранитоидов, что по калий-аргоновому методу дают близкие этим гранитам значения возраста (около 2000 млн. лет), — гнейсы КМА оказываются гораздо менее метаморфизованными в позднейшие интрузивные циклы и сохраняют «первоначальное» отношение Ar/K . Аналогичное различие степени метаморфизма под влиянием разновозрастных интрузий показывают и недислоцированные породы железорудных толщ КМА.

Самые верхние овиты курской серии имеют значения отношений Ar/K (табл. 1, № 2), идентичные с наиболее ранними послекурскими диоритами, имеющими возраст ~2200 млн. лет (табл. 1, № 3).

Два других типа интрузий заметно более юные. При этом микроклиновые граниты приближаются по возрасту (1550 млн. лет) к наиболее юным интрузивным гранитоидам восточной части Русской платформы. Это подтверждается четырьмя определениями абсолютного возраста, выполненными Н.И. Полевым (личное сообщение) для розовых микроклиновых гранитов, жильных образований и слюды в железистых кварцитах средней свиты курской серии (рис. 1.).

Проведённые определения убедительно подчёркивают сходство этапов формирования КМА и Криворожья и приемлемость стратиграфической схемы, предложенной для КМА М.Н. Доброхотовым (1958).

Таблица 1
Абсолютные возрасты пород кристаллического основания
Русской платформы

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Краткая петрографическая характеристика анализированной породы	Что анализировалось	Содержание		Возраст* в млн. лет	Примечания
					К в %	Аг в $\text{cm}^3/2 \cdot 10^{-4}$		
1	У-77/4	Город Губкин, структурная скважина 2058, глубина 314 м	Биотито-плаггиоклазовый гнейс. В целом порода очень свежего облика. Кварц и плаггиоклаз вторичными изменениями не затронуты. Биотит слегка пиритизирован, к нему приурочены выделения апатита	Биотит	3,87	7,4	2500	Сохранность хорошая
2	У-79/1	Город Губкин, скважина 117, глубина 216 - 220 м	Биотито-мусковитовый сланец, залегающий внутри известняков верхней свиты курской серии. Сланец очень свежего облика, без вторичных изменений	Биотит-мусковитовый сланец	3,55	5,36	2200	
3	У-78/1	Город Губкин, скважина 2002, глубина 121 м	Диорит-сyenит. Главные минералы: плаггиоклаз (олигоклаз), микролин, амфибол, биотит. Обилие акцессориев — циркона, сфена, приуроченных к выделениям биотита. Биотит вторичными изменениями не затронут, но несёт на себе следы катаклаза	Биотит	3,24	5,12	2230	
4	У-77/2	Город Губкин, структурная скважина, 2052, глубина 171 м	Плаггиоклазовый гранито-гнейс со следами мигматизации. Из тёмноцветных минералов — биотит и амфибол. Обилие акцессориев — апатита, сфена, циркона, приуроченных к выделениям тёмноцветных минералов. Из вторичных изменений — микроклинизация и окварцевание. Биотит свежий	Биотит	2,3		2050	
5	У-77/3	Город Губкин, структурная скважина 2057, глубина 139,8-140 м	Гранит плаггиоклазо-микролиновый. Из тёмноцветных минералов — биотит, несколько хлоритизированный по краям. Из акцессорных минералов — апатит. Микролин свежий, плаггиоклаз несколько серицитизирован	Гранит				
6	У-79/4	Город Губкин, скважина 114, глубина 245 м	Биотито-мусковитый сланец, подстилающий железорудные отложения Курской серии. Сланец свежего облика, без вторичных изменений	Биотит-мусковитовый сланец	3,75	6,33	2270	

Таблица 1 (продолжение)

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Краткая петрографическая характеристика анализированной породы	Что анализировалось	Содержание		Возраст* в млн. лет	Примечания
					К в %	Ag в см ³ /г·10 ⁻⁴		
7	У-50/1	Русская Буйловка, левый берег Дона в 15 км к югу от Павловска	Сиенит-гранит. Главные минералы: олигоклаз, микролин, кварц, амфибол, незначительное количество биотита. Обилие акцессориев — сфена, циркона, апатита. Биотит несёт следы катаклаза, местами несколько хлоритизирован по краям, в нём включения циркона	Биотит	5,45	7,56	2080	Сохранность хорошая, всё же возможно некоторое занижение цифр возраста
8	У-77	Пинск, скважина	Амфиболо-биотитовый гранит. Главные минералы: олигоклаз, микролин, кварц, биотит, роговая обманка. Обилие акцессориев — сфена, апатита, циркона. Биотит очень свежего облика, но содержит много акцессориев с плеохроичными двориками вокруг них	Биотит	3,14	3,58	1820	
9	У-41	Скв. Туймаза, глубина 1806,8 м	Микролиновый гранит очень свежего облика	Микролин	6,51	7,20	1800	
10	У-19	Скважина Порецкая, восточный склон Токмовского поднятия, глубина 1453 - 1455 м	Амфиболо-биотито-платиоклазовый гнейс. Из акцессорных минералов — в незначительном количестве апатит. Все минералы очень свежего облика, никаких следов вторичных изменений не наблюдается	Гнейс	2,46	2,88	1870	Сохранность хорошая
11	У-25	Скважина Прангли, глубина 78,4 - 81 м	Биотито-платиоклазовый мигматизированный гнейс. Главные минералы: платиоклаз, кварц, биотит. Из акцессорных минералов — циркон, апатит. Следы микроклинизации. Биотит свежий, но в нём включения радиоактивных акцессориев	Биотит	6,6	7,15	1760	
12	У-1	Скважина Рязька, глубина 1032,6 - 1032,9 м	Биотитовый гранит. Главные минералы: микролин, платиоклаз, кварц, биотит. Все минералы свежего облика. Отдельные листочки биотита окаймлены оторочками хлорита		7,3	7,66	1720	

Таблица 1 (продолжение)

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Краткая петрографическая характеристика анализированной породы	Что анализировалось	Содержание		Возраст* в млн. лет	Примечания
					К в %	Ag в $\text{cm}^3/\text{cm}^3 \cdot 10^{-4}$		
13	У-81	Скважина Юзово-Ишим, глубина 1061,8 м	Песчанник типа шокинского. Главные минералы: микроклин, кварц, плагиоклаз. Сохранность минералов хорошая, никаких следов вторичных изменений	Песчанник	2,3	2,37	1700	Сохранность хорошая
14	У-20	Воробьевка, восточный склон Воронежского массива, глубина 183 - 187,6 м	Биотитовый сланец	Сланец	3,58	3,84	1740	
15	У-98	Минск, скважина глубина 557,8 - 580 м	Биотитовый гранит. Главные минералы: плагиоклаз, ортоклаз, биотит, кварц. Из акцессорных минералов лишь незначительное количество апатита. Биотит представлен в двух генерациях очень свежий	Биотит	4,20	4,02	1630	
16	У-2	Танеевка, скважина, глубина 1057 - 1058 м Восточный склон Такмоковского поднятия	Биотито-плагиоклазовый гнейс со следами гранитизации. Главные минералы: кварц, плагиоклаз, биотит. В незначительном количестве присутствует роговая обманка. Из акцессорных минералов — апатит и циркон	Гнейс	1,31	1,36	1715	
17	У-23	Горький, скважина, глубина 1708 - 1710 м	Биотитовый гранит. Главные минералы: плагиоклаз (альбит-олигоклаз), кварц, биотит. Следы микроклиннизации. Биотит свежий, лишь отдельные листочки окаймлены узкой оторочкой хлорита	Биотит	4,36	4,45	1690	Значение возраста явно занижено, вероятно, 1700 млн. лет
18	У-102	Ненюкса, скважина, глубина 615 - 620 м	Биотитовый гранит. Главные минералы: микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит. Из акцессорных минералов — циркон. Все минералы, кроме биотита, очень сильно серицитизированы. Биотит свежий, расположен в породах линейно	Гранит	3,85	3,47	1550	

Таблица 1 (продолжение)

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Краткая петрографическая характеристика анализированной породы	Что анализировалось	Содержание		Возраст* в млн. лет	Примечания
					К в %	Аг в $\text{cm}^3/\text{г} \cdot 10^{-4}$		
19	У-86	Сталинград, скважина, глубина 1758 - 1771 м	Микроклиновый гранит. Главные минералы: микроклин, альбит, кварц, биотит. Все минералы очень свежего облика	Биотит	6,6	5,38	1450	Сохранность хорошая
20	У-46	Калуга, скважина, глубина 1075,8 - 1076,6 м	Биотито-платиоклазовый микроклинизированный гранито-гнейс. Главные минералы: платиоклаз, кварц, биотит. Большое количество апатита и эпидота, отдельные зёрна циркона. Все минералы очень свежего облика	»	4,57	3,65	1430	
21	У-105	Плавск, скважина, глубина 717 - 718,6 м	Платиоклазовый гранито-гнейс. Главные минералы: кварц, платиоклаз. Порода очень сильно затронута серицитизацией и эпидотизацией	Гранито-гнейс	3,74	2,18	1150	Значение возраста явно занижено, вероятно — 1400 млн. лет
22	У-82	Зубова Поляна, Токмовское поднятие, скважина, глубина 1529 - 1536 м	Кварцево-платиоклазовый гранито- гнейс. Главные минералы — кварц и платиоклаз. Минералы свежего облика, правда, платиоклаз несколько серицитизирован	Гранито-гнейс	0,89	5,55	1200	Возможна ошибка до 10% из-за низкого содержания калия
23	У-103	Усть-Славянск, (Невская), скважина, глубина 269,2 - 272,3 м	Кварцево-микроклиновый прожилок. Кроме микроклина, присутствуют альбит, биотит, апатит. Микроклин очень свежего облика	Микроклин	7,8	6,15	1420	Сохранность хорошая
24	У-83	Котельнич, скважина, глубина 1909,3 - 1907,7 м	Биотито-платиоклазовый гнейс со следами микроклинизации. Биотит заметно хлоритизирован. Платиоклаз свежий, со следами микроклинизации	Полево-шпатовая часть гнейса	3,22	2,5	1400	
25	У-17	Красноозёрск, скважина, глубина 1834 - 1835 м	Биотито-платиоклазо-гранатовый гнейс. Минералы свежие, кроме платиоклаза, слегка серицитизированного	Гнейс	3,86	3,07	1420	

Таблица 1 (продолжение)

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Краткая петрографическая характеристика анализированной породы	Что анализировалось	Содержание		Возраст* в млн. лет	Примечания
					К %	Ag в см ² /г·10 ⁻⁴		
26	У-7	Надеждино, скважина, глубина 2269-2274 м	Диабаз интенсивно микроклинизованный. Из акцессорных минералов — апатит. Минералы заметно затронуты вторичными изменениями — серицитизацией, карбонатизацией	Диабаз	2,35	1,87	1420	Значение возраста, возможно, занижено
27	У-15	Невель, скважина, глубина 920 м	Лейкократовый гранит. Главные минералы: калиевый полевой шпат, кварц, в незначительном количестве биотит. Все минералы заметно изменены. Биотит хлоритизирован по краям, в нём включения радиоактивных акцессориев	Биотит	6,6	3,24	1010	Возможно занижение значения возраста, вероятно — 1300 млн. лет
28	У-100	Невель, скважина, глубина 935 м	Двуслюдяной гранит. Главные минералы: калиевый полевой шпат, альбит, кварц, биотит, мусковит. Все минералы очень свежие. Биотит не затронут вторичными изменениями, но в нём включения радиоактивных акцессориев	Биотит	5,44	3,89	1320	Сохранность хорошая
29	У-21	Поповка Ленинградской обл., скважина, глубина 340,1-340,5 м	Биотитовый гранит. Главные минералы: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, биотит. Минералы заметно серицитизированы и пересечены карбонатными прожилками. Биотит хлоритизирован по краям, в нём включения радиоактивных акцессориев	Биотит	5,70	3,0	1050	Вероятно, занижение значения возраста — 1300 млн. лет
30	У-24	Глазово, скважина, глубина 2200 м	Биотито-плагиоклазовый гранитогнейс. Главные минералы: плагиоклаз, кварц, биотит. Все минералы очень свежего облика, без следов вторичных изменений	Гранитогнейс	2,14	1,58	1340	Сохранность хорошая
31	У-28	Ульяновск, скважина, глубина 1951 м	Биотито-плагиоклазовый гранитогнейс. Все минералы свежие. Из вторичных процессов — окварцевание	«	3,66	2,42	1250	
32	У-93	Красная Поляна, скважина 1, глубина 2640 - 2660 м	Кварцево-плагиоклазовый гранитогнейс	«	3,08	2,27	1370	

Таблица 1 (окончание)

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Краткая петрографическая характеристика анализированной породы	Что анализировалось	Содержание		Возраст* в млн. лет	Примечания
					К в %	Ag в $\text{cm}^3/\text{г} \cdot 10^{-4}$		
33	У-39	Муханово, скважина, глубина 2946 - 2947 м	Микроклиновый гранит. Главные минералы: микроклин, альбит, кварц. Микроклин решетчатый. Все минералы очень свежего облика	Гранит	3,56	2,55	1320	Сохранность хорошая
34	У-Г	Болтаево, скважина, глубина 2342 - 2346 м	Биотито-плаггиоклазовый гнейс. Порода очень свежего облика. Из вторичных процессов — окварцевание	Гнейс	4,05	2,36	1150	
35	У-26	Туймазы, скважина, глубина 1671-1671,5 м	Биотитовый гранито-гнейс. Главные минералы: плаггиоклаз (альбит-олигоклаз), кварц, биотит. Все минералы очень свежие, не затронутые вторичными изменениями	Гранито-гнейс	1,56	7,85	1040	
36	У-29	Сулеево, скважина, глубина 1678,4-1682,4 м	Биотито-плаггиоклазовый гранито-гнейс. Все минералы очень свежего облика	»	2,66	11,35	900	
37	У-107	Скважина Советская, глубина 2107 - 2112 м	Микроклиновый гранит. Главные минералы: микроклин, кварц, биотит. Все минералы представлены двумя генерациями. Обилие аксессуаров, приуроченных к выделениям биотита, монацит, апатит	Биотит	5,00	2,80	1120	
38	У-5	Скважина Пляви-нас, глубина 1029 - 1034 м	Биотито-плаггиоклазовый гнейс, сильно микроклинизированный	Гнейс	5,67	2,36	890	Сильная микроклинизация

* Вычисления производились по константам:

$$\lambda_K = 5,5 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1},$$

$$\lambda_B = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1},$$

$$\frac{K^{40}}{K^{41} + K^{39}} = 1,22 \cdot 10^{-4}.$$

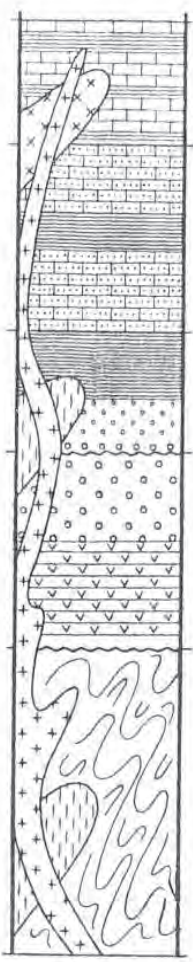
Ярус	Серия	Свита	Тип интрузий	Возраст интрузий	Разрез	Возраст метаморфизованных пород	Породы
Верхний структурный	Курская метаморфическая	Верхняя	Диорит-сиенит	2250 млн. лет		2200 млн. лет	Известняки с прослоями сланцев
		Средняя					Железистые кварциты с прослоями сланцев
		Нижняя					Сланцы двухслюдяные, кварцевые песчаники
	Михайловская (метабозитов)		Микроклиновые граниты	1550 млн. лет		1550 млн. лет	Кварцевые порфиры Амфиболиты
Нижний структурный	Древних гнейсов		Микроклиновые граниты	1550 млн. лет		2500 млн. лет	Гнейсы мигматизированные
			Плагноклазовый мигматит	2050 млн. лет			

Рис. 1. Стратиграфическая схема докембрия Старооскольского района КМА.
Вертикальный масштаб: 1,5 см. — 100 м (По М.Н. Доброхотову и Б.Д. Клагшиш)

Район КМА выглядит как один из древнейших участков докембрия Русской платформы, сравнительно менее метаморфизованный 2000 млн. лет назад, чем даже Украинский щит, и поэтому может сам рассматриваться как одно из древнейших ядер, вокруг которого начиналось формирование платформы в весьма отдалённом докембрии.

Гранитоиды, близкие по возрасту к кировоградским гранитам Украинского щита или пегматитам Беломорья (1800-2000 млн. лет), обнаружены, кроме того, в районе Белорусского выступа (Пинск), Воронежского щита (Буйловка) и Второго Баку (Туймазы). Отсутствие более часто повторяющихся значений подобного воз-

раста, вероятно, связано с интенсивным позднейшим магматизмом в пределах платформы, отсутствовавшим в пределах Украинского и Балтийского щитов.

Следующий магматический цикл датируется 1700 ± 50 млн. лет. С определённой долей вероятности магматические проявления этого времени в пределах платформы следует рассматривать как события, синхронные появлению плутонов рапакиви в краевых зонах сформировавшихся перед этим древних платформ. Таким образом, повсеместно отмеченные значения возраста для гранитоидов (Минск, Яковлево, Ряжск, Танеевка, Ненокса) и особенно для гнейсов и мигматитов (Прангли, Горький, Порецкое, Воробьевка) могут служить доказательством бурной магматической деятельности в этот период в геосинклинальной зоне будущей платформы. Аналогичные данные были получены также А.Я. Крыловым (РИАН) для микроклиновых гранитов Татарского свода (табл. 2.).

Таблица 2
Абсолютный возраст кристаллических пород
восточной части Русской платформы
(по данным А.Я. Крылова)

№ образца	№ скважины	Глубина взятия керна в м	Место взятия образца	Проба	Содержание		Возраст в млн. лет
					К в %	Аг в $\text{см}^3/\text{г} \cdot 10^{-5}$	
9	26	1682	Ташлияр (Татарский свод)	Микроклиновый гранит	6,64	64,8	1650
13	7	2221	Верховская (Сталинградское Поволжье)	Биотитовый сланец	1,51	14,2	1600

Следовательно, плутоны рапакиви — выборгский, новомиргородский и коростенский — следует считать не столько завершением кировоградского магматизма в пределах щитов, сколько отголосками нового цикла бурного магматизма в синклинальных зонах, отделявших Балтийский и Украинский щиты от Курско-Воронежской плиты.

В связи с этим структурная зона Днепровско-Донецкой впадины, возникновение которой обычно связывают с девоном, выглядит как гораздо более древняя подвижная область, заметно отличавшаяся проявленным в ней магматизмом 1700 млн. лет назад и разъединявшая Украинский щит и Курско-Воронежскую плиту. Возможно, не лишены интереса поэтому и данные Э.О. Фотиади (1957) о существовании в районе Полтавы, на «дне» впадины, неизвестных древних свит, выклинивавшихся к краям мульды и интенсивно дислоцированных.

Становление так называемых микроклиновых гранитов, отмеченных главным образом в пределах дна Пачелмского прогиба, относится к следующим проявлениям, датируемым 1300-1400 млн. лет. Единичные полученные значения возраста собственно микроклинизации (Усть-Славянск) относятся к тому же времени. По-видимому, региональная метасоматическая микроклинизация тесно связана с этими интрузиями. Характерно, что особенно резко магматические проявления этого возраста локализуются в сравнительно узкой зоне восточного края Воронежско-Курской плиты, испытавшей в последующие эпохи значительные опускания.

Заключительный цикл магматизма, закончивший формирование фундамента Русской платформы, относится ко времени 1300 ± 100 млн. лет. Гранитоиды этого времени отмечены на довольно обширной площади современной Московской си-

Районы преимущественного
развития магматизма:

I - Курско-Воронежская плита (2000-2500 млн. лет);
II - район Днепровско-Донецкого прогиба, Псковско-Волжского и Токмовского подъятий (1700-1800 млн. лет);
III - район Пачелмского прогиба (1400-1500 млн. лет);
IV - Московская синеклиза и Татарский свод (1200-1400 млн. лет); Изотипы поверхности кристаллического фундамента: 1 — по данным бурения, 2 — по данным геофизики; 3 — крутые склоны поверхности фундамента; 4 — граница Прикаспийской впадины; 5 — граница Уральской складчатой зоны; 6 — данные по определению абсолютного возраста пород фундамента артономическим методом (в млн. лет); 7 — гранит; 8 — гранито-гнейс; 9 — гнейс; 10 — сланец.

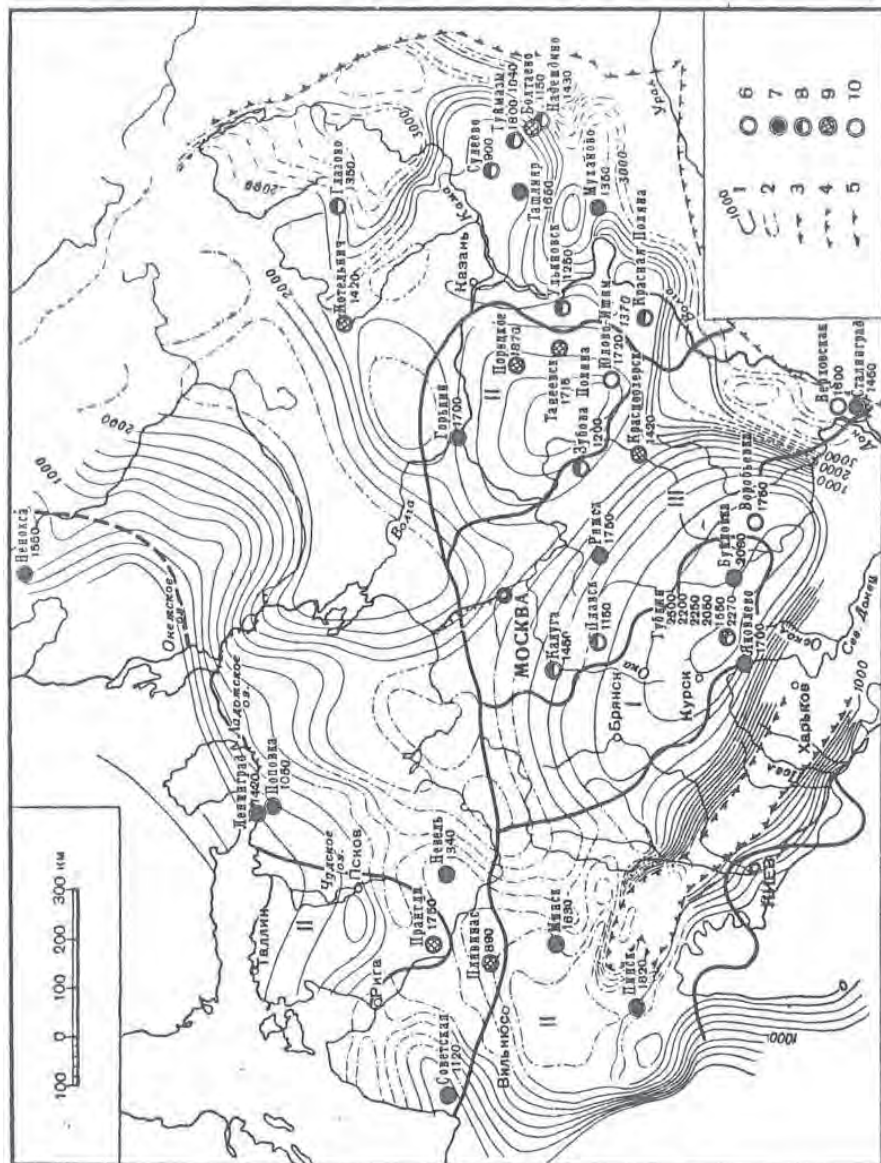


Рис. 2. Схема структуры поверхности и данные определения возраста кристаллического фундамента Русской платформы

неклизы (Невель, Поповка, Котельнич) и особенно широко распространены в восточной части платформы, по левобережью Волги (Ульяновск, Муханово, Красная Полянка, Сталинград, Глазов).

Если принять во внимание, что возраст низов бавлинской свиты, лежащей непосредственно на кристаллическом фундаменте, определён по глаукониту Н.И. Полевой в 1290 млн. лет, а глауконитовые песчаники Каверино, подстилающие сердобскую свиту, датируются в 900 млн. лет, то станет очевидной строгая последовательность и преемственность в развитии геосинклинальных областей на территории Русской платформы.

Мифический пробел между кембрием и самыми юными интрузиями гранитов рапакиви — 1700 млн. лет — оказывается заполненным сложной тектоно-магматической жизнью платформы в раннем протерозое и накоплением в образовавшихся прогибах мощных отложений в позднем протерозое. Эта преемственность связана также с тем, что область протерозойского магматизма и соответствовавшая ей складчатость с течением времени заметно убывали по площади. При этом именно наиболее активные зоны явились в позднейшее время наиболее подвижными при вертикальном движении, превратившись в области интенсивного прогибания и накопления осадков в рифее и палеозое.

Следовательно, к определению, данному Н.С. Шатским (1946) относительно различий между щитом и платформой, можно было бы с известным основанием добавить также и следующее:

П л а т ф о р м а — геологическое сооружение, консолидировавшееся в течение протерозоя и испытывавшее после этого дифференцированные вертикальные движения. **Щ и т** о м следует назвать платформу или ядро платформы, образовавшиеся в архее, приблизительно около 1800 млн. лет назад и испытывавшие в последующее время преимущественно поднятие.

К числу неразрешённых вопросов относится проблема интрузий ещё более юного возраста около 1000 млн. лет (Туймазы, Сулеево, Советская, Плявинас, Болтаево). Возраст их оказывается близким возрасту известного Бердяушского плутона-рапакиви на Урале (Овчинников, 1957), прорывающего нижний горизонт бавлинской свиты и доказывающего тем самым существование магматизма в течение рифейского времени.

Таким образом, обнаруженные гранитоиды, расположенные исключительно в областях наиболее юного магматизма платформы, несмотря на всю малую вероятность подобного явления, как бы свидетельствуют о том, что наиболее поздний протерозойский вулканизм, развивавшийся в зоне Уральского прогиба около 1000 млн. лет назад, в какой-то степени захватил и наиболее поздние подвижные зоны платформы, не успевшие к этому моменту окончательно консолидироваться. В связи с этим весьма любопытны определения абсолютного возраста гранитоидов из скважины Советская и микроклинизированных гнейсов из скважины Плявинас, указывающие на позднекембрийские проявления магматизма в районе широкой полосы пересекающего Русскую платформу в направлении от Котласского прогиба к Южной Прибалтике. Характерно, что в южной части Фенноскандии, находящейся на продолжении той же зоны, также отмечаются гранитоиды и пегматиты аналогичного возраста (Арендаль и др.).

О том, что в пределах платформы ещё в иотнийское время и гораздо позднее наблюдались вулканогенные явления, свидетельствуют эффузивы и лавовые образования в рифее, описанные А.С. Новиковой (1959) для Калужского района, юго-западной Белоруссии (на продолжении прогиба Днепровско-Донецкой впадины), Башкирии (Калтасы) не случайно выполненные базальтами и Котласского прогиба.

Совпадение мест нахождения некоторых из этих пород с областями протерозойского магматизма также лишний раз свидетельствует о том, что Русская платформа принципиально отличается от Балтийского и Украинского щитов более поздним временем консолидации, выражающимся также и в поздних, близких к современным, крупных вертикальных дифференциальных движениях и запоздалых проявлениях магматизма иного типа, для щитов совершенно не характерных.

Весь ход, истории развития Русской платформы подчёркивает также чёткую тенденцию, свойственную всем докембрийским континентам нашей планеты: рост платформы происходит путём постепенного разрастания её вокруг первично заложенных ядер, за счёт постепенной ступенчатой консолидации вокруг них подвижных поясов. Это процесс направленный и необратимый. Во всех тех случаях, когда, казалось бы, на теле платформы начинают закладываться новые зоны прогибов и складчатости (например, Днепровско-Донецкая впадина), анализ данных о докембрийском их цоколе наводит на следы ранее существовавших древних подвижных зон того же простирания.

Во время между каледонидами на периферии платформы и заключительным магматизмом в краевых зонах щитов насчитывается по крайней мере четыре крупных магматических цикла, связанных с возникновением и угасанием подвижных зон, приведших в конце концов к сформированию кристаллического фундамента Русской платформы.

THE AGE OF THE CRYSTALLINE BASEMENT OF THE RUSSIAN PLATFORM

1. The present investigation is based on age determinations with radioactive methods of rocks of the crystalline basement of the Russian platform buried under a mighty cover of paleozoic — mesozoic sediments. Core samples from wells of deep boring were used as material for investigation.

2. The results of investigations indicate the existence of an ancient nucleus of the Russian platform in the region of the Kursk magnetic anomaly — Woronezhsky massif, being of the same age as the ancient beds of the Baltic and Ukrainian shields (about 1800 m.y.).

3. The magmatic cycle of the next age proves to be the cycle (1600-4700 m.y.) synchronous to the platform intrusions of rapakiwi in the southern part of the Baltic shield and in the northern part of the Ukrainian shield and in intrusions developed in the region of lower-proterozoic synclines between the Baltic, and the Ukrainian shields and Woronezhsky massif.

4. About 1400 m.y. ago an intensive activity in the region of the Pachelm depression and the Stalingrad slope of the Caspian depression is recorded.

5. The final proterozoic cycle of the intrusive action is recorded about 1100-900 m.y. ago in the form of separate intrusions in the boundaries of the latitude belt of the Baltic depression and along the meridional belt in the Volga region.

6. The regeneration of tectonic-magmatic phenomena along the structural line of the Great Donbas depression, obviously laid down still in the period of formation of the lower-proterozoic geosyncline (1700 m.u. ago) is typical even of the Hercynian. Within the Russian platform the coincidence of the latest tectonic movements with the most ancient mobile zones which were laid down in early periods of the Earth's crust formation and periodically regenerate in the course of the geological history of the Earth is in general typical of the latest tectonic movements.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архангельский А.Д. и др.* Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съёмки СССР. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1937.
2. *Варданыц Л.А.* Общие черты строения Балтийского щита и архея платформы. — Труды Шестой сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, 1960.
3. *Варданыц Л.А., Полякова Н.В., Пятницкий В.К.* Некоторые данные о составе и строении кристаллического фундамента Русской платформы и его взаимоотношения с Карелией, Украиной и Уралом. Фонды ВСЕГЕИ, 1958.
4. *Веселовская М.М., Карнов П.А.* Протерозойские породы восточного склона Воронежского массива. — Докл. АН СССР, т. 121, № 5, 1958.
5. *Дикенштейн Г.Е.* О Белорусском выступе фундамента. — Сов. геология, № 9, 1958.
6. *Доброхотов М.Н.* Новые данные о геологии докембрия КМА. Материалы научно-технической конференции Геологического управления центральных районов (рукопись). 1958.
7. *Лодочников В.Н.* К петрологии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы. — Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 69, 1927.
8. *Новикова А.С.* К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород Русской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1959.
9. *Овчинников Л.Н., Шур А.С., Панова М.В.* Об абсолютном возрасте некоторых метаморфических осадочных и изверженных пород Урала. — Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1957.
10. *Педашенко А.И., Веселовская М.М.* Кристаллический фундамент и докембрийские образования. Геологические и геохимические исследования. — Труды ВНИГНИ, вып. X, 1958.
11. *Соколов Б.С., Дзевановский Ю.К.* О стратиграфическом положении и возрасте осадочных толщ позднего докембрия. — Сов. геология, № 55, 1957.
12. *Флоренский В.П. и Лапинская Т.А.* О кристаллических породах основания Русской платформы по данным глубокого бурения. — Нефть. хоз-во, № 8, 1952.
13. *Флоренский В.П. и Лапинская Т.А.* О некоторых вопросах формирования докембрийских пород Восточной части Русской платформы. — Докл. АН СССР, т. 85, № 2, 1954.
14. *Флоренский В.П., Лапинская Т.А.* О микроклинизации в докембрийских породах восточной части Русской платформы. — Докл. АН СССР, т. 89, № 4, 1953.
15. *Фотиади Э.Э.* О структуре кристаллического фундамента Русской платформы. — Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения), 1957.
16. *Шатский Н.С.* Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1946.
17. *Шатский Н.С.* Большой Донбасс и система Вичита. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1946а.
18. *Burwash R.A.* Reconnaissance of subsurface Pre-Cambrium of Albert, — Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., v. 41, № 1, 1957.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ*

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР,
Москва*

В ранее предложенной нами схеме геохронологической шкалы докембрия фигурировало четырёхчленное деление докембрия, в основу которого были положены крупные тектоно-магматические циклы планетарного масштаба [45] (табл. 1).

За истекший год советскими исследователями были получены новые интересные данные по геохронологии. Благодаря состоявшимся в Хельсинки и Копенгагене

* Геохимия. М., 1961. № 9. С. 723 – 731. Соавтор Тугаринов А.И.

XIII ассамблее международного союза геодезии и геофизики и XI сессии международного геологического конгресса было обнародовано также много важных определений абсолютного возраста горных пород ранее мало изученных докембрийских провинций.

Таблица 1.
Предварительная геохронологическая шкала докембрия

Эра	Тектоно-магматический цикл	Возрастная граница в млн. лет
Протерозой-2	Катангинский	600
	Гренвильский	1100
Протерозой-1	Беломорский	1900
	Родезийский	2700
Архей		
Катархей	Кольский	3400

Все это даёт основание для очередной ревизии и уточнения ранее предложенной и утверждённой Комиссией схемы геохронологической шкалы докембрия.

Попытаемся рассмотреть существующие в настоящее время материалы, следуя от палеозоя в глубь веков, т.е. от более известного к менее известному. Для удобства наших рассуждений мы будем разбирать материал, относящийся к какой либо эпохе, одновременно для всей территории нашей планеты.

В тех случаях, когда изученность геологических событий такой эпохи для какого-либо района и количество измерений возраста, определяющих их, было достаточно, нами приводились стратиграфические колонки с нанесёнными на них возрастными данными (см. рис. 1, 2).

Это в значительной степени упрощает восприятие материала и создаёт более ясное представление об эволюции земной коры во времени [44, 52, 54, 55, 59].

Рассмотрим материалы, относящиеся к основным хронологическим рубежам докембрия.

О ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЕ ДОКЕМБРИЯ

Где же лежит граница палеозоя и докембрия?

Положение верхней границы докембрия определяется отчётливо проявленным магматизмом в эпоху, предшествовавшую кембрию.

Так, на восточной окраине Алданского щита это — интрузии центрального типа, датируемые в 600 млн. лет, на которые с размывом ложится юдомская свита нижнего кембрия [24]. В Енисейском кряже это — нижеангарские пегматиты, прорывающие дашкинские слои, датируемые в 570 млн. лет [16]. Интрузии аналогичного возраста известны в Дели [28, 29], где они прорывают Виндийскую серию позднего докембрия, в Аравии, где они рвут позднедокембрийскую серию Фатима и перекрываются кембрийскими отложениями [36] и т. д.

Весьма совпадающими с этими данными оказываются результаты измерения возраста глауконитов из ляминаритовой толщи Русской платформы, рассматривае-

мые сейчас как наиболее поздние образования докембрия, датируемые повсеместно в 590-600 млн. лет.

Надляминаритовые песчаники, открывающие новый цикл осадконакопления, завершающийся синими глинами балтийской серии нижнекембрийского возраста, содержат глауконит, имеющий возраст по Ar/K методу 530-545 млн. лет. Таким образом, возрастная граница палеозоя и докембрия лежит где-то около 570-550 млн. лет [16-18].

Предшествующая палеозою эра исторически получила несколько наименований: протерозой, синий, рифей.

Под наименованием «рифей», введенным впервые Н.С. Шатским, рассматривалась группа осадков, близкая по степени метаморфизма и условиям накопления палеозою, которому она непосредственно предшествовала.

Как это явствует из предложенной табл. № 1 и графика 1, рифей в настоящее время датирован в районе Алдана (Гонамская свита) по глаукониту в 1500 млн. лет [16] и, возможно, может оказаться ещё древнее, поскольку ниже этой свиты лежит ещё Конкулинская свита. С другой стороны, известным возрастным барьером распространённости рифейского типа осадков в глубь веков является мощный магматизм так называемой Беломорской эпохи с максимумом деятельности около 1900 млн. лет назад [9, 22, 48, 52].

Последние отзвуки этой магматической эпохи замерли на территориях щитов около 1650-1700 млн. лет назад с внедрением платформенных гранитов типа рапакиви [14, 15, 19].

Таким образом, можно полагать, что возраст древнейшей свиты рифея, возникшей на созданном в Беломорскую эпоху кристаллическом фундаменте, мог быть определён в 1600-1700 млн. лет, что хорошо увязывается и с глауконитовой шкалой.

Если сопоставить это с ранее утверждённым четырёхчленным делением докембрия, то рифей захватит весь протерозой-2 и значительную часть протерозоя-1 (см. табл. 2).

Наиболее скрытым и неясным периодом нижнего протерозоя оказывается интервал 1900-1700 млн. лет. Информация о нем до нас, видимо, не могла прийти, поскольку осадки этого времени, накапливавшиеся главным образом в геосинклинальных зонах того времени в обстановке бурного магматизма, практически бесследно исчезали, превращаясь в метаморфические и гранитизированные породы. Этому периоду, возможно, следовало бы присвоить собственное наименование (предрифей).

Все последующее рифейское время с 1700 млн. лет до 570 млн. лет /до начала кембрия) продолжительностью более чем 1 миллиард лет может быть разделено на 3 периода, характеризовавшихся серьёзными перерывами в осадконакоплении и интрузивными циклами между ними.

Благодаря весьма подробно изученной литологии этих отложений для разных частей СССР и большому числу измерений абсолютного возраста по глаукониту, устанавливается ряд любопытных закономерностей в развитии земной коры в это время [46].

Так, например, для Урала отмечаются непрерывные накопления огромных мощностей, начиная с нижнего рифея. Это прогибание захватывает в среднем рифее уже соседние районы ещё не окончательно консолидировавшейся платформы — главным образом области внутренних прогибов. А в верхнем рифее наблюдается общее равномерное погружение всей платформы как однородного монолитного целого [16].

Аналогичные наблюдения в других континентах также отчётливо показывают на резкое различие в мощностях осадков рифея в зонах рифейских геосинклиналей и на платформах.

Таблица 2.
Геохронология позднего рифея

Эра	Период	Наименование тектоно-магматических эпох	Возрастная граница в млн. лет
Докембрий-4 или протерозой-2	Рифей-3	Катангинская	600 (550-570)
		Гренвилевская	1000
Докембрий-3 или протерозой-1	Рифей-2	Медвежьеозерская	1400
	Рифей-1 (нотий)	Выборгская	1700
	Предрифей		
		Беломорская	1900

Это особенно хорошо заметно на окраинах Арабского щита (Аравия и Западная Африка) [33, 36], юго-западном склоне Канадского щита [1, 2, 7] и в северном обрамлении Китайско-корейского (синийского) щита [26].

В связи с этим отмечается одна любопытная деталь. Если для Уральского прогиба характерно присутствие почти полного разреза рифея, то в Китайском и Северо-Американском разрезах верхний рифей выпадает почти полностью без видимых следов его абразии [8, 26]. И наоборот, на Индийском щите, в Аравии, несмотря на большие мощности верхнерифейских отложений, отсутствуют более древние свиты рифея [25, 30, 33]. Таким образом, рифей отнюдь не выглядит единым циклом развития для разных континентов, а представляет собой ряд, разобщённых геологических прогибов со свойственной каждому из них распространённостью областей прогибания и накопления осадков.

Если в более поздние эпохи, например герцинской складчатости, накопление толщ значительных мощностей в зонах прогибов сопровождалось инверсией и магматизмом, то в рифее эта сторона геологической жизни проявлена гораздо слабее.

Наиболее широко распространённый магматизм появляется лишь в предкембрийское время. При этом в виде ассинтских магматических проявлений он охватывает области будущей палеозойской складчатости.

Для всего рифея как бы характерна исключительная стабилизация тектоно-магматической жизни планеты после предшествовавшей эпохи исключительно бурного магматизма, охватывавшего почти всю территорию земной поверхности, за исключением крайне небольших ядер впервые возникших щитов.

Может быть, именно этот относительно более спокойный новый этап геологической истории привёл к быстрой эволюции и развитию жизни — созданию биосферы.

Одним из существовавших противоречий, возникших при неожиданном установлении огромной длительности рифея, оказалось кажущееся замедление осадконакопления в рифее. Если попытаться вычислить скорость осадконакопления, разделив мощность толщ между двумя горизонтами с установленными по глаукониту возрастами на разницу во времени между этими двумя значениями возраста, то полученная скорость осадконакопления в метрах/год окажется в несколько раз меньше, чем в палеозое. Однако есть ряд причин, объясняющих этот кажущийся парадокс. Во-первых, любой разрез рифея характеризуется большим числом пере-

рывов. Поэтому истинная первоначальная мощность осадков заведомо сокращена денудацией отдельных горизонтов и свит. Во-вторых, существующая тенденция к разрастанию платформы и сужению геосинклинали во времени, явно способствует расширению области сноса и сужению области аккумуляции. И, наконец, чем древнее порода и чем больше она погружена, тем основательнее должен быть в ней проявлен эффект уплотнения осадка, связанный с удалением летучих (CO_2 , H_2O), сокращением пористости и т.д.

По-видимому, две последние причины имели подчинённое значение по сравнению с первой при выяснении вопроса о кажущемся изменении скорости осадконакопления.

Гораздо менее изученной оказывается геохронология архея. Если верхняя граница этой зоны достаточно точно отбивается на всех континентах мира благодаря исключительно широкому распространению интрузий этого времени (1800 – 2000 млн. лет) и метаморфизма более древних пород, устанавливаемого по Ar / K- методу, то нижняя граница гораздо менее определена [1, 3, 13, 20, 22, 23, 26, 31, 40, 52, 54, 55].

В нашем докладе на предыдущей сессии* мы обратили внимание на частую повторяемость во всех континентах мира значений возраста около 2700 – 2800 млн. лет. Однако область распространения интрузий такого возраста ограничена. Тем не менее, как это показано на графике 2, для целого ряда районов можно сейчас не только привести стратиграфические колонки архея, но и сопроводить их достаточным количеством измерений абсолютного возраста, свидетельствующем об архее как об очень чётко выделяемом отрезке геологического времени характеризующемся своими специфическими особенностями [6, 5, 13, 21, 31].

Одним из таких классических разрезов является разрез Саксаганской толщи в Криворожском бассейне. В настоящее время доказано, что кристаллический фундамент, сложенный гнейсами на котором залегают амфиболиты свиты K_0 , содержит цирконы возрастом 2850 млн. лет и пересекается пегматитом с ортитом, датированным 2700 млн. лет.

Аркозы нижней свиты Криворожской толщи по рассеянному в них урану при почти полном отсутствии обыкновенного свинца показали возраст в 2600 млн. лет.

Наиболее древние секущие Криворожскую толщу интрузивы имеют возраст 2100 млн. лет. Таким образом, даже если допустить, что рассеянный уран аркозов не сингенетичен, то и тогда возможное время седиментации Криворожской толщи должно быть ограничено интервалом 2100 – 2850 млн. лет.

Аналогичная картина обнаружена нами для курской серии КМА и, очевидно, выявлена для Гурона Канады [10, 11], Витватерсранда Ю. Африки [34, 35, 37, 38, 39] и т.д.

Что характеризует породы этого времени?

Прежде всего, с точки зрения пресловутой скорости осадконакопления, они отличаются ещё более кажущейся медленностью аккумуляции, поскольку соотношение мощность осадков/время накопления оказывается ещё ниже, чем в рифее.

Это наблюдение является лишним доводом в пользу ранее высказанного соображения об огромной роли метаморфизма в сокращении первичной мощности осадка (например, при превращении сидерит-кварцевых пород в железистые кварциты с потерей CO_2).

Таким образом, характер пород резко отличается степенью своего метаморфизма от рифейских. Причина этого лежит прежде всего в огромном масштабе маг-

* 9 сессия Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций.

матизма Беломорской эпохи. Почти все породы архея, за исключением очень пространственно ограниченных блоков, приуроченных к ядрам, возникшим в это время щитов, при измерении их возраста Ag/K-методом дают цифры возраста 1700 - 2000 млн. лет [22, 24, 27, 31, 54].

В то же время U-Th-акцессории в тех же породах отличаются гораздо большей древностью, свидетельствуя о происшедшей потере аргона в эту эпоху всепланетарного метаморфизма.

Литологический состав архейских толщ также своеобразен. Это, в первую очередь, зелено-каменные, в основании, и железистые формации. Лишь в верхних частях разреза появляются в подчиненном количестве карбонатные породы. Огромным распространением в архее пользуются конгломераты и аркозы, свидетельствующие об определённых ограничениях химического выветривания и явном отсутствии биогенных процессов, доминирующих при Осадкообразовании в рифее и палео-мезо-кайнозойе [13, 52, 58, 59].

Распространенность архейских толщ невелика. Господствующие поднятия древних щитов последующей эпохи неизбежно должны были снять с их поверхности маломощные платформенные отложения архея, которые смогли уцелеть лишь в зонах прогибов докембрийских геосинклиналей.

Более древние этапы геологической жизни планеты ещё менее известны.

Супракрустальное основание ряда докембрийских континентов представлено различного рода гнейсами и мигматитами. Возраст последних, устанавливаемый по урано-ториевым минералам, как правило, весьма постоянен для самых различных континентов мира, варьируя в сравнительно узких пределах 2700 - 2900 млн. лет [44, 52, 54].

Для датировки пород подобной древности большое значение приобретает так называемый метод измерения возраста по обыкновенному свинцу галенитов и свинцам, экстрагированным из пород с высоким соотношением Pb/U + Th (больше 100), поскольку вариация в распределении урана и тория в породах этого времени ещё не достигает тех крайних размеров, которые свойственны более поздним эпохам [5, 32, 39, 56].

На графиках 2 и 3 демонстрируются отдельные блоки столь древнего фундамента, верхним пределом возраста для которых оказывается 2700 - 2900 млн. лет. Это — гнейсы и мигматиты Кольского полуострова и Южной Карелии [19], мигматиты кристаллического основания Михайловской амфиболитовой серии КМА, Днепровские гнейсы и мигматиты Украины [14], а, возможно, также и все три серии метаморфических пород, слагающих основной массив Алданского щита (Иенгрская, Гимптонская, Джалтулинская) [24], Чарская глыба мигматитов, кристаллические сланцы нижней части Аншанской серии (Утая), Северо-Китайский щит [26], зелёно-каменная формация Кивантин в Канаде [1, 3, 7], формация Каргурли в Австралии [41, 42], серии кристаллических толщ Шамваян, Буловаяйян в Ю. Африке [35, 39] и, наконец, недавно обнаруженная глыба древнего докембрия в Шотландии.

В отдельных регионах, среди мигматитов подобного возраста сохраняются блоки относительно менее мигматизированных гнейсов и амфиболитов с минимальным возрастом, установленным арго-калиевым методом 3000 - 3400 млн. лет (Кольский полуостров, Приднестровье [19]).

О первоначальном характере осадков, послуживших субстратом этих метаморфических комплексов, равно как и об их мощностях судить крайне трудно.

Можно полагать, лишь что первоосновой подобных пород должны были служить пластические осадки, подвергшиеся интенсивной переработке в позднейшие магматические эпохи.

В связи с этим следует обратить особое внимание на хорошо изученное явление перемещения подвижных компонентов (например, щелочей), отмеченного в областях контактов глубоко погруженного кристаллического фундамента и перекрывающего его чехла более юных, менее метаморфизованных пород.

Такого рода явления подробно были описаны для фундамента Русской платформы, где поздняя микроклинизация связана с активной миграцией калия, существенно изменившей облик и состав первичных пород [15]. Аналогичного рода явления, связанные с миграцией щелочей из метаморфизованных горизонтов аркозов нижней свиты в железистую формацию средней и верхней свит, хорошо известны для Криворожской толщи Украины [14] и т.д.

Все это даёт основание полагать, что глубоко переработанные многократным и длительным метаморфизмом блоки древнего фундамента земной коры едва ли могут составить представление в современном своём виде о первичном облике слагающих их пород.

Поскольку возраст земной коры оценивается последними данными в 4500 млн. лет, то соответственно этому период в 1000 млн. лет, разделяющий момент образования земной коры и время возникновения самых древнейших из известных нам пород, остаётся для нас совершенно неизвестным.

Правильному анализу древнейших событий в земной коре существенно мешает недостаточная точность измерения возраста (5%), [4, 47 50, 53], благодаря чему размеры экспериментальной ошибки в 2-3 раза превышают длительность событий тектоно-магматических циклов в палеозое. При существующей технике изучения мы не в состоянии создать геохронологию отдельных циклов магматектогенеза. Однако тем более поразительным является неоспоримый факт повторяемости одних и тех же значений возраста интрузий в разных частях различных континентов с интервалом времени, во много раз превышающим наши «обычные» (палео-мезо-кайнозойские) представления о длительности перерывов между тектоно-магматическими циклами.

Это является ярким доказательством общепланетарного происхождения подобных катаклизмов в геологической истории земной коры и существование более крупных периодов между магматическими эпохами первого порядка, измеряемых 600 - 700 млн. лет, магматическая деятельность в течение которых и, вероятно, количество отдельных циклов отличались в раннюю историю планеты гораздо большим масштабом, чем ныне.

Приведённый анализ геохронологии докембрия имеет большое значение для проблемы геотектоники. В частности, из рассмотренных материалов вытекает неоспоримый вывод о том, что тектоно-магматические события носят явно направленный характер. Это выражается в том, что распространение платформ происходит за счёт эпизодической консолидации зон древних прогибов, сопровождаясь постепенным сокращением площади магматических провинций и интенсивности магматизма [12, 58, 59]. В связи с этим существующее различие между щитом и платформой заключается вероятно, в первую очередь, в разновозрастности заложения обеих структур. Щит следует рассматривать как заключительную стадию развития платформы — жёсткое тектоническое сооружение с преимущественно единой тенденцией к прогрессивному эпейрогеническому воздыманию, сопровождаемому интенсивной денудацией, с равной скоростью в любых его пунктах.

Платформа представляет собой начальную стадию консолидации складчатой зоны, отличающуюся эпейрогеническими движениями разного знака и амплитуд со строго унаследованными областями более энергичных и дифференцированных подвижек в участках, относительно более подвижных зон, позднее превратившихся в платформу. Поэтому щит, в отличие от платформы, всегда более основательно

эродирован и ограничен крутопадающими прямолинейными контактами с подвижными поясами в отличие от платформ, сохраняющих на своих границах передовые прогибы [15, 49, 51, 58].

Все вышеизложенное позволяет следующим образом сформулировать главные принципы геохронологии докембрия.

Длительность в настоящее время изученного докембрия охватывает огромный интервал времени почти в 3000 млн. лет от 570 до 3500 млн. лет назад. Отрезок геологической истории длительностью почти в 1000 млн. лет, отделяющий формирование древнейших известных пород от времени образования земной коры, нам совершенно неизвестен.

В пределах докембрия могут быть выделены следующие этапы: катархей от 3500 до 2700 млн. лет назад, характеризующийся сильно мигматизированными породами, по-видимому, пластического происхождения [19]; архей, представленный метаморфическими зелёно-каменными и железистыми формациями с хорошо выраженной стратификацией осадков, сохранившейся лишь в областях крупных прогибов, и, наконец, нижний и верхний протерозой или рифей, представленные слабо метаморфизованными осадками палеозойского типа, отвечающими активному развитию биосферы.

Современные успехи в области измерений абсолютного возраста глауконита позволяют дать более дробную классификацию протерозойских образований, разбить их по крайней мере на четыре периода самостоятельных циклов осадконакопления, прерываемых тектоническими движениями и магматизмом.

Вся геологическая история земной коры в докембрии характеризуется направленным развитием в сторону появления и разрастания платформ и заметного угасания магматизма, возобновляющегося через определённые интервалы времени.

Последняя наиболее выдающаяся эпоха магматизма, датируемая 2000-1700 млн. лет, сопровождавшаяся всеобщим метаморфизмом, явилась наиболее важным рубежом в геологической истории планеты, ознаменовав начало интенсивного развития биосферы.

Поступила в редакцию
22 мая 1961 г.

ЛИТЕРАТУРА

АМЕРИКА

1. Age determinations by the Geological Survey of Canada. Compiled by A. Lowden. Geol. Surv. Canada. 1960.
2. R.A. Burwash. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 41, No 1, 1957.
3. G.L. Cumming, J.T. Wilson, R.M. Farquhar, R.D. Russel. Proc. Geol. Ass. Can. 17, 1955.
4. W.R. Eckelmann, J.L. Kulp. Bull. Geol. Soc. Am. 67, pp. 35-54, 1956.
5. R.M. Farquhar, R.D. Russei. Trans. Am. Geoph. Un. 34, No 4, 1957.
6. G. Gastil, R. Blais, D.M. Knowles and R. Bergeron. The XXI session G.C. Part IX Proterozoic stratigraphy and correlations. 1960.
7. P.W. Gast, J.L. Kulp, L.E. Long. Trans. Am. Geoph. Un. 39, No 2, 1958.
8. F.R. Read. The Geology of the British Empire. London, 1949.
9. S.C. Robinson. Mineralogy of Uranium deposits, Goldfields, Saskatchewan. Geol. Surv. of Canada, 1955.
10. S.M. Roscol, H.R. Steacy. On the Geology and Radioactive Deposits of Blind River Region. The Second Conference in Geneva, 1958.
11. R.K. Wanless, B. Traill. Nature, No 4527, 1956.
12. M.E. Wilson. Bull. Geol. Soc. Am. 69, 1958.
13. J.T. Wilson, R.D. Russel, R.M. Farquhar. Trans. Am. Gen. Meet., v. LIX, 1956.

ЕВРОПА

14. А.П. Виноградов, Л.В. Комлев, С.И. Данилевич, В.Г. Савоненков, А.И. Тугаринов, М.С. Филиппов. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, 1960.
15. А.П. Виноградов, А.И. Тугаринов, К.Г. Кнорре, Е.В. Бибилова, В.И. Лебедев. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, 1960.
16. Г.А. Казаков, А.И. Тугаринов. Геохронология позднего докембрия. Тр. ГИН АН СССР, 1961.
17. Л.Н. Овчинников, М.А. Гаррис. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, 1960.
18. Н.И. Полевая, Г.А. Мурина, В.Д. Спринцсон, Г.А. Казаков. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, 1960.
19. А.А. Полканов, Э.К. Герлинг. XXI сессия МГК, Доклады советских геологов, 1960.
20. O. Kouvio. Bull. de la Comm. Geologique de Finlande, N 182, 1958.
21. Simonen. Precambrian stratigraphy of Finland. The XXI session of I.G.C. 1960.
22. A.P. Vinogradov, A.I. Tugarinov. Trans. of Conference «Geochronology of rocks», N 7, 1960.

АЗИЯ

23. А.П. Виноградов, А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова. Геохимия № 5, 1960.
24. А.П. Виноградов, А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова. Геохимия, № 7, 1960.
25. М.С. Кришпан. Геология Индии и Бирмы. Изд. иностр. лит., 1954.
26. Ли Пу, Ту Гон-чжи, Чен Ю-ч и, А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова, К.Г. Кнорре, Н.И. Полевая, С.Б. Брандт. Геохимия № 7, 1960.
27. U. Aswathanarajana. Am. Journ. Science **254**, 1956.
28. A. Holmes. Proceed. Geol. Association Canada. No 7, 1955.
29. M.S. Krishpan. Stratigraphy of India. The XXI session of I.G.C. 1960.
30. C. Mahadevan, U. Aswathanarajana. Age levels of precambrian erogenic cycles of India (In press).
31. A.P. Vinogradov, A.I. Tugarinov. Geochim. and Cosmochim. Acta (in press).

АФРИКА

32. G.L. Bate, J.L. Kulp. Science 122, N 3177, 1955.
33. G.B. Brown, R.O. Jackson. The Arabian Shield. The XXI session J.G.C., 1960.
34. G.F. Davidson. Min. Mag. 102, 1960.
35. A. Holmes, L. Cahen. Colonial, mineral, resources 5, 1955.
36. R. Karpoff. The XXI session J.G.C. Part IX, 1960.
37. J.D. Louw. Trans. Geol. Soc. S. Afr. LVII, 1954.
38. L.O. Nicolaysen, G.W.L. de Villiers, A.J. Burger and F.W.E. Strelow. Trans. Geol. Soc. South Africa, v. LXI, 1958.
39. J.T. Wilson, R.M. Farquhar, P. Gretener, R.D. Russel, H.A. Shillibeer. Nature 74, No 4439, 1954.

АВСТРАЛИЯ

40. I.N.H. Fisher. The XXI session J.G.C. Part IX, 1960.
41. P.M. Jeffry. Geochim. et Cosmochim. Acta **10**, 1956.
42. D. Greenhalgh, P.M. Jeffry. Geochim. et Cosmochim. Acta **16**, 1959.
43. K.D. Russel, R.M. Farquhar, J.E. Hawley. Trans. Am. Geoph. Un. 38, 1957.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

44. А.П. Виноградов. Геохимическая эволюция земной коры, 1958.
45. А.П. Виноградов, А.И. Тугаринов. Тр. 9 сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1960.
46. Геологическое строение СССР, под редакцией Марковского А.П. ВСЕГЕИ, Госгеолиздат, 1958.
47. Д.Ж. Калп, Г. Бейт, В. Броккер. Сборник статей иностр. литературы, 1959.
48. М.М. Константинов, Е.А. Куликова. Урановые провинции Атомиздат, 1960.
49. А.Н. Мазарович. Основа региональной геологии материков. Изд. МГУ, 1952.
50. А. Нир. Сборник. Изотопы в геологии. Изд. иностр. лит., 1954.

51. П.П. Пятницкий. Докембрий, г. Киев, 1933.
52. А.И. Тугаринов. Изв. АН СССР, сер. геол. № 9, 1956.
53. H. Faul. Nuclear Geology N 7, 1955.
54. G. Gasti. Am. Journ. Science **258**, 1960.
55. G. Gasti. The XXI session J.G.C. Part IX, 1960.
56. R.D. Russel, R.M. Farquhar. Trans. Am. Geoph. Un. 35, No 2, 1954.
57. R.D. Russel, R.M. Farquhar. Lead isotopes in Geology, 1960.
58. H. Termier et G. Termier. L'evolution de la Lithosphere. Paris, 1956.
59. J.T. Wilson. Nature, **179**, 1957.

THE PROBLEMS OF THE GEOCHRONOLOGY OF PRECAMBRIAN

*V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
Academy of Sciences, USSR, Moscow*

In the article are summarized all published data on the geological age of Precambrian rocks in different continents. The idea of existing of great magmatic synchronous events on the planet is discussed.

4 divisions of the Precambrian are suggested:

1. Upper Proterozoicum 600 - 1100 mill. years.
2. Lower Proterozoicum 1100 - 1900 mill. years.
3. Archeian 1900 - 2600 mill. years.
4. Katarcheian 2600 - 3600 mill. years.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПО C^{14} ПРИ ПОМОЩИ ПРОПОРЦИОНАЛЬНОГО СЧЁТЧИКА.*

ВВЕДЕНИЕ

Радиоуглеродный метод, один из самых молодых методов определения абсолютного возраста, был разработан в 1946-1949 гг. [1-4]. Это один из блестящих методов установления времени событий ближайших 50 тысяч лет. Так, при помощи радиоуглеродного метода было установлено, что последнее оледенение в Северной Америке происходило 11 тысяч лет назад, в то время как геологи относили это явление к более раннему периоду. Определение времени отступления ледникового покрова в Центральной Европе дало близкую цифру – 10 тысяч лет. Это позволяет предположить одновременность прохождения последнего оледенения в Северной Америке и Европе. Другим примером использования метода является установление факта, что примитивное сельское хозяйство существовало на Ближнем и Среднем Востоке приблизительно уже за 5 тысяч лет до нашей эры. Была также установлена корреляция между вавилонскими и христианскими календарями и другими памятниками письменности и т. п.

Радиоуглеродный метод в настоящее время широко применяется во многих областях науки и практики: в плейстоценовой геологии, геохимии, океанологии, архе-

* М.: Из-во АН СССР. 1961. 59 с.

ологии, антропологии и др. Об этом свидетельствуют многочисленные сообщения лабораторий из разных стран мира [5-54].

В данной работе описываются методики, применяемые конструкции и некоторые результаты применения радиоуглеродного метода в лаборатории C^{14} Института геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского АН СССР. Работа снабжена достаточным количеством схем и чертежей и может быть использована при проведении подобных исследований.

I.

НЕКОТОРЫЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Распространенность C^{14} в природе

В природе встречаются три изотопа углерода: C^{12} —98,9 %, C^{13} —1,1 %, C^{14} — 10^{-100} %. C^{12} и C^{13} — стабильные изотопы; C^{14} — радиоактивный изотоп, испускает β^- - лучи с максимальной энергией 156 кэв. Его период полураспада определялся многими авторами. Общепринятое в настоящее время значение для периода полураспада C^{14} — 5568 ± 30 лет получено как средняя величина из трех определений, проведённых при помощи газового счётчика, а именно: 5580 ± 45 ; 5589 ± 75 ; 5513 ± 165 [55–58].

Предположение о существовании C^{14} было сделано в 1934 г. [59-60]. В 1940 г. Kamen и Ruben действительно выделили и идентифицировали C^{14} [61-62], а Korff [63] в том же году первый рассмотрел возможные условия образования C^{14} в верхних слоях атмосферы. Libby в 1946 г. по данным ядерной физики нашел условия, при которых нейтроны космического излучения, сталкиваясь с молекулами воздуха, образуют C^{14} на большой высоте, где наблюдается максимальная плотность нейтронов [64]. Он также предположил, что C^{14} может быть обнаружен в живом веществе и других формах углерода, находящегося в обменном равновесии с атмосферной двуокисью углерода. Вскоре это предположение подтвердилось: C^{14} был обнаружен в природных объектах в количествах и концентрациях, в общих чертах соответствующих ожидаемым [65-66].

Природный радиоуглерод образуется преимущественно в верхних слоях атмосферы (12-16 км) путём взаимодействия тепловых нейтронов, порождаемых космическими лучами, с ядрами атмосферного азота, имеющими в этой реакции поперечное сечение $\sim 1,7 \cdot 10^{-24}$ см²:



Если принять, что за последние несколько десятков тысяч лет средняя интенсивность облучения нашей планеты космическими лучами не изменилась, то, следовательно, количество образующегося C^{14} постоянно [67-69]. Одновременно с образованием C^{14} идёт обратный процесс — его распад во всех углеродсодержащих веществах:



Из уравнения (2) следует, что C^{14} превращается вновь в N^{14} , причем через сравнительно недолгий в геологическом понимании промежуток времени. Таким образом, в природе происходят два противоположных процесса:



При постоянной интенсивности космической радиации оба процесса — образование и распад C^{14} — находятся в динамическом равновесии.

Отсюда число атомов земного радиоуглерода может быть вычислено по уравнению

$$QS = m\lambda, \quad (4)$$

где Q – среднее число нейтронов, порождаемых космическими лучами в 1 сек на 1 см² поверхности Земли = 2,6;

S – поверхность Земли = $5,1 \cdot 10^{18}$ см²;

λ – константа распада C^{14} = $3,9 \cdot 10^{-12}$.

Вычисления показывают, что общее количество C^{14} на Земле около 80 т. На 1 см² поверхности приходится $1,6 \cdot 10^{-11}$ г C^{14} , или около 100 расп/мин.

Весь запас C^{14} распределён только в том углероде, который находится в обменных отношениях с атмосферной углекислотой или который потерял эту связь сравнительно недавно, т. е. в углероде карбонатов и бикарбонатов природных вод, живого вещества и т. п. Этот углерод в дальнейшем мы будем называть углеродом обменного резервуара. Углерод обменного резервуара составляет ~ 1/1000 доли всего углерода земной коры. Общее количество углерода на Земле $3,2 \cdot 10^{16}$ т [70]. Основная масса этого углерода законсервирована в виде ископаемых известняков и других пород и не участвует в круговороте углерода, а, следовательно, и не входит в обменный резервуар. Количество углерода в природном обменном резервуаре приведено в табл. 1.

Таблица 1.
Распределение углерода в природном обменном резервуаре

Источники углерода	Общее количество углерода в т	Количество углерода в г/см ²
Животные	$5 \cdot 10^9$	0,0015
Растения	$5 \cdot 10^{11}$	0,1
Атмосфера	$6,4 \cdot 10^{11}$	0,125
Океан	$3,8 \cdot 10^{13}$	7,5
Сумма	$3,9 \cdot 10^{13}$	7,7

Допускают, что распределение углерода в обменном резервуаре за последние несколько десятков тысяч лет существенно не менялось. Однако с конца XIX – начала XX в. индустриальная деятельность человека вносит значительные изменения в круговорот углерода в природе. Развитие промышленности, потребление угля и нефти в качестве топлива увеличило содержание CO_2 в атмосфере, что привело к изменению изотопного состава углерода в сторону снижения относительного содержания изотопа C^{14} в атмосферной углекислоте. Этот эффект, называемый обычно промышленным эффектом, составлял в 50-е годы XX в. 2-4 % [71-74].

Начиная с 50-х годов XX в. испытания ядерных бомб оказали существенное влияние на увеличение концентрации радиоуглерода в атмосфере. Это обусловлено тем, что при ядерных взрывах образуются нейтроны, которые, вступая во взаимодействие с атмосферным азотом, образуют C^{14} аналогично образованию его в природе. Повсеместное увеличение концентрации C^{14} в атмосферном CO_2 начиная с 1953 г. показано на рис. 1. Это увеличение составляет ~3-5 % в год [75-85].

Метод определения абсолютного возраста по C^{14}

Образовавшийся в атмосфере радиоуглерод окисляется до $C^{14}O_2$, которая смешивается с обычной углекислотой атмосферы. Атмосферный углекислый газ поглощается растениями в процессе фотосинтеза, с растительной пищей радиоуглерод, в свою очередь, поступает в организмы животных и человека. Вследствие углеродного обмена радиоуглерод содержится в равновесных количествах и в карбонатах, растворенных в природных водах, в океане.

Изотопный состав углерода в растениях, животных и свежесформированных твёрдых карбонатах незначительно отличается от изотопного состава атмосферной углекислоты. Растения накапливают легкий изотоп C^{12} , а карбонаты обогащаются более тяжёлым изотопом C^{13} (содержание C^{13} в карбонатном углероде на 3 % больше, чем в углероде растений) и тем более – C^{14} (относительная обогащённость C^{14} в карбонатах в 3 раза больше, чем C^{13}). Этот изотопный эффект объясняется тем, что C^{12} , как более легкий изотоп, термодинамически более подвижен и ассимилируется растениями с большей скоростью, чем C^{13} ; карбонаты, наоборот, накапливают C^{13} , что связано с обменной реакцией:

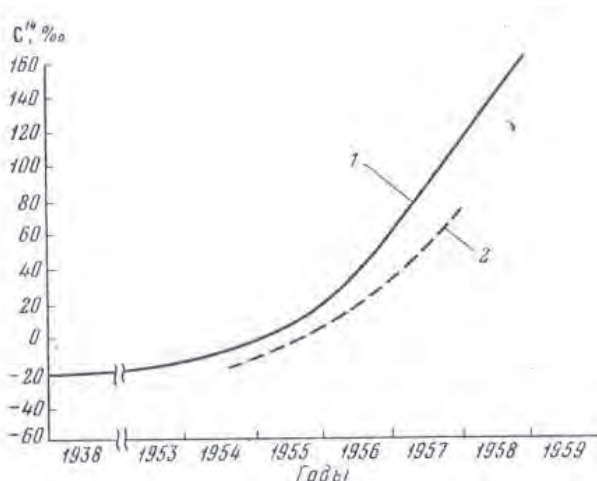
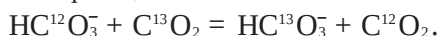


Рис. 1. Увеличение концентрации C^{14} в атмосферном CO_2 :

1 – северное полушарие; 2 – южное полушарие.

По Broecker a. Walton [75]

Фактор обогащения C^{12} в наземных растениях принят равным 1,018. Морские растения характеризуются, как правило, повышенным содержанием C^{13} по сравнению с наземными растениями. Этот факт можно объяснить тем, что морские растения получают CO_2 из растворенных в морях бикарбонатов и карбонатов [86-92].

После гибели организмов (растений, животных) и прекращения отложения $CaCO_3$ (скелетных частей организмов и т. п.) обмена захороненного углерода с CO_2 атмосферы или гидросферы не происходит. В захороненных остатках организмов и карбонатах C^{14} больше не пополняется, происходит его убывание вследствие непрерывного распада со временем по экспоненциальному закону:

$$N_t = N_0 \cdot e^{-\lambda t}. \quad (5)$$

Таким образом, количество нераспавшегося радиоуглерода может служить мерой времени с момента безобменной фиксации радиоуглерода в органическом материале, карбонатах и т. п. Зная N_0 и N_t в уравнении (5), можно определить t – время гибели животных и растительных организмов. На этом основан радиоуглеродный метод определения абсолютного возраста. Количество C^{14} определяется путем непосредственного измерения его β -активности.

Возрастной интервал радиоуглеродного метода определяется главным – образом следующими параметрами: периодом полураспада C^{14} (5568 ± 30 лет) и его активностью.

Некоторые авторы для величины максимальной активности 1 г природного углерода получили экспериментальные значения: 12,5 [93]; 13,6 [94]; 14,7 [71], 15,3 [4] *расп/мин*, что соответствует активности $\sim 6 \cdot 10^{-12}$ *кюри*. Мы принимаем удельную активность 1 г природного современного углерода равной 13,6 *расп/мин*. За срок, равный 10 периодам полураспада, т. е. за ~ 56 тысяч лет, первоначальная активность радиоуглерода уменьшится в ~ 1000 раз и будет составлять $\sim 6 \cdot 10^{-15}$ *кюри/г*. Такая величина активности лежит на грани современных возможностей измерения. Отсюда возрастная шкала метода C^{14} лежит в пределах от настоящего времени до 40 - 50 тысяч лет. Различные усовершенствования метода и счётной аппаратуры позволяют, как мы далее увидим, приближаться к верхнему пределу этой возрастной шкалы.

Развитие методов регистрации природного C^{14}

Регистрация слабой активности природного C^{14} представляет значительные трудности. Обычно известными способами счёта частиц такие активности определить не удастся. Потребовалось создание специальной счётной установки, включающей защиту от естественного фона, создаваемого космическими лучами.

Впервые регистрацию β -частиц природного C^{14} в виде твёрдого углерода (угля) для возрастных определений провел Либби с сотрудниками [4, 95–96]. Датированные образцы — древесина, торф, остатки животных, озёрный ил, древесный уголь — сжигались в токе кислорода до CO_2 , который после целого ряда промежуточных стадий очистки от посторонних примесей восстанавливался металлическим магнием при температуре 900° до элементарного углерода. После ряда очисток аморфный углерод наносился тонким слоем (не более 20 мг/см^2) на внутреннюю поверхность металлического цилиндра сеточно-стенного счётчика. Измерение β -распада C^{14} осуществлялось в этом счётчике, работающем в гейгеровской области, для которой характерна независимость амплитуды импульса от первоначальной ионизации. Для снижения фона от космических частиц, создающих ионизацию в счётчике, последний окружали кольцом защитных счётчиков Гейгера и помещали в стальной экран весом около 10 т. Импульсы от сеточно-стенного счётчика и защитного кольца поступали на соответствующие усилители с небольшим усилением (порядка 20). После преобразования импульсы поступали на схему антисовпадения. Регистрировались только те импульсы, которые не совпадали с импульсами от защитного кольца. Этим методом возраст образцов углерода определялся до 20-25 тысяч лет.

Применение радиоуглеродного метода в нашей лаборатории началось также со счёта твёрдого углерода и было осуществлено А.В. Трофимовым в 1952-1954 гг. [97]. Им была создана установка, включающая сеточно-стенный счётчик, защитное кольцо счётчиков Гейгера, стальной экран толщиной 22 см. Счётчик, в отличие от счётчика Либби, располагался в экране вертикально. Фон счётчика был 9 *имп/мин*, чистый счёт современного углерода — 6 *имп/мин*. Общий вид установки и детали

счётчика приведены на рис. 2. На этой установке были сделаны первые определения возраста по радиоуглеродному методу [98].

Таким образом, когда мы приступили к счёту C^{14} в виде газообразных соединений, у нас уже накопился некоторый опыт по счёту C^{14} методом нанесения твёрдого углерода.

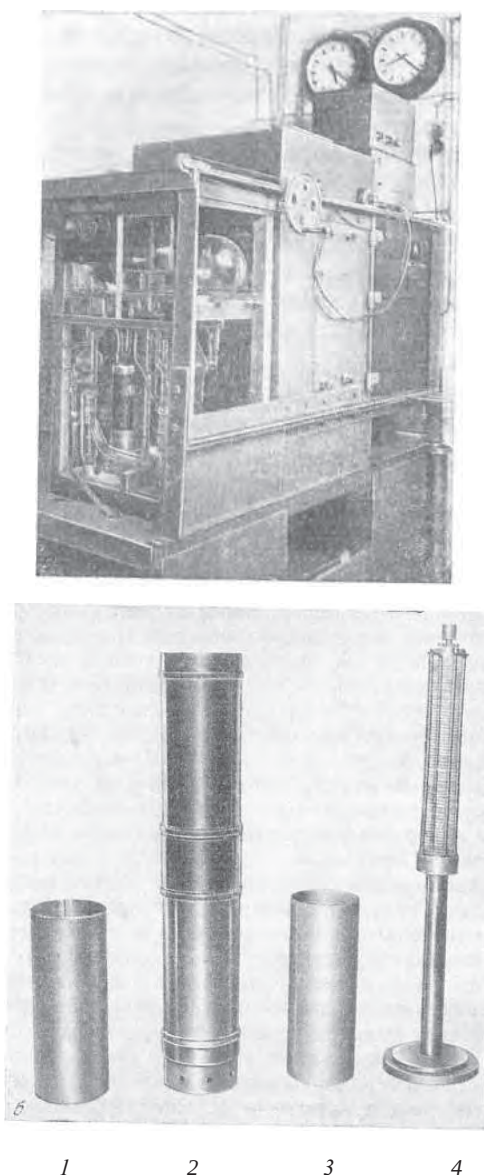


Рис. 2. Общий вид установки для счёта твёрдого углерода (а) и детали сеточно-стенного счётчика (б)

1 – цилиндр для нанесения навески углерода; 2 – передвижной двоянный цилиндр;
3 – контрольный цилиндр; 4 – спиральная сетка, катод

Методом счёта твёрдого углерода пользовались и в других лабораториях, но с некоторыми видоизменениями [99-103]. Например, для дальнейшего снижения фона счётчика было предложено ввести дополнительно ртутный экран [104].

Однако метод нанесения твёрдого углерода на цилиндр не нашёл широкого применения. На угле легко сорбируются газообразные радиоактивные вещества, прежде всего радон. В современных условиях, когда в результате ядерных испытаний атмосфера загрязнена радиоактивными изотопами, применение порошкообразного углерода создает ещё большую опасность и приводит к необходимости многократных повторений длительных измерений. Кроме того, этот метод имеет и другие недостатки: низкую эффективность счёта (считается 5 % от всех частиц), сложность и трудоёмкость химической подготовки, проведение ряда операций на открытом воздухе и некоторые другие методические осложнения. Эти причины побудили исследователей, работавших ранее методом нанесения твёрдого углерода, отказаться от него и пойти по пути счёта активности газообразных соединений углерода, вводимых в специальные счётчики внутреннего наполнения. В качестве таких газообразных соединений углерода для счёта природного C^{14} применяются CO_2 , CH_4 , C_2H_2 , C_2H_6 .

Казалось бы, что наиболее просто из углеродсодержащих материалов получать CO_2 . Однако было известно, что углекислый газ – плохой счётный газ, так как при его использовании в счётчике трудно получить воспроизводимые результаты. CO_2 использовался успешно только в смеси с гасящим газом CS_2 и с применением схемы гашения разрядов в счётчике, благодаря чему удавалось избавиться от ложных импульсов в счётчике и добиться воспроизводимости [105, 106]. (Под гашением понимается любой процесс, приводящий к прекращению разряда в счётчике.) Однако введение любых добавок к счётному газу нежелательно, так как осложняет наполнение счётчика. В дальнейшем было показано, что плохие счётные свойства CO_2 вызываются не им самим, а электроотрицательными загрязнениями (H_2O , Cl_2 , O_2 и др.), ведущими к ложным импульсам. Таким образом, использование одного CO_2 для определений возраста встретило трудность, потому что необходимо было иметь чрезвычайно чистую углекислоту, свободную от электроотрицательных загрязнений, чтобы получить хорошие счётные характеристики (зависимость скорости счёта от приложенного к счётчику напряжения). De Vries и Barendsen [107, 108] показали, что можно работать с CO_2 без применения гасящей добавки и схемы электронного гашения, используя удаление электроотрицательных примесей химическим путём, при помощи окиси кальция, которая при 800° поглощает CO_2 и примеси, а при 900° освобождает только чистую CO_2 . Используемая в этих целях окись кальция не должна содержать радий во избежание появления следов радона, что также может внести ошибки в измерения. Эти авторы измеряли C^{14} путём введения чистой CO_2 в счётчик при давлении 3 атм. Счётчик работал в пропорциональной области, в которой амплитуда импульса пропорциональна первоначальной ионизации.

Эти первые подробные сообщения об использовании CO_2 для радиационного датирования легли в основу исследований других авторов.

Количественные определения электроотрицательных примесей провели Fergusson и De Vries [93, 109]. Показано, что для того, чтобы потери электронов вследствие «прилипания» к молекулам электроотрицательных загрязнений были меньше 1 %, концентрация кислорода в наполняющем газе должна быть меньше $1:10^6$, а концентрация хлора ещё меньше – $1:10^7$. Для освобождения углекислого газа от радона применяется «пассивный» метод выдерживания его в течение 2-3 недель перед измерением ($T_{Rn} = 3,82$ дня). В настоящее время предложен более быстрый метод удаления радона из CO_2 применением многократного замораживания углекислоты в оптимальных условиях давления и температуры, при которых радон

откачивается [110]. Метод дает возможность приступить к счёту CO_2 сразу же после его очистки от радона.

Экранирование пропорционального счетчика осталось в принципе таким же, каким оно было предложено для сеточно-стенного счётчика: оно состояло из стального и ртутных экранов и кольца защитных счетчиков. De Vries [108] вместо ртутного экрана ввёл свинцовый. Используемый свинец не должен содержать радиоактивных загрязнений, поэтому свинец для экрана тщательно отбирался. Вместо стандартных гейгеровских счётчиков использовался единый экран, имеющий 11 нитей на равном расстоянии одна от другой. Защитное кольцо таких счётчиков наполняется смесью аргона и спирта.

В отличие от сеточно-стенного счётчика эффективность счёта пропорционального счетчика приблизительно 100 % в рабочем объёме. Пропорциональный счётчик наилучшим образом отвечает задаче счёта природного C^{14} : увеличение точности счёта, расширение возрастной шкалы до 40-45 тысяч лет, возможность анализировать амплитуды импульсов от разных частиц и, следовательно, снижение фона счетчика. Применение гейгеровских счётчиков с CO_2 или другими газами не даёт возможности анализировать частицы, так как разряд не зависит от природы частиц.

Для пропорциональных счётчиков исследована зависимость полезной скорости счёта и фона от давления газа до 10 атм [93, 108, 111]. При повышении давления увеличение полезной скорости счёта не пропорционально увеличению фона, который растёт незначительно, поэтому предпочтительнее работать при повышенных давлениях.

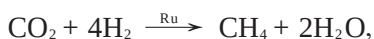
С целью расширения возрастной шкалы предложен метод термодиффузионного обогащения CO_2 , что позволяет проводить определение абсолютного возраста до 70 тысяч лет [112-113]. В этом случае требуется значительное количество исходного материала (в расчете на CO_2 — около 200 л). Контроль обогащения производится масс-спектрографически по O^{18} . Экспериментальные результаты хорошо согласуются с теоретическими данными. Метод привлекателен, но слишком трудоёмок, и другие исследователи его не применяли.

Другой возможностью расширения диапазона возрастной шкалы по C^{14} явилось бы создание «бесфонового» счётчика. Остаточный фон пропорционального счётчика складывается из следующих компонент: 1) загрязнения деталей счётчика естественной природной радиоактивностью; 2) мезонов, не учтённых кольцом антисовпадений; 3) γ -лучей от радиоактивных загрязнений в материале экрана; 4) γ -лучей и нейтронов, образуемых космическими лучами в экране. Первая причина может быть устранена тщательным подбором материала счётчика. Фон, вызываемый мезонами, исключается при помощи электронной аппаратуры и только фон от нейтронов и γ -лучей не устраним полностью [114]. Часть γ -лучей может быть поглощена ртутным экраном. Для уменьшения фона от нейтронов вводятся блоки из смеси парафина (75 %) и борной кислоты (25 %) [115-118].

В настоящее время для определения абсолютного возраста в большинстве радиоуглеродных лабораторий применяется счет CO_2 , а используемые установки подобны описанным выше [119, 120].

Кроме CO_2 , для счёта C^{14} используются и другие газы: CH_4 , C_2H_2 , C_2H_6 .

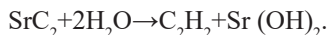
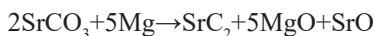
Метан — хороший счётный газ, но может содержать примеси, недопустимые при использовании CO_2 , что значительно упрощает процесс его очистки [121-123]. Синтез метана из образцов обычно состоит в следующем:



где Ru является катализатором. Детектором β^- -частиц C^{14} служит также пропорциональный счётчик, для которого применяются электронная аппаратура и экранирование, как описано далее.

Большой интерес для счёта активности природного C^{14} представляют газы, содержащие в молекуле два атома углерода (C_2H_2 , C_2H_6) и более. Ацетилен и этан дают, как легко понять, удвоенную скорость счёта по сравнению с CO_2 и метаном при тех же объёме, давлении и температуре.

Счётом C^{14} в ацетилене для определения возраста занимались многие авторы [20, 124–126], которые синтезировали его различными путями, как через карбид лития, так и через карбид стронция. Получение C_2H_2 через SrC_2 более широко применяется и осуществляется по реакциям



При счёте C^{14} в ацетилене Houtermans и Oeschger [53, 127] несколько видоизменили экранирование счётчика от космических частиц: защитное кольцо внесено в общий объём и работает в пропорциональном режиме, как и основной счётчик.

Работа с ацетиленом небезопасна, особенно при высоких давлениях. Счёт этана более перспективен, так как этот счётный газ, сохраняя все преимущества ацетилена, безопасен при использовании с высокими давлениями. Fallings [128] проверял возможность использования этана при различных давлениях. Нами для радиоуглеродного датирования был разработан метод получения этана через карбид кальция [44]. Подробно метод получения и счёт этана описан авторами в экспериментальной части.

Совершенствование фотоумножителей сделало возможным счёт малой природной активности C^{14} существенно отличным путём — при помощи жидких сцинтилляционных счётчиков. Метод основан на способности определённых растворов преобразовывать часть поглощаемой ими энергии β^- -излучения C^{14} в видимый свет. Для этого углерод из природных материалов переводят в органические соединения, которые хорошо растворяются в подходящем растворителе (бензол, толуол и др.) или являются сами растворителями для жидких фосфоров. В любом случае углерод образца составляет часть сцинтилляционного раствора. Основные растворители — алкилбензолы, а лучшие активные растворённые вещества (активаторы) — полиарилы, как паратерфенил, 2,5 — дифенилоксазол (РРО). 1,4 — ди [2- (5-фенилоксазолил)] бензол (РОРОР) вводится в сцинтиллятор как вторичное (с концентрацией по отношению к первичному около 1 %) растворённое вещество, также обладающее сцинтилляционными свойствами, для того чтобы сместить спектр света, испускаемого первичным растворённым веществом (РРО). Это необходимо для согласования со спектральной характеристикой фотоумножителя [129–135, 94]. В поисках более эффективных и доступных жидких сцинтилляторов был найден новый активатор — метилантранилат, раствор которого в толуоле или параксилоле при введении нафталина был успешно применён для определения природного C^{14} на установке с одиночным фотоумножителем [136].

Основная трудность, тормозящая применение сцинтилляционного метода, состоит в сложности химических синтезов, необходимых для превращения образца, с хорошим выходом материала, в соединение, пригодное для счёта. Было предложено синтезировать углерод пробы в бензол, толуол, метанол, гексан, октан и другие органические соединения [137–141].

Таблица 2
Сравнение различных установок, работающих по газовому методу
и использующих пропорциональные счетчики

Автор	Рабочий объем в л	Газ	Давление в атм	Экранирование	Фон в имп/мин N_{ϕ}	Современный углерод в имп/мин N_0	Максимальный возраст 4 σ при счете 48 часов в тыс. лет	Показатель качества N_0/N_{ϕ}
De Vries [116]	0,3	CO ₂	3	60 см Fe+15 см пара- фина с борной кисло- той+10 см Fe; 3,2 см Pb	2,4	5,64	31	3,6
	0,7	CO ₂	3		0,92	14,6	42	15,2
	2,0	CO ₂	3		2,44	37	47	24
Fergusson [93]	6	CO ₂	3	20 см Fe; 2,5 см Hg	14	103	47	28
	6	CO ₂	1		9,8	37,5	41	12
Brannon [111]	0,7	CO ₂	10	10 см Fe; 2,5 см Hg	13,5	45,2	41	12
Nydal [144]	2,5	CO ₂	4	Бомбоубежище, 20 см Fe	14,9	58	43	15
Olsson [117]	0,45	CO ₂	3	40 см Fe+15 см парафина с борной кислотой +10 см Fe; 3 см Hg	0,98	9	38	9,2
Burke [122]	—	CH ₄	2	20 см Fe; 2,5 см Hg	2,6	7,5	33	4,7
Diethorn [123]	—	CH ₄	5	35 см Fe; 2,5 см Hg	13,6	30,7	38	8,3
Suess [71,126]	—	C ₂ H ₂	1	21 см Fe; 1,5 см Hg	2,3	15,8	40	10
Preston [20]	—	C ₂ H ₂	0,895	21 см Fe; 1,25 см Hg	8,2	28,4	39	9,9
Houtermans [53, 127]	1,5	C ₂ H ₂	0,93	—	0,95	15,15	43	15,9
Faltings [128]	—	C ₂ H ₆	2,7	—	98	20	26	2,0
Виногра- дов А.П. и др. [118]	0,9	CO ₂	2	{ 23 см Fe; 2,5 см Hg 30 см Fe+15 см парафина с борной кисл. +10 см Fe; 2,5 см Hg	8,9	9,5	27	3,2
	0,9	C ₂ H ₆	2		14,3	18,6	31	4,9
	1,9	C ₂ H ₆	2		19,1	26,2	32	6,0
	1,9	C ₂ H ₆	2		15,6	26,2	33	6,6.

Трудности химического синтеза частично устраняются использованием газов C₂H₂ и CO₂, получение которых уже разработано для регистрации газовым методом. Для сцинтилляционного метода C₂H₂ растворяют при низкой температуре в смеси растворителей (толуол, этанол) до получения 12 % по весу углерода из пробы; CO₂ растворяется в толуоле до 80 % по весу и более, однако присутствие CO₂

в сцинтилляторе мешает отчасти световой эмиссии, уменьшая высоту импульса. Это ограничивает процент CO_2 , который может быть использован эффективно до 30 % [142-143]. Импульсы от C^{14} регистрируются электронной схемой, состоящей из фотоумножителя, линейного усилителя и дифференциального дискриминатора, уменьшающего фон. С целью уменьшения фона применяется также экранировка сцинтилляционной ячейки, состоящая из Pb и Hg. Вследствие дискриминации по энергиям, малого объема сцинтилляционной ячейки (20-30 мл) и применения для счета двух фотоумножителей по схеме совпадений экранировка в данном методе значительно менее массивна, чем в случае газового счёта. Эффективность сцинтилляционного метода у разных авторов от 30 до 60 %, предел возрастной шкалы около 50 тысяч лет.

Оба метода как газовый, так и сцинтилляционный, эффективно устраняют возможность загрязнения образцов атмосферным воздухом. В случаях, когда имеется большое количество исследуемого материала, обнаруживается преимущество сцинтилляционного метода, позволяющего в малом объёме ячейки концентрировать радиоуглерод из большого количества образца. Однако, как нам кажется, газовый метод имеет большие преимущества при массовых анализах. В этом случае требуется малое количество образца, а получение газов проще, чем синтез органического соединения для жидкого сцинтиллятора.

В табл. 2 приводится сравнение различных установок, работающих по газовому методу.

II. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

В нашей лаборатории проводились определения возраста углеродсодержащих объектов по C^{14} методом счёта газообразных соединений углерода C_2H_6 и CO_2 в пропорциональном счётчике. Проведение метода состоит из следующих этапов:

1. предварительная обработка образца;
2. получение счетного газа из углерода образца и его очистка;
3. наполнение счётчика счётным газом;
4. измерение активности C^{14} ;
5. расчет возраста образца;
6. вычисление ошибки.

Пользуясь этим же методом, можно определять содержание C^{14} в атмосфере.

Описание образцов и их подготовка к анализу

Отбор пробы CO_2 из воздуха

Как указывалось выше (стр. 5), ядерные испытания привели в настоящее время к заметному увеличению концентрации C^{14} в атмосферной углекислоте и, соответственно этому, к увеличению содержания C^{14} в современной биосфере. Поэтому совершенно особое значение приобретает вопрос об определении C^{14} в окружающей нас среде, в частности в атмосфере.

Для этой цели может быть использован описываемый в данной работе метод измерения природного C^{14} , проводимый для определения абсолютного возраста. Задача сводится прежде всего к извлечению необходимого количества углекислоты из воздуха. Установка для сбора углекислого газа из атмосферы представлена на рис. 3. Трубу из стекла, диаметром ~10 см и длиной ~1,3 м наполняют 3 л ~2,5 N раствора NaOH. Внутри трубы, в нижней её части, имеется фильтр из пористого стекла. Воздух через трубу протягивается насосом. Для предотвращения попадания

в насос капелек и брызг щелочи между ним и трубкой ставится предохранительная склянка. Количество воздуха, пропускаемого через раствор, регистрируется на входной трубке газовым счётчиком. Это количество определяется производительностью насоса и сопротивлением установки. На описываемой установке за 12 часов работы удавалось пропустить через щелочной раствор 60-70 м³ воздуха. Это количество соответствует ~10 г. углерода, связанного в CO₂.

Для приготовления растворов NaOH, не содержащих карбонатных ионов, применяют различные методы. Совершенно свободные от карбонатов растворы NaOH могут быть получены при растворении металлического Na в воде; вода отделяется от воздуха слоем эфира. Однако, ввиду небезопасности этого метода, обычно пользуются растворением химически чистой NaOH в «безугольной» воде (предварительно дистиллированную воду кипятят для удаления содержащейся в ней углекислоты). Для освобождения полученного раствора от примеси карбонатов пользуются тем, что Na₂CO₃ нерастворим в концентрированном растворе едкого натрия и останется в виде суспензии, медленно оседающей на дно. Иногда к растворам NaOH специально прибавляют BaO или CaO для осаждения присутствующих в растворе примесей карбонатов. В обоих случаях раствор NaOH отфильтровывается через плотный пористый фильтр и затем разбавляется «безугольной» водой до требуемой концентрации щелочи.

Углерод из раствора выделялся в форме карбоната кальция. Для этого щелочной раствор из трубы переливали в колбу, куда по стеклянной трубке, опущенной до дна, приливали разбавленную соляную кислоту (1:1). Нейтрализацию раствора проводили очень осторожно, до pH 8-9 (по фенолфталеину), чтобы избежать потерь CO₂ из исследуемого раствора. Затем добавляли раствор CaCl₂, образующийся осадок CaCO₃ отфильтровывали, промывали и высушивали. Карбонат кальция можно использовать далее для получения счётных газов, как описано ниже (стр. 22).

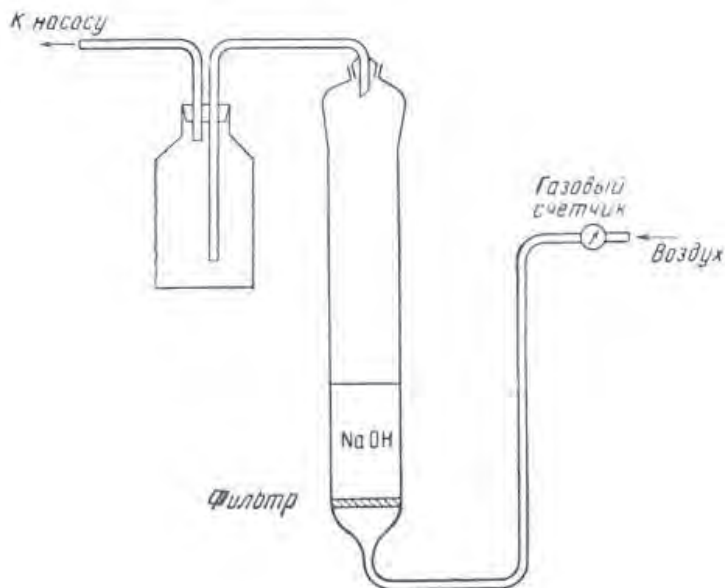


Рис. 3. Установка для отбора CO₂ из воздуха

Отбор образцов для возрастных определений

Из природных углеродсодержащих веществ для определения возраста по C^{14} предпочтительнее использовать органические вещества, так как составляющие их большие сложные молекулы менее подвержены замещению атомов углерода путём непосредственного обмена, чем неорганические молекулы. Практически наилучшим материалом для анализа являются древесный уголь, обугленное органическое вещество, древесина, растительные остатки – целлюлоза и лигнин, торф. Эти материалы содержат высокий процент углерода и, кроме того, удобны ещё и тем, что легко сжигаются в кислороде, не осложняя процесса горения образованием большого количества продуктов неполного сгорания, которые приводят к дальнейшим осложнениям. Карбонатные раковины моллюсков, возможно, и могут быть интересным материалом для датирования, однако они менее желательны, так как при разложении их кислотой образуется большое количество пенообразующих веществ, затрудняющих протекание процесса. Кости — ещё менее желательный объект определения, потому что в них содержится мало углерода, 4-5 % (углерод присутствует в основном в виде органического вещества кости).

Важным обстоятельством для достоверности получаемых результатов является правильный отбор материала, когда имеется уверенность, что в процессе длительного захоронения образцы не загрязнялись посторонним углеродом (как за счёт обмена его углеродных атомов, так и путем внесения посторонних частиц веществ с углеродом другого возраста).

Природный образец очищается от внешних загрязнений (неорганической фракции почвы, песка) механическим путём и затем проверяется раствором соляной кислоты на присутствие карбонатов, которые почвенные воды могли отложить в трещинах или порах. При наличии карбонатов образец нагревают в течение одного часа с 5 %-ной HCl до кипения. Затем надо тщательно промыть образец горячей дистиллированной водой (2-3 раза), с проверкой последнего фильтрата на отсутствие Cl^- -иона, и просушить в сушильном шкафу при 105° для удаления основной массы влаги.

Химическая подготовка углерода для определения возраста по C^{14}

Химическая подготовка образцов к счёту C^{14} сводится к синтезу счетных газов из углерода датированного образца. Все стадии процесса и очистки следует проводить так, чтобы избежать фракционирования изотопов углерода. Для проверки отсутствия фракционирования надо периодически производить масс-спектрометрический анализ счётных газов после их очистки на отношение C^{12}/C^{13} . По изменению этого отношения можно судить о поведении более тяжёлого изотопа C^{14} . Так, например, при анализе счётного газа CO_2 из мрамора на масс-спектрометре было получено отношение $C^{12}/C^{13} = 89,3$, что соответствует такому же изотопному составу мрамора и показывает, что фракционирования изотопов углерода при получении счётного газа не происходит.

Ниже приводится описание способов получения двух счётных газов. Из сопоставления счётных газов (CO_2 , CH_4 , C_2H_2 , C_2H_6) видно, что этан имеет ряд преимуществ:

- 1) содержит в молекуле два атома углерода (в отличие от CO_2 и CH_4), благодаря чему в один и тот же объём может быть введено вдвое большее количество углерода;
- 2) безопасен в использовании (в отличие от ацетилена), благодаря чему его можно вводить в счетчик при давлениях в несколько атмосфер;
- 3) обладает лучшими счётными свойствами (по сравнению с CO_2 , см. далее).

Однако использование CO_2 имеет и свои положительные стороны:

- 1) получить и очистить CO_2 химическим путём гораздо проще и быстрее, чем остальные счётные газы;
- 2) все стадии химического процесса проводятся без соприкосновения углерода образца с атмосферой.

Получение счетного газа этана

Схема химической подготовки для получения C_2H_6



- 1 – сжигание в токе кислорода для органических веществ или разложение HCl для карбонатов;
- 2 – поглощение CO_2 раствором аммиака и осаждение $CaCO_3$ раствором хлористого кальция;
- 3 – нагревание $CaCO_3$ с металлическим порошкообразным магнием;
- 4 – разложение CaC_2 дистиллированной водой;
- 5 – гидрирование C_2H_2 над никелевым катализатором.

Химические реакции синтеза этана

1. Органическое вещество (дерево, торф и др.) + O_2
 2. Карбонаты (скелеты морских организмов и т. п.) + HCl
- $$\left. \begin{array}{l} 1. \text{ Органическое вещество (дерево, торф и др.)} + O_2 \\ 2. \text{ Карбонаты (скелеты морских организмов и т. п.)} + HCl \end{array} \right\} \rightarrow CO_2$$
3. $CO_2 + 2NH_4OH = (NH_4)_2CO_3 + H_2O$.
 4. $(NH_4)_2CO_3 + CaCl_2 = CaCO_3 + 2NH_4Cl$.
 5. $2CaCO_3 + 5Mg = CaC_2 + 5MgO + CaO$.
 6. $CaC_2 + 2H_2O = C_2H_2 + Ca(OH)_2$.
 7. $C_2H_2 + 2H_2 = C_2H_6$.

Предварительно обработанный и высушенный образец в количестве, рассчитанном на получение 6 г элементарного углерода, помещают в лодочку. Для древесного угля навеска составляет ~7-10 г., для древесины ~20 г., для торфа ~30 г. Практически сжигают двукратное количество образца. Порошкообразный материал, в частности торф, необходимо перед сжиганием спрессовать в таблетки, чтобы избежать потерь при создании вакуума в системе сжигания. Лодочку из листовой нержавеющей стали (длиной 30-35 см) с навеской образца помещают в начале трубы, также из нержавеющей стали (диаметром 30 мм); в остальной части трубы находятся окислители — CuO , $PbCrO_4$ (рис. 4). Общая длина трубы сжигания около 3 м. Для компактности установки труба состоит из двух параллельно расположенных частей, соединенных между собой ловушкой для задержки влаги. Трубки оканчиваются металлическими шлифами, являющимися одновременно холодильниками.

После предварительной откачки системы образец сжигают в токе кислорода, поступающего из баллона через газометр. (Баллон с кислородом, применяемый для процессов сжигания, рекомендуется «выдерживать» около 1 месяца перед употреблением с целью распада возможно присутствующего в нём радона.) Кислород, поступающий на сжигание, пропускают через раствор концентрированной (до 50 %) щелочи (очистка от CO_2) и через ловушку в сухом льде (для улавливания влаги).

Непосредственно перед трубой помещён предохранительный клапан для предотвращения обратного попадания образующихся при сжигании газов. В пространстве с окислителями температура в течение всего процесса поддерживается $\sim 500^\circ$, при более высокой температуре окись меди начнет спекаться и будет препятствовать прохождению газов. Сожжение образца начинается в интервале $300-400^\circ$, в зависимости от материала, и производится постепенно путём перемещения небольшой трубчатой печи вдоль той части трубы, где находится лодочка. В конце процесса сожжения температуру доводят до $900-1000^\circ$. CO_2 , образующийся в результате полного сожжения углерода образца, проходит через две ловушки в сухом льде с ацетоном (для вымораживания влаги) и замораживается жидким азотом. Вместе с углекислотой конденсируются окислы азота и серы, а также радон (если он присутствовал в образце). Все эти примеси в дальнейшем отделяют фильтрованием. Процесс сожжения длится 30-60 мин. Окончание процесса устанавливают по отсутствию углекислоты в контрольной шаровой ловушке при вливании в неё жидкого азота.

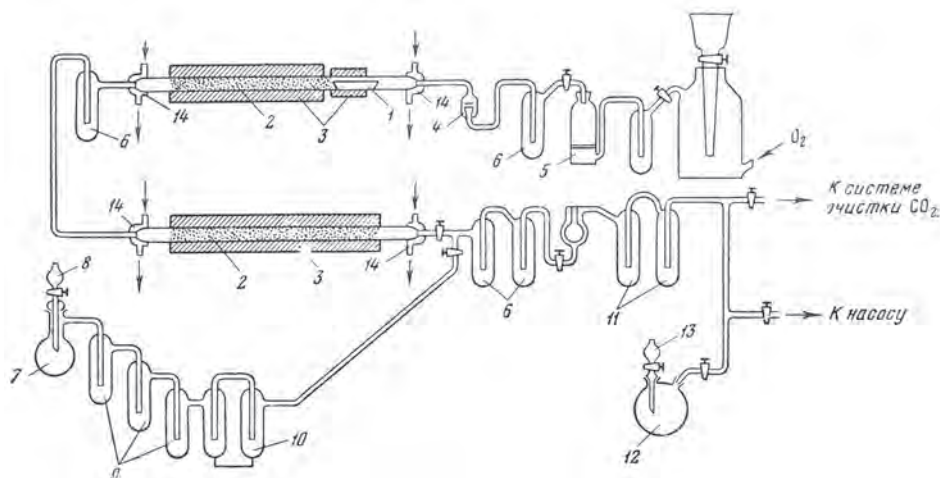


Рис. 4. Система сожжения, разложения и поглощения:

1 – лодочка с образцом; 2 – окислительные слои; 3 – электропечи; 4 – предохранительный клапан; 5 – склянка со щелочным раствором; 6 – ловушка для вымораживания влаги; 7 – колба для разложения карбоната; 8 – делительная воронка с HCl ; 9 – ловушка с раствором AgNO_3 ; 10 – ловушка с H_2SO_4 ; 11 – ловушка для замораживания CO_2 ; 12 – колба с раствором NH_4OH ; 13 – делительная воронка с раствором CaCl_2 ; 14 – холодильник

Избыток кислорода и газообразных примесей откачивают, после чего размораживаемый до 650-700 мм рт. ст. CO_2 поглощается при помешивании 500 мл раствора NH_4OH ($\sim 2:1$), свободного от CO_2 . В колбе с NH_4OH предварительно создается разрежение. В конце процесса поглощения раствор углекислого аммония разогревается. Колбу отсоединяют от вакуумной системы и погружают в баню с горячей водой для дальнейшего подогревания раствора $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$. Когда температура раствора достигнет 70° , из делительной воронки вливают 400 мл $\sim 40\%$ -ного раствора хлористого кальция при температуре кипения. Таким образом, температура растворов в момент осаждения CaCO_3 достигает $80-90^\circ$. Такая высокая температура при осаждении необходима, так как иначе образуется хлопьевидный осадок CaCO_3 , трудно поддающийся фильтрованию. Осадок CaCO_3 отфильтровывают че-

рез стеклянный пористый фильтр, тщательно отмывают от аммиака и высушивают. Известно, что возможен изотопный обмен атомов углерода между карбонатами и атмосферной углекислотой в присутствии влаги [145-147]. Поэтому важно фильтрование, отмывку и сушку карбоната проводить, по возможности, в минимальное количество времени. В нашей методике этот процесс занимает ~1-1,5 часа. За такой срок изотопный обмен практически не ощутим.

Следующее звено химического процесса – получение карбида кальция [148]. На основе нашего опыта получение карбида кальция может быть осуществлено следующим образом. Сухой карбонат в количестве 30 г. смешивают с порошкообразным металлическим Mg в соотношении 1:1 и закладывают в стальную пробирку, плотно закрывающуюся стальной пробкой, скрепленной с телом пробирки двумя шпильками (рис. 5.). Пробирку нагревают в трубчатой печи до ~800°. Образование карбида кальция происходит очень быстро и с большим выделением тепла.

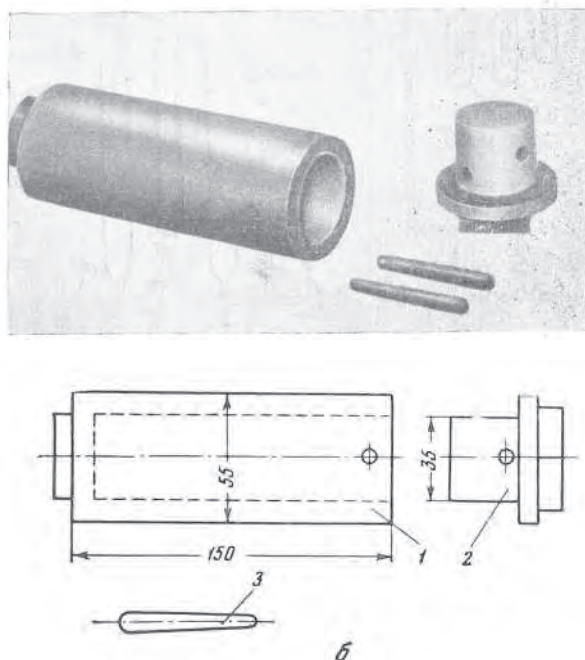
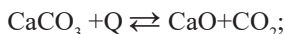


Рис. 5. Пробирка для получения карбида:
а – общий вид; б – чертёж; 1 – пробирка; 2 – крышка; 3 – шпилька

В пробирке по мере нагревания развивается высокое давление за счет разложения карбоната по реакции



поэтому, в целях безопасности, печь с пробиркой помещают в специальную защиту — железный «домик» с толщиной стенок 10 мм. Полученный карбид переносят в колбу, соединенную с установкой для получения этана (рис. 6.). Между колбой и этановой установкой помещают несколько ловушек, погруженных в смесь сухого льда с ацетоном, и U-образную трубку с P_2O_5 , всё для улавливания влаги. Из системы разложения карбида откачивают воздух, после чего начинается разложение

дистиллированной водой в течение 40–45 мин. Вода, применяемая для разложения карбида и для других операций (например, для приготовления растворов), заведомо не должна содержать трития в повышенном количестве, обусловленном загрязнением водоёмов в результате ядерных взрывов [149]. По этой причине было решено использовать дистиллированную воду из артезианской скважины (с глубины около 100 м), куда не проникают современные осадки. Образовавшийся ацетилен замораживают в шаровой ловушке, а выделяющийся одновременно, в результате побочной реакции взаимодействия избыточного количества магния с водой, водород откачивают. Количество C_2H_2 определяется по показанию ртутного манометра в известном объёме системы.

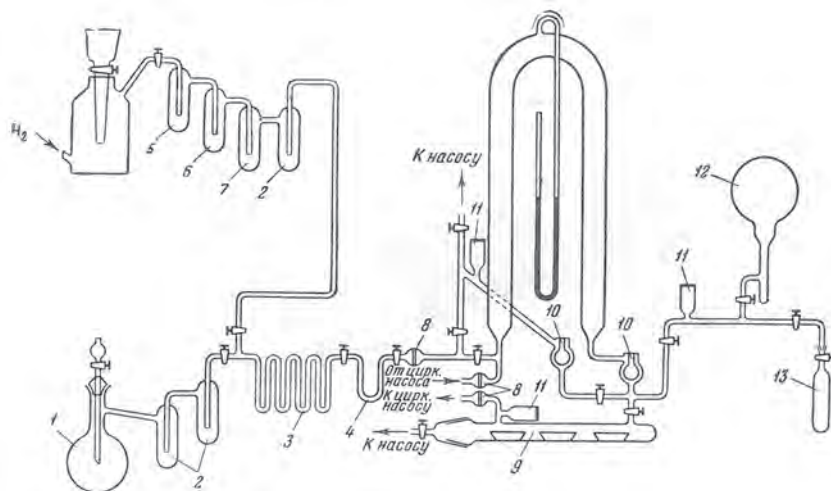


Рис. 6. Установка для получения этана:

1 – колба с карбидом; 2 – ловушка для вымораживания влаги; 3 – многоколенчатая ловушка для улавливания тумана; 4 – U-образная трубка P_2O_5 ; 5 – ловушка с раствором пирогаллола; 6 – ловушка с раствором $KMnO_4$; 7 – ловушка с H_2SO_4 ; 8 – пористый фильтр; 9 – реактор; 10 – ловушка для замораживания C_2H_2 и C_2H_6 ; 11 – термопарная лампа ЛТ-2; 12 – шар для сбора этана; 13 – съемная пробирка для передачи в систему наполнения счетчика

Водород для гидрирования берут в избытке от теоретически необходимого количества; примерное соотношение $C_2H_2 : H_2 = 1 : 3$. Вначале использовали водород из промышленных баллонов. Измерения показали, что водород из разных баллонов был в разной степени загрязнен тритием, несмотря на одинаковые технические условия их приготовления. Это, по-видимому, связано с заражением воды, применяемой для получения водорода, радиоактивными газообразными изотопами в результате атомных взрывов. В настоящее время мы по этой причине применяем водород, получаемый в лаборатории по реакции $2HCl + Zn = H_2 + ZnCl_2$, с использованием которого удалось получить счётные газы с постоянным минимальным фоном при измерении их активности. Нами приводится таблица 3, иллюстрирующая колебания фона в зависимости от водорода, применяемого для синтеза этана.

Очистка водорода от следов кислорода, органических примесей и влаги осуществляется пропуском его из газометра через щелочной раствор пирогаллола, щелочной раствор перманганата, концентрированную H_2SO_4 , ловушки в сухом льде с ацетоном и P_2O_5 .

Таблица 3.
Колебания фона в зависимости от источника водорода

Источник водорода	Фон в имп/мин
Баллон № 1	14,34±0,03
Баллон № 2	25,58±0,10
Баллон № 3	33,60±0,40
По реакции $HCl+Zn$	14,30±0,30
По реакции $HCl+Zn$	14,15±0,30

Процесс гидрирования заключается в многократном, при помощи циркулярного насоса (рис. 7), прохождении газов C_2H_2 и H_2 , при комнатной температуре, над Ni-катализатором, находящемся в реакторе. Гидрирование ацетилена продолжается 20-30 мин. Прекращение уменьшения давления газов в системе указывает на окончание процесса.

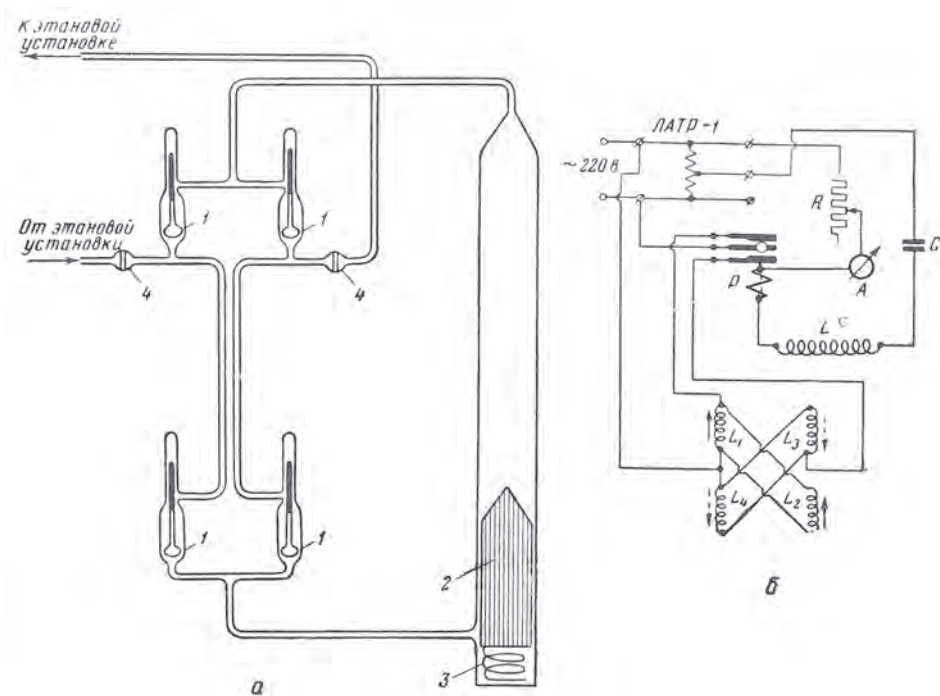


Рис. 7. Схема действия циркуляционного насоса (а):

1 – клапаны; 2 – железный сердечник; 3 – пружина из фторпласта; 4 – пористый фильтр

Электрическая схема циркуляционного насоса (б):

$L_1=L_2=L_3=L_4$ – катушки для поднятия клапанов (8000 витков, ПЭ – 0,15 мм); L – катушка железного сердечника (4000 витков, ПЭ – 1,0 мм); P – реле (20 витков, ПЭ – 1,0 мм); R – реостат (70 ом, 2 А); A – амперметр (5 А); C – конденсатор (20 мкф, 1000 в)

Этан замораживают в шаровой ловушке жидким азотом, а избыток водорода откачивают. Измеренное количество этана собирается в шаре хранения.

Перед переводом этана в систему наполнения счетчика производится его дополнительное обезвоживание. Газ замораживается в «пальце» шара жидким азотом, после чего быстро заменяют жидкий азот сухим льдом с ацетоном.

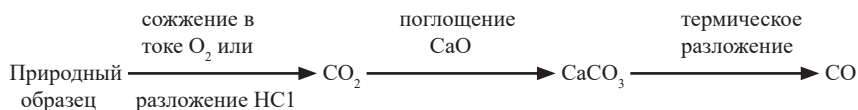
Размораживаемый сухой этан собирается в съёмной пробирке, которую переносят из установки для получения этана в установку для наполнения счетчика.

В случае датирования карбонатного материала (ракушки, известняки) процесс сжигания заменяется разложением перегнанной HCl (1:1). При этом на пути прохождения CO_2 помещают 2–3 ловушки с раствором AgNO_3 для улавливания следов Cl' -иона. В последней ловушке раствор AgNO_3 должен оставаться совершенно прозрачным.

Дальнейшие операции синтеза этана из карбонатного материала – те же, что и в случае органического материала.

Получение счётного газа CO_2

Схема химической подготовки углекислоты



Первый этап химической подготовки углекислого газа — сжигание образца в токе кислорода или разложение HCl — тот же, что и для этана. Однако навеска образца должна быть значительно меньше, чем в случае этана (из расчёта на 3–4 г. углерода).

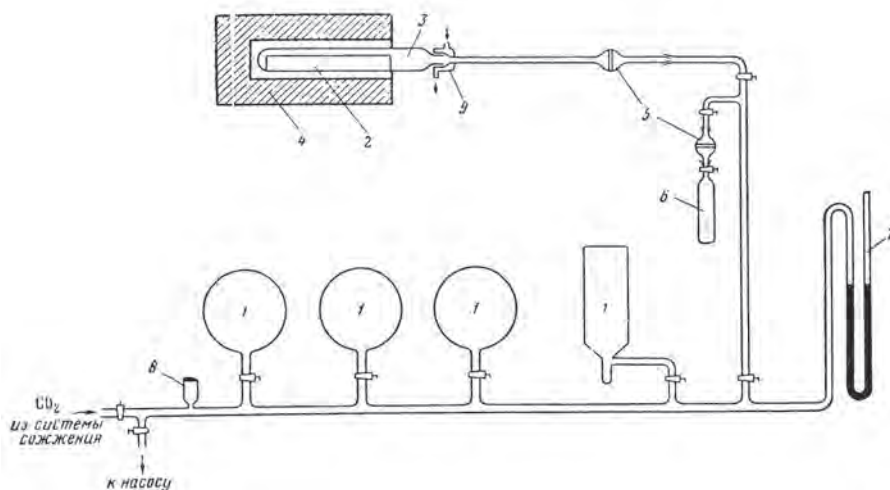


Рис. 8. Система очистки CO_2 :

1 – сосуды для хранения CO_2 ; 2 – трубка с CaO ; 3 – кварцевая трубка; 4 – электропечь; 5 – пористый фильтр; 6 – съёмная пробирка; 7 – манометр; 8 – термопарная лампа ЛТ-2; 9 – холодильник

Очистка CO_2 , поступающего в счётчик, должна быть очень тщательной, так как трудности счёта CO_2 вызываются не самим углекислым газом, а электроотрицательными примесями (кислород, галоиды, окислы азота, пары воды). Для очистки от примесей применяют поглощение CO_2 окисью кальция при температуре 700-800°, а затем — освобождение его при температуре 900-1000°. Очистка CO_2 окисью кальция производится в системе, связанной непосредственно с шарами хранения (рис. 8.). Окись химически чистого кальция в количестве ~150 г. закладывают в никелевую трубку длиной 350 мм и диаметром ~35 мм, по торцам которой имеются небольшие отверстия (диаметр ~1 мм). Трубку с CaO вкладывают в кварцевую трубу, соединяющуюся с основной стеклянной установкой при помощи шлифа-холодильника. На трубу надвигается печь, обеспечивающая нагрев до температуры 1300°.

Перед каждым новым введением CO_2 окись кальция необходимо освободить от следов CO_2 предыдущего образца и от газообразных примесей в течение 1-1,5 часов при температуре, более высокой, чем температура освобождения CO_2 , для чего производится непрерывная откачка при температуре 1200°. После этого температура трубы снижается.

Углекислый газ из шара хранения замораживают жидким азотом в «пальце» цилиндра и производят откачку примесей. Затем CO_2 размораживают в объёме цилиндра до ~760 мм и впускают в трубу с CaO при температуре 700°. Основная масса CO_2 поглощается в течение двух часов. Небольшое количество CO_2 , составляющей 100-150 мм давления рт. ст., поглощается при постепенном понижении температуры до 450°. При этой температуре производится откачка газовых примесей.

Очищенную CO_2 выделяют при нагревании трубы до 900-1000°. Углекислый газ собирают в съёмной пробирке путём замораживания жидким азотом. Над твёрдой углекислотой вновь производят откачку, после чего пробирку переносят в установку для наполнения счётчика. В системе очистки создаваемый над CaO вакуум был равен $1 \cdot 10^{-3}$ мм рт. ст., а последующую очистку производили при более высоком вакууме — $5 \cdot 10^{-5}$ мм рт. ст. — в системе наполнения счётчика.

Счетные газы, полученные по описанным выше методикам, выдерживались перед наполнением в счетчик около одного месяца, чтобы дать распасться радону, если он присутствовал. Периодически производили на масс-спектрометре типа МС-2 анализ составных газов на изотопный состав углерода и наличие примесей. В пределах возможностей прибора фракционирование и какие-либо существенные примеси не были обнаружены.

Очистка счётных газов и наполнение счетчика

При систематических наполнениях счётчика различными образцами важно полагать каждый раз воспроизводимые характеристики, чтобы иметь достоверные результаты для расчёта возраста. Поскольку счетчик работает в пропорциональной области, необходимо иметь каждый раз один и тот же коэффициент газового усиления. Электроотрицательные примеси влияют на характеристику счётчика. Это вызвано явлением «прилипания» электронов к атомам и молекулам электроотрицательных примесей в процессе образования электронной лавины [150-151]. Вероятность образования отрицательных ионов с CO_2 больше, чем в этане, и поэтому CO_2 требует более тщательной очистки от электроотрицательных примесей. От этих примесей CO_2 освобождают при химической очистке над окисью кальция, как было описано выше. Однако перед наполнением счётчика следует производить дополнительную очистку от следов этих примесей, основанную на различной температуре конденсации CO_2 и примесей.

На рисунке 9 представлен график зависимости упругости паров от температуры для некоторых соединений представляющих интерес с точки зрения возможности

использования их в качестве счётных газов. Из графика видно, что при температуре -196° упругость паров кислорода значительно больше, чем остальных примесей, а упругость паров воды значительно меньше. Следовательно, варьируя температуру, кислород может быть легко удален откачкой. При температуре -78° CO_2 размораживается, в то время как влага остается замороженной.

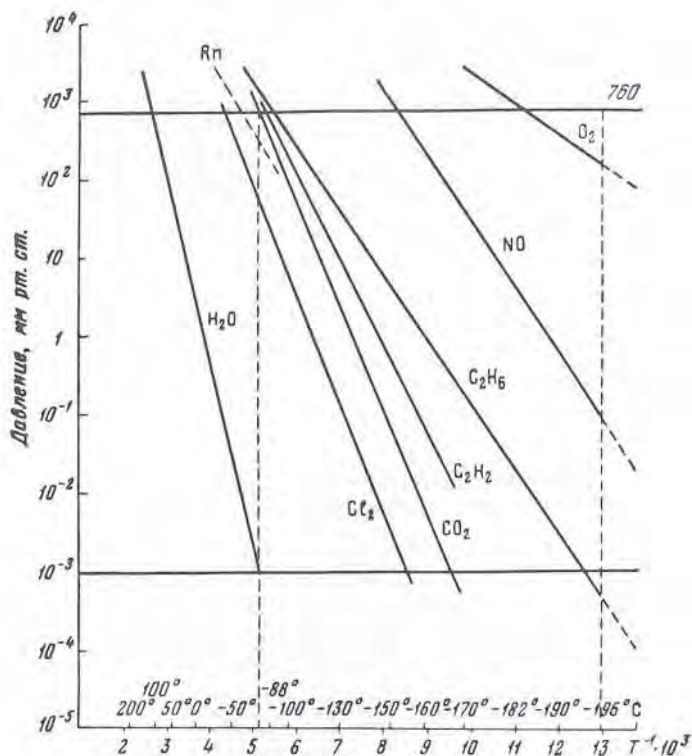


Рис. 9. График зависимости упругости паров от температуры

Очистка производится в системе, схематически показанной на рис. 10, и заключается в следующем: CO_2 замораживается в «пальце» шара 3 и над замороженной CO_2 производится откачка до давления 10^{-5} мм рт. ст. Затем дьюар с жидким азотом быстро заменяют дьюаром с сухим льдом с ацетоном. Так как примеси могут адсорбироваться при первом замораживании, процесс замораживания и откачки затем повторяется в ловушках 8. Подобная операция очистки проводилась вначале и с этаном, но потом оказалось, что для него не требовалась столь глубокая очистка.

После очистки газа и откачки счётчика производится наполнение счётчика до 2-3 атм. В стеклянных шарах 4, 5, 6, 7 хранятся эталоны. К системе при помощи шлифа 1 присоединяют съёмные шары с образцами газов. Шар 3 с известным объёмом служит для измерения объёма газа, вводимого в счётчик. Давление газа измеряется ртутным манометром 9. К стеклянной системе на пицциновой замазке присоединен металлический фланец 12, к которому подсоединяется счётчик во время откачки и наполнения. Наряду с переходом на пиццине применялся также переход из ковара. Обе конструкции перехода от стекла к металлу оказались пригодными.

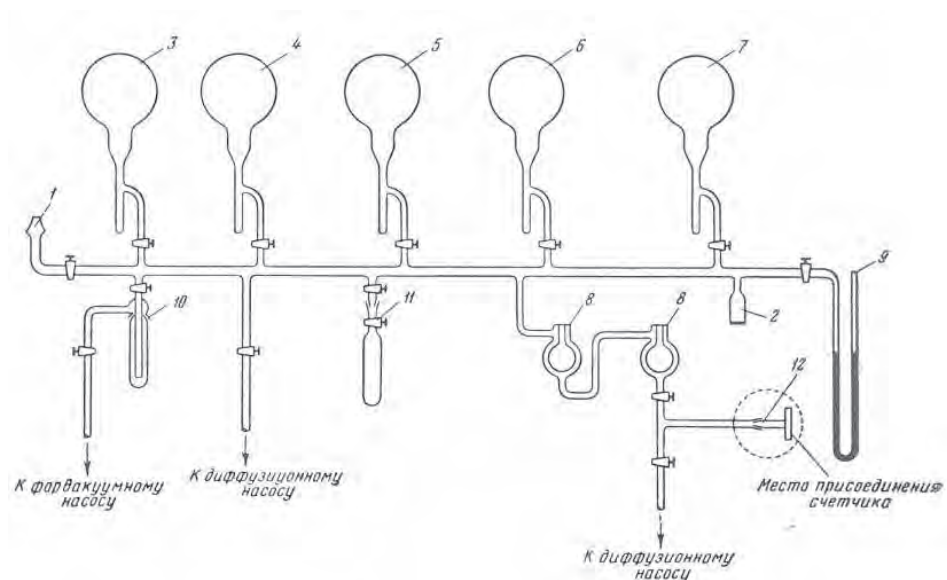


Рис. 10. Система откачки и наполнения счетчика:

1 – шлиф для присоединения съёмных шаров; 2 – лампа ЛТ-2; 3 – шар для измерения газа; 4, 5, 6, 7 – шары для хранения эталонов; 8 – шаровые ловушки; 9 – ртутный манометр; 10 – ловушка для улавливания влаги; 11 – съёмная пробирка для переноса образца; 12 – переход стекло – металл на пирене

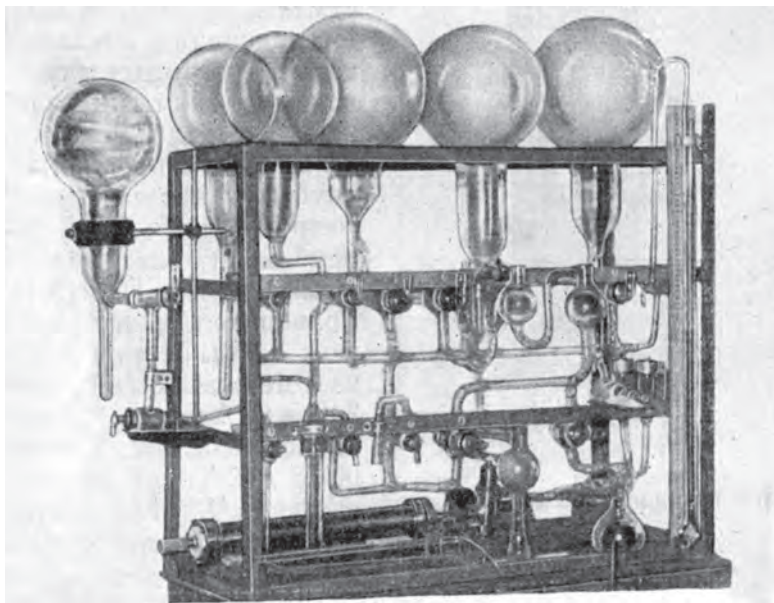


Рис. 11. Общий вид системы наполнения счётчика

Система откачивается форвакуумным и диффузионным масляным насосами. Счётчик откачивается вторым диффузионным насосом.

Общий вид системы очистки газов и наполнения счётчика приведён на рис. 11, на рис. 12. показан шкаф для хранения съёмных шаров с измеряемыми газами.

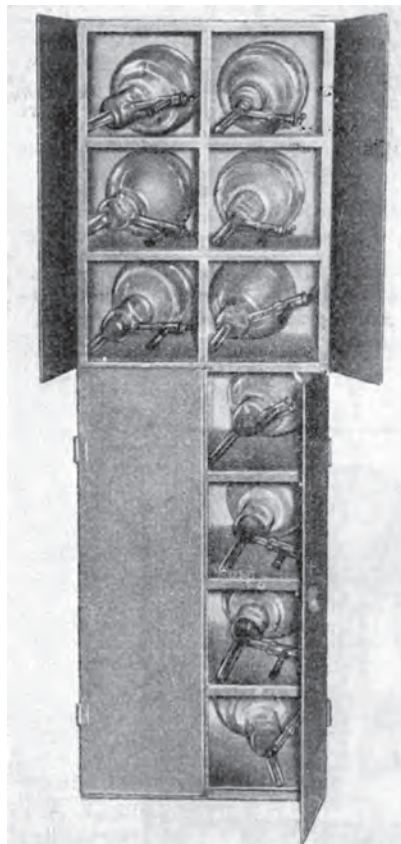


Рис. 12. Шкаф для хранения шаров

Наполнение счетчика счетным газом производится из общего количества газа, путем замораживания его в «пальце» счетчика. Нужное количество газа определяется по показанию ртутного манометра. Процесс замораживания газа в счётчике длится 1-2 мин., что исключает изотопное фракционирование углерода в данном процессе в пределах точности измерений.

Конструкции

Ниже даются описания конструкций пропорционального счётчика, экранирования его от космических лучей и γ -излучения из недр Земли, электронного оборудования, которые применялись в работе для регистрации слабых активностей природного радиоуглерода.

Конструкция пропорционального счетчика

На рис. 13 показан общий вид сконструированного нами пропорционального счетчика. Материалы, которые используются для изготовления счётчика, должны содержать наименьшее количество радиоактивных загрязнений. С этой целью был проверен ряд промышленных материалов при помощи сеточно-стенного счётчика [97]. Из исследуемых материалов делались цилиндрические вкладыши диаметром 67 мм и длиной 180 мм, которые вставлялись в сеточно-стенный счётчик. В табл. 4 приводятся результаты исследования активности материалов. Результаты были пересчитаны на 100 см^2 поверхности материала и дают относительную активность по сравнению с активностью нержавеющей стали марки ЭЯ, принятой за нуль. Исследования показали, что из готовых промышленных материалов наиболее чистыми являются нержавеющая сталь, никель, ковар.

В нашем распоряжении имелись трубы из нержавеющей стали диаметром 45; 55; 75 и 90 мм. Из этих труб были сделаны счётчики с объёмами 0,6; 1,0; 1,3 и 2,0 л. На рис. 14 приводится чертёж счётчика с объёмом 1,3 л. Катодом служит труба из нержавеющей стали длиной 340 мм. Анодом счётчика является вольфрамовая нить диаметром 0,028 мм. Торцы пропорционального счётчика 12 и 22 сделаны из изоляционного материала — фторпласта-4.

Опыт работы показал, что недостаточно уплотнять счётчик только фланцем с резьбой 26, а необходимо ввести уплотнение по окружности шестью болтами 9. Это обеспечило отсутствие утечек газа при давлении свыше 1 атм. По центрам изоляторов укреплены штуцера 5 и 14, которые при помощи гаек 7 и 29 создают необходимую

герметичность. Штуцера являются охранными кольцами для анода. Штуцер 5 соединяется с краном 2, через который производится откачка и наполнение счётчика. Штуцер 14 служит для вывода анода, причем желательно выводить нить без пайки, во избежание радиоактивного загрязнения. Нить прижимается винтом 13 из нержавеющей стали к электроду 15, который выводится наружу через фторпласт-4 и уплотняется накидной гайкой 30. Изолирующая втулка 27 из фторпласта-4 центрирует нить по оси счётчика. Второй конец нити изолирован посредством бусинки из фторпласта-4 (19-20). Нить находится в натянутом состоянии за счёт пружины 18, которая делается также из вольфрама диаметром 50-100 мк.

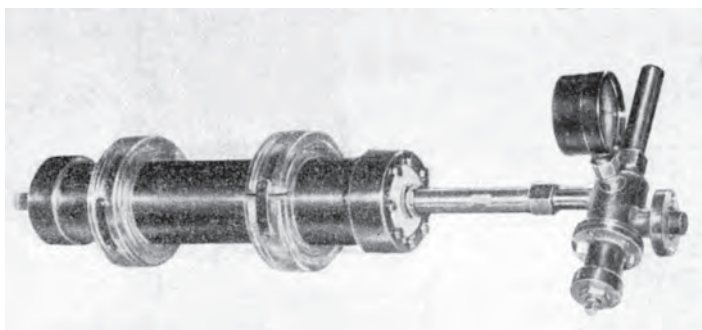
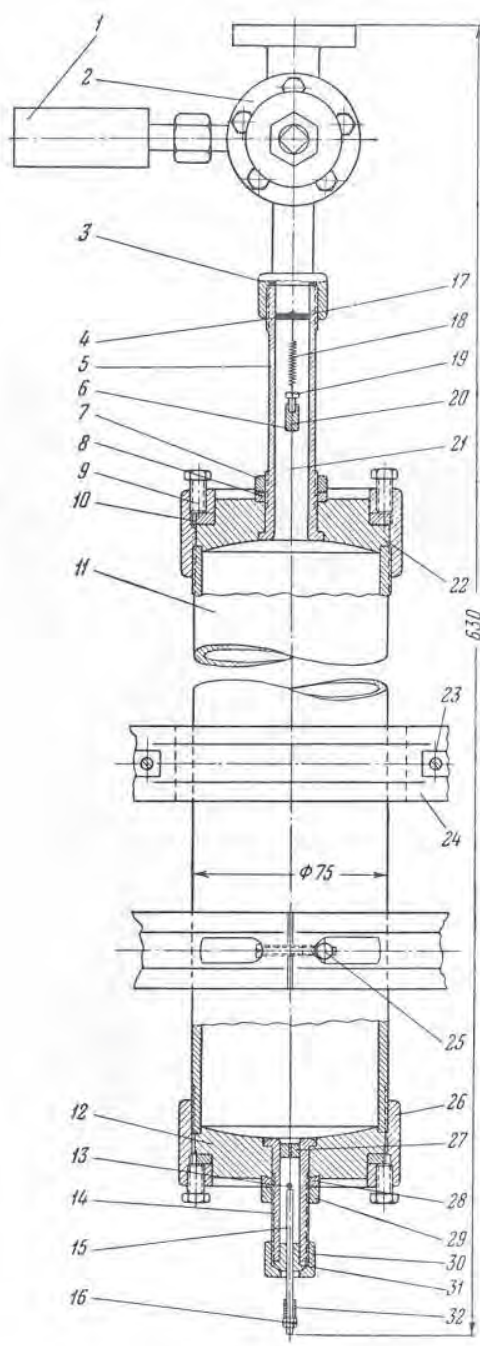


Рис. 13. Общий вид пропорционального счетчика

Счётчик легко собирается и разбирается. Перед сборкой детали счётчика тщательно очищаются. После полировки внутреннюю поверхность катода промывают органическими растворителями (бензол, ацетон). Вольфрамовую нить промывают азотной кислотой и дистиллированной водой. Фторпласт-4 промывается в спирте. Остальные детали счётчика и детали крана промывают органическими растворителями (ацетон, бензол).

Таблица 4
Естественная активность различных материалов

Материал	Активность в имп/мин	Материал	Активность в имп/мин
Сталь нержавеющая марки ЭА, листовая, 0,3 мм	0	Латунь, листовая, 1 мм	7,0
Никель, проволока Ø 0,5 мм	1	Медь красная, листовая, 0,5 мм	9–54
Никель, листовой, 0,3 мм	0	Нихром, 0,3 мм	30
Ковар, листовой, 0,4 мм	0	Молибден, листовой, 0,3 мм	19
Железо, листовое, 1 мм	0–2	Стекло молибденовое Ø1,5 мм	>90
Органическое стекло	0,5	Дюраль, листовой, 1 мм	9,5
Тантал, листовой, 0,2 мм	2,5	Олово, листовое, 0,3 мм	>45
		Свинец, листовой, 1 мм	>55



Наиболее трудоемкая работа при сборке — это натяжение нити. Когда счетчик собран и готов к работе, на катод надевают изоляторы из органического стекла 24, так как на катод подается высокое напряжение, до -10 кв. Кольцо изолятора состоит из двух полуколец, соединенных винтами 23. Изоляторам придается «волнистая» форма, чтобы увеличить поверхность и тем самым ликвидировать утечку. Изоляторы проверялись при напряжении 12 кв.

Конструкции пропорциональных счетчиков других размеров были аналогичны описанному счетчику.

Рис. 14. Пропорциональный счетчик, чертеж:

- 1 — манометр;
- 2 — кран счётчика;
- 3 — прокладка;
- 4 — кольцо;
- 5 — штуцер № 1;
- 6 — резьбовая втулка;
- 7 — гайка;
- 8 — шайба;
- 9 — болт;
- 10 — шайба;
- 11 — труба;
- 12 — изолятор нижний;
- 13 — винт;
- 14 — штуцер № 2;
- 15 — электрод;
- 16 — гайка;
- 17 — среднее кольцо;
- 18 — пружина;
- 19 — резьбовая пробка;
- 20 — втулка;
- 21 — нить;
- 22 — изолятор верхний;
- 23 — винт;
- 24 — изолирующее кольцо;
- 25 — фишка с резьбой;
- 26 — фланец с резьбой;
- 27 — изолирующая втулка;
- 28 — шайба;
- 29 — гайка;
- 30 — накидная гайка;
- 31 — уплотнитель;
- 32 — наконечник

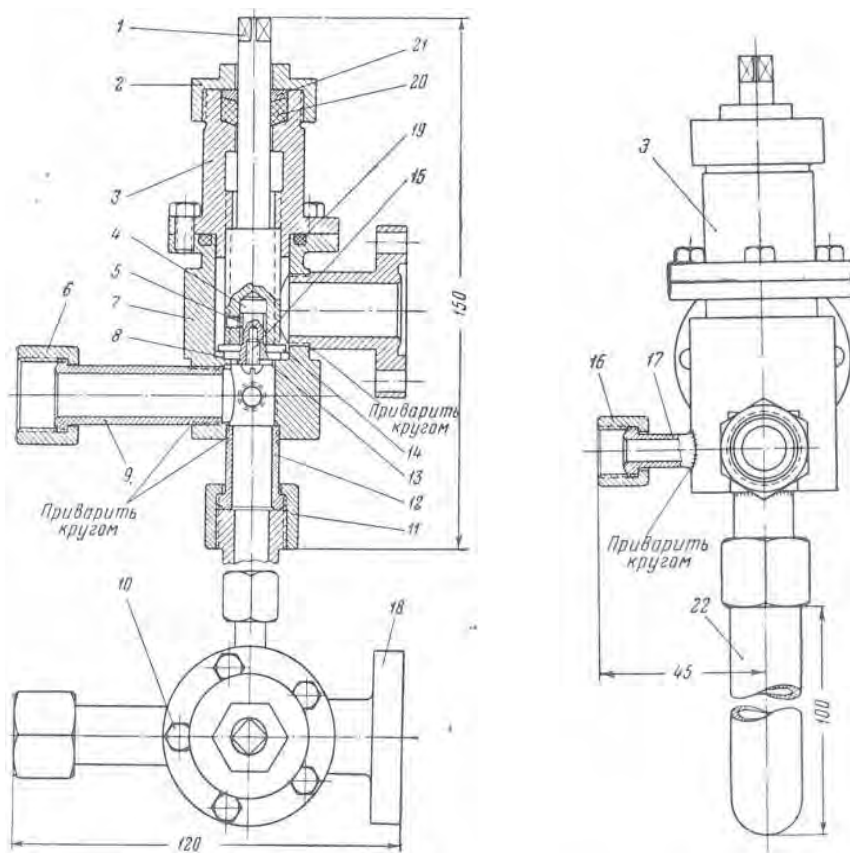


Рис. 15. Кран счетчика:

1 – винт крана; 2 – колпачок; 3 – крышка корпуса; 4 – пята; 5 – винт стопорный; 6 – накидная гайка; 7 – корпус крана; 8 – шайба уплотнительная; 9 – патрубок № 1; 10 – болт; 11 – накидная гайка; 12 – патрубок № 2; 13 – шайба; 14 – пята; 15 – винт; 16 – малая накидная гайка; 17 – патрубок № 3; 18 – патрубок № 4; 19 – уплотнительное кольцо; 20 – уплотнительная резина; 21 – нажимная шайба; 22 – палец.

Исследование счётчиков с разными объёмами было вызвано, во-первых, тем, что важно было получить наилучшие условия между полезным счётом и фоном; во-вторых, необходимо было иметь счётчики для разных количеств образца. Сравнение счётчиков производилось для всех размеров при давлении 2 атм. Оказалось, что наиболее подходящим счётчиком для массовых анализов является счётчик с объёмом около 1 л, особенно при работе с этаном, так как получение ацетилена в больших количествах опасно. Результаты применения пропорциональных счётчиков с разными объёмами, наполненных углекислотой и этаном, приведены в табл. 5.

Счётчик № 5 из-за высокого значения фона не использовался.

Используя для счёта углекислоту, разумнее работать с большими объёмами и при высоких давлениях (≥ 3 атм).

Работа с пропорциональными счётчиками при высоких давлениях потребовала создания специальной конструкции крана.

Таблица 5.
Сопоставление счетчиков разных размеров

№ счет- чика	Газ	Рабочий объем в л	Давление в атм	Длина счетчика в мм	Чистый счет N_0 в имп/мин	Фон N_ϕ в имп/мин	„Показатель качества” $N_0/\sqrt{N_\phi}$
1	CO ₂	0,85	2	450	9,5	8,9	3,2
2	C ₂ H ₆	0,9	2	450	18,6	14,3	4,9
3	C ₂ H ₆	1,9	2	350	26,2	19,1	6
4	CO ₂	0,5	2	425	5,6	6,7	2,2
5	CO ₂	1,2	2	350	—	14,5	—

Приводимая конструкция крана позволяет легко получать в счётчике вакуум порядка 10^{-6} мм рт. ст. и вводить газы до высокого давления (12 атм). Кран изготовляется из нержавеющей стали (рис. 15). В корпус 7 вварены четыре патрубка. Патрубок 9 при помощи накидной гайки 6 присоединяется к счётчику, а патрубок 18 служит для присоединения к вакуумной системе при помощи вакуумной резиновой накладки. Исследуемый газ замораживается в «пальце» 22, который соединяется накидной гайкой 11 с патрубком 12. Для контроля давления служит манометр, который присоединяется к крану накидной гайкой 16 на патрубке 17. Кран закрывается винтом 1 при помощи надеваемого на винт штурвала. Винт 1 уплотняется колпачком 2 посредством уплотнительного кольца 20. Нажимная шайба 21 усиливает уплотнение. На конце винта 1 закреплена уплотнительная шайба 13 из вакуумной резины (в некоторых кранах вместо резины использовался фторпласт-4, так как он является лучшим вакуумным материалом). Винт перемещается по резьбе в крышке корпуса 3, которая соединяется с корпусом крана 7 пятью болтами по окружности корпуса. Уплотнение осуществляется кольцом 19 из вакуумной резины. Винт 1 при сборке слегка покрывают вакуумной смазкой для облегчения вращения. Все остальные прокладки изготавливались из алюминия.

Кран и счётчик проверялись на герметичность до 12 атм в течение нескольких дней. Описанные счётчики — переносные, в отличие от многих зарубежных конструкций, применяемых для счёта природного радиоуглерода [93, 108].

Экранирование пропорционального счетчика

Фон счётчика, вызванный космическими и гамма-лучами из недр Земли, во много раз превышает активность природного радиоуглерода. Поэтому измерение активности природного радиоуглерода не мыслимо без специального экранирования.

В описываемых установках экранирование осуществлялось с помощью стального и ртутного экранов. Для исключения счёта космических частиц использовалось кольцо счетчиков Гейтера вокруг пропорционального счетчика, включенное с ним по схеме антисовпадений.

Конструкция стального экрана

Экран из мягкой стали (марки Ст-3) служит для защиты от гамма – лучей и от мягкой компоненты космических лучей. Он собран из плит толщиной 20 и 25 мм. Эскиз экрана показан на рис. 16. Основание экрана имеет толщину 235 мм, боковые стенки — 250 мм. Толщина крыши экрана 340 мм. Крайние плиты боковых стенок

соединяются на штифтах с основанием и крышей экрана. В одной из стенок проделано два отверстия для вывода из камеры проводов.

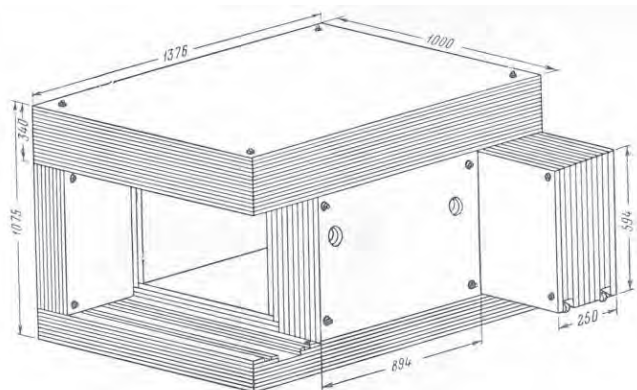


Рис. 16. Стальной экран

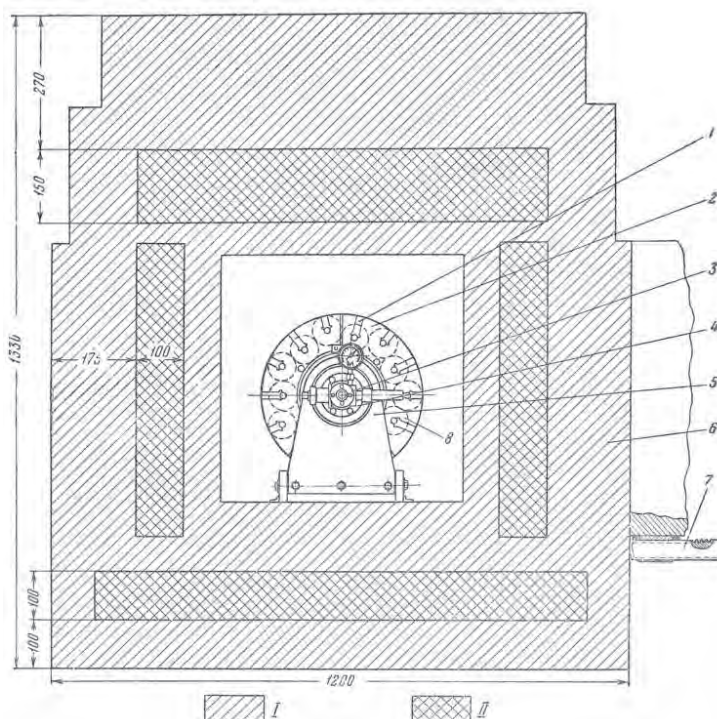


Рис. 17. Стальной экран с использованием парафина:

1, 2 – фланцы каркаса для защитных счётчиков; 3 – кран пропорционального счётчика; 4 – пропорциональный счётчик; 5 – ртутный экран; 6 – стальной экран; 7 – механизм открывания дверцы; I – стальной корпус; II – парафиновая прокладка

Торцовые стенки экрана, толщиной 250 мм, подвижны и служат дверцами для доступа в камеру. Размер камеры 500×500×896 мм. Каждая дверца передвигается на четырёх шарикоподшипниках по направляющим, проложенным по основанию экрана. Общий вес экрана около 10 т. Экран установлен на бетонном фундаменте высотой 2,5 м. Фундамент возвышается над полом на 0,5 м.

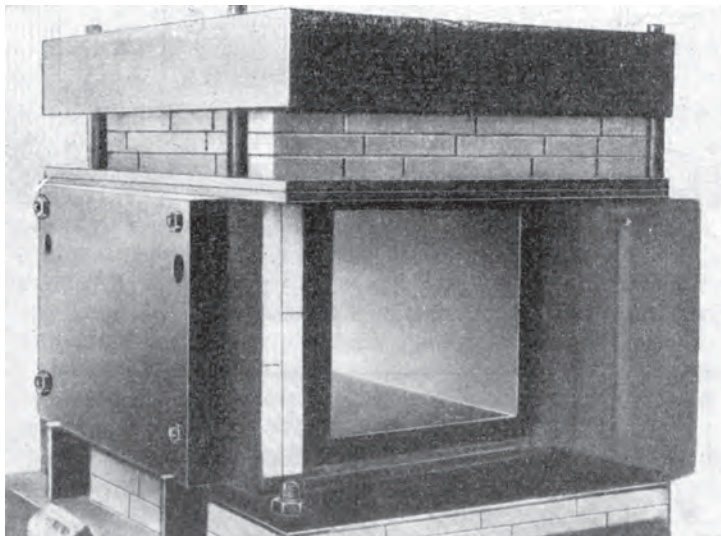


Рис. 18. Сборка экрана

Для передвижения каждой дверцы служит специальный механизм, так как вес дверцы около 1 т. Передвижение дверцы при помощи этого механизма не требует больших физических усилий и отнимает очень мало времени, что позволяет всегда иметь легкий и быстрый доступ в камеру. Этим конструкция экрана выгодно отличается от аналогичных конструкций. Для снижения нейтронной компоненты фона были в другой установке той же конструкции дополнительно помещены блоки из парафина, спрессованного с борной кислотой (75 % парафина и 25 % борной кислоты). Схема установки парафиновых блоков показана на рис. 17, а на рис. 18 эти блоки видны в момент сборки экрана.

Конструкция ртутного экрана

Для защиты от γ -излучения самого стального экрана служит ртутный экран, показанный на рис. 19 [104, 152]. Труба 4 является внутренней стенкой экрана и одновременно – каркасом всей конструкции. С торцов к ней приварены две стойки 5 и при помощи колец 3 приварена внешняя труба 2. Материал экрана – нержавеющая сталь. Образующееся между трубами пространство заполняется ртутью через втулку 6. После заливки ртути втулка закрывается пробкой 8 с прокладкой из кожи 7. Для передвижения ртутного экрана к стойкам крепятся четыре шарикоподшипника 1.

Общий вес ртути, заполняющей экран, около 90 кг. Толщина ртутного слоя, окружающего счетчик, 24 мм. Ртуть марки Р-1 перед наполнением подвергалась однократной перегонке.

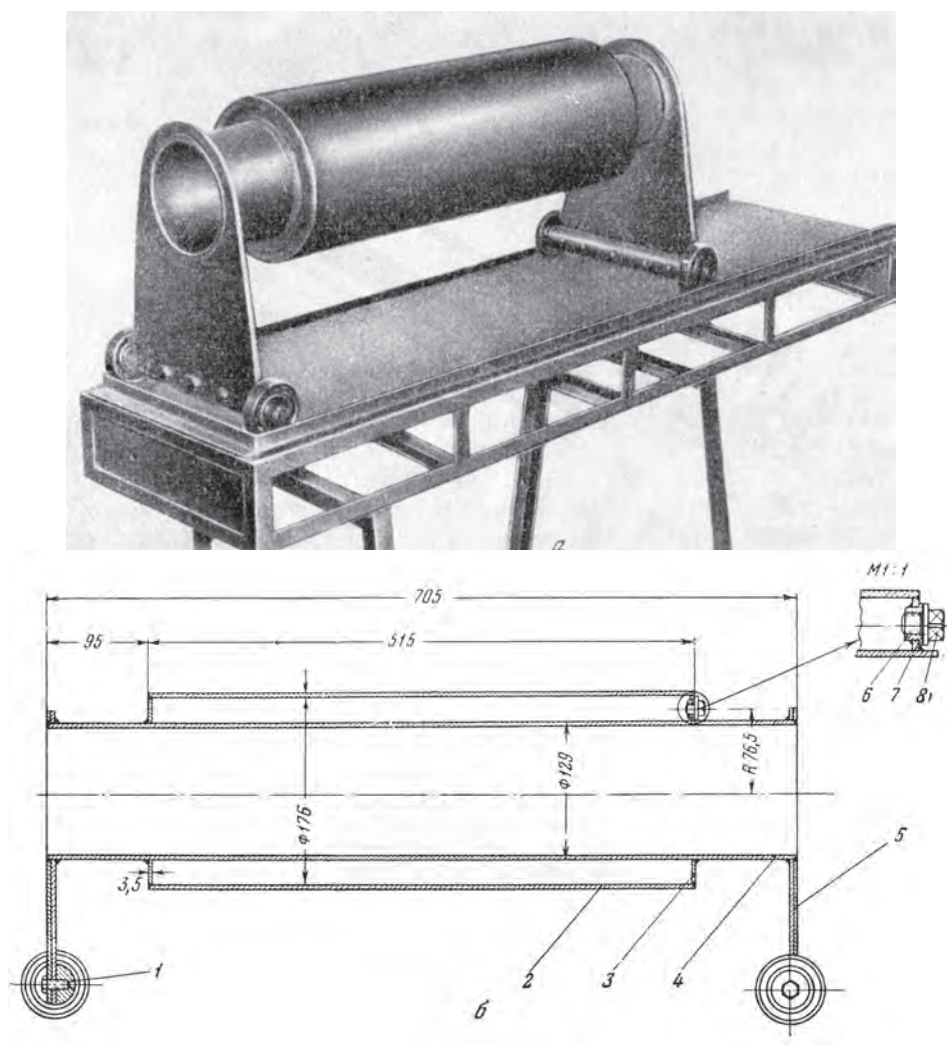


Рис. 19. Ртутный экран:

a – общий вид; *б* – чертёж; 1 – шарикоподшипники; 2 – внешняя труба; 3 – кольцо; 4 – внутренняя труба; 5 – стойка; 6 – втулка с резьбой; 7 – прокладка; 8 – пробка

Крепление защитных счётчиков

Защитные счетчики для антисовпадений собираются на специальном каркасе, который изображен на рис. 20. Два кольца из органического стекла разрезаны на полукольца и скреплены четырьмя стальными прутками диаметром 10 мм. В одном кольце имеются отверстия по числу используемых защитных счетчиков, в другом прорезано такое же количество пазов. Отверстия и пазы расположены так, что после сборки счетчики оказываются уложенными в шахматном порядке. Это обеспечивает отсутствие «щелей». Пазы дают возможность вынимать счетчики из кольца, не разбирая всего кольца, что необходимо для замены вышедших из строя счетчи-

ков. Счетчики удерживаются в пазах пластинками из органического стекла. После сборки обе половины защитного кольца надеваются на ртутный экран и скрепляются между собой. Всё кольцо свободно вращается на ртутном экране, что облегчает замену счётчиков. В то же время кольцо не может передвигаться вдоль экрана, что обеспечивает определённое положение кольца относительно пропорционального счётчика. Наполнение ртутью ртутного экрана и сборка защитных счётчиков производятся на специальной тележке, используемой в дальнейшей работе (рис. 21., 22.).

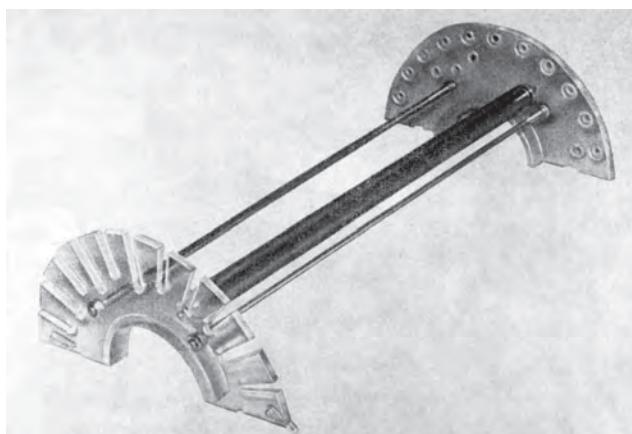


Рис. 20. Каркас для защитных счетчиков

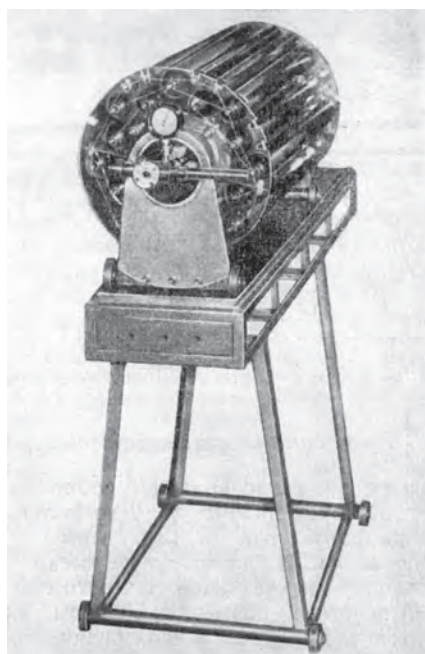


Рис. 21. Общий вид защитного кольца и ртутного экрана на тележке

Измерение природного радиоуглерода

Блок-схема счетной аппаратуры

Блок-схема счетной аппаратуры приведена на рис. 23. Импульсы от пропорционального счетчика усиливаются предусилителем, затем усилителем, анализируются по амплитудам в одноканальном анализаторе и формируются в прямоугольные импульсы. Сформированные импульсы поступают на схемы совпадений и антисовпадений. Импульсы от кольца защитных счетчиков также усиливаются, формируются в прямоугольные и поступают на схемы совпадений и антисовпадений. Регистрация импульсов ведется по четырем каналам:

- 1). счёт антисовпадений между пропорциональным счётчиком и кольцом защитных счётчиков;
- 2). интегральный счет пропорционального счетчика;
- 3). счёт совпадений между пропорциональным счётчиком и кольцом защитных счётчиков;
- 4). счет импульсов кольца защитных счетчиков.

Для непрерывного контроля счёта антисовпадений и кольца защитных счётчиков импульсы антисовпадений и кольца подаются на соответствующие интенсиметры и записываются самописцами ЭПП-09. Непрерывная запись необходима при круглосуточной работе счётной установки.

По данной блок-схеме работают две счетные установки с небольшими различиями в деталях аппаратуры.

Усилитель импульсов

Было бы желательно в максимальной степени использовать электронную аппаратуру, выпускаемую отечественной промышленностью. С этой целью в качестве усилителя импульсов был использован серийный прибор «Сирень». Он даёт возможность получать на выходе неискаженные импульсы с амплитудой до 100 в, временем нарастания от 0,2 мксек и длительностью от 5 до 400 мксек и регулировать коэффициент усиления в широком интервале. При помощи имеющегося в нём дискриминатора со ступенчатой регулировкой от 3 до 100 в можно снимать интегральные кривые счёта. Усилитель имеет также выносной блок (предусилитель). Однако в первоначальном виде усилитель не мог быть использован из-за слишком большой чувствительности к внешним помехам. Поэтому его подвергли переделке: одна трехламповая усилительная секция усилителя была исключена, после чего его можно было использовать в работе. В предусилителе был переделан вход. После переделки была заново проверена линейность усилителя, что иллюстрируется графиком на рис. 24. Точность измерений линейности около 1 %. С выхода усилителя снимается положительный импульс с амплитудой до 100 в и с временем нарастания 0,2 мксек.

Наряду с видоизмененным заводским усилителем использовался в другой установке усилитель, изготовленный в лаборатории, не уступающий по своим качествам заводскому. Он был собран по схеме, описанной в литературе [153].

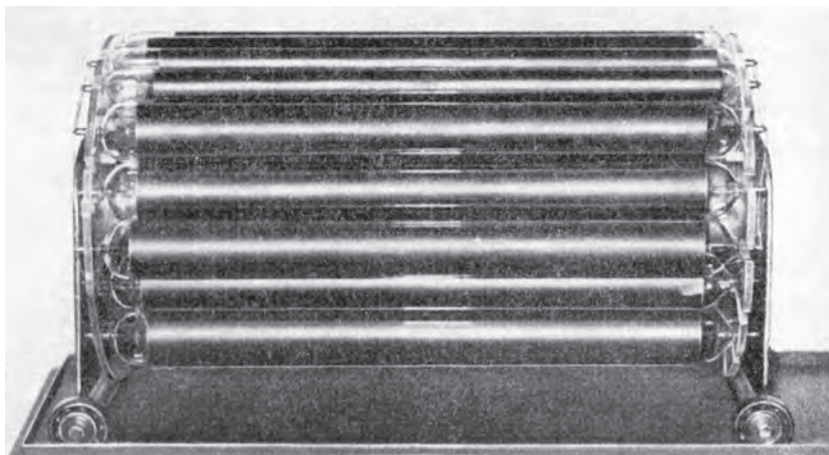


Рис. 22. Общий вид защитного кольца

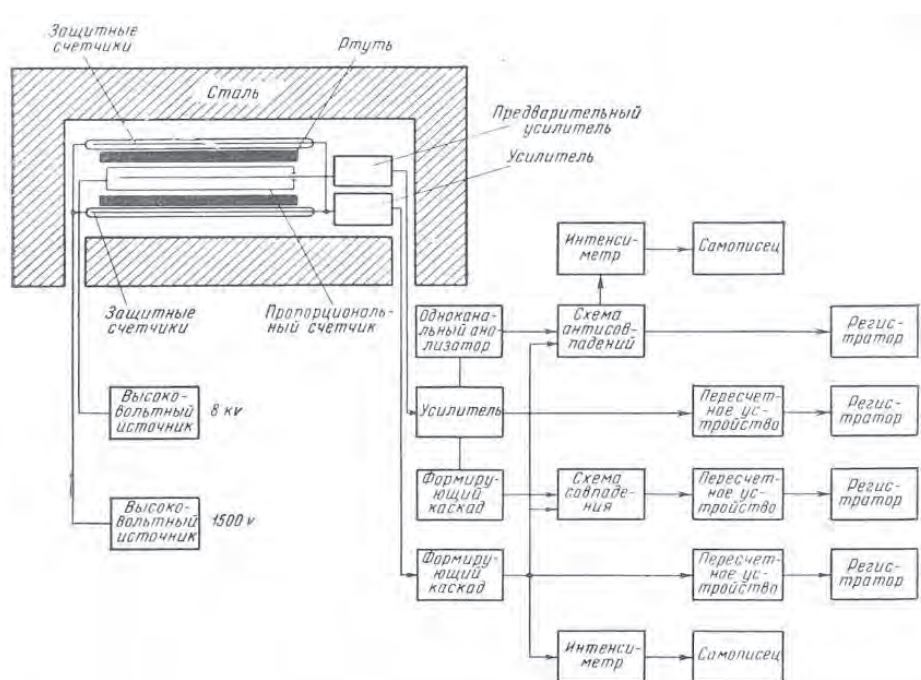


Рис. 23. Блок-схема счетной аппаратуры

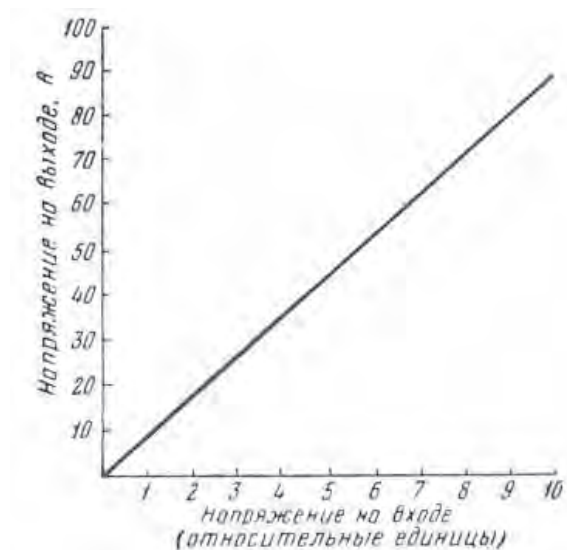


Рис. 24. Амплитудная характеристика усилителя

Специальный амплитудный анализатор импульсов для счета слабых активностей

Для измерения малых активностей мягких β -лучей требуется знать не только интегральное распределение скорости счёта, но также изменение скорости счёта в «широком окне». Измерение слабой активности сопряжено с трудностью, возникающей в связи с тем, что μ -мезоны проникают через стальную защиту и производят ионизацию в пропорциональном счётчике. Чтобы исключить счёт, вызванный μ -мезонами, пропорциональный счетчик окружается кольцом защитных счетчиков Гейгера, включенных с пропорциональным счётчиком по схеме антисовпадений. Используя схему антисовпадений, удастся увеличить отношение полезного счёта к фону. С этой целью анализатор был специально сконструирован для счета слабых активностей. Широкое окно удобно тем, что позволяет использовать весь динамический диапазон усилителя. Блок-схема устройства показана на рис. 26, а.

Описываемое устройство содержит собственно ширококанальный анализатор и схему антисовпадений для исключения совпадающих импульсов от пропорционального счётчика и защитных счётчиков Гейгера. Ширококанальный анализатор состоит из нижнего и верхнего дискриминаторов и схемы антисовпадений. Пороги дискриминаторов могут меняться от 5 до 110 в. Ширина окна анализатора может меняться от 5 до 105 в. Принципиальная схема устройства приведена на рис. 27.

Управление порогами дискриминации и величиной окна осуществляется по сеткам запертых ламп Л12 и Л14. Верхний и нижний дискриминаторы собраны по схеме Шмитта на двойных триодах 6Н15П (лампы Л1-2 и Л13-14). Схема антисовпадений анализатора собрана на лампах 6Н15П и 6Ж1П (лампы Л5-6 и Л15). Когда амплитуда выходного импульса усилителя достигает порога срабатывания дискриминатора, запертая половина лампы открывается.

Предусилитель располагается в стальном экране, в непосредственной близости от счетчика (рис. 25).

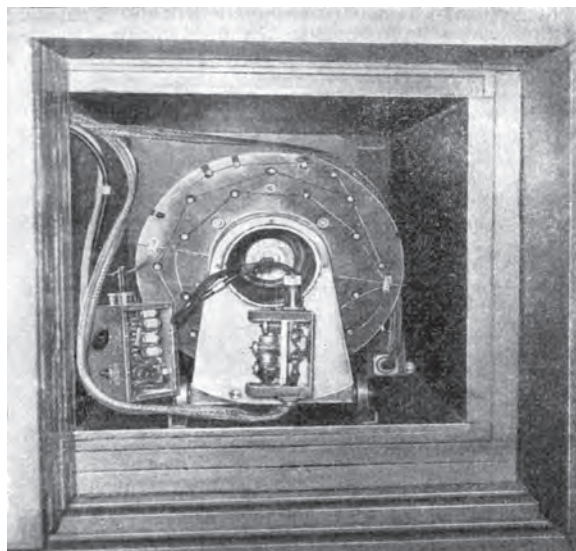


Рис. 25. Расположение предусилителя в камере.

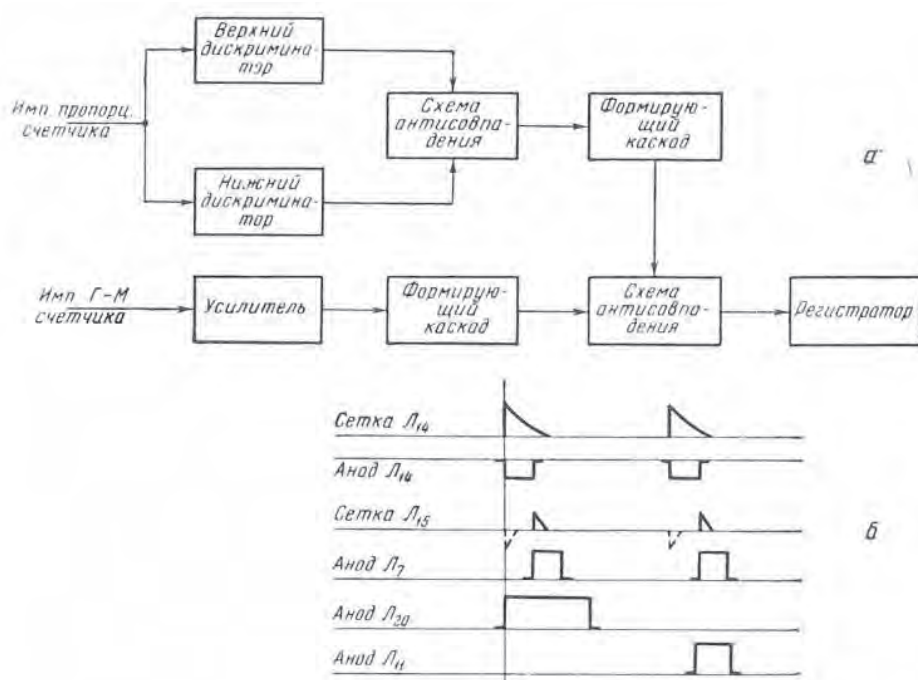


Рис. 26. Блок-схема анализатора для счёта слабых активностей (а) и временная диаграмма (б)

Рис. 27. Принципиальная схема анализатора

Анализатор пропускает импульсы, превышающие только порог срабатывания нижнего дискриминатора. Длительность сформированного импульса 80 мксек.

Схема отбора антисовпадений между пропорциональным счётчиком и кольцом защитных счетчиков собрана на лампах 6Н15П и 6Ж1П (лампы L_{9-10} и L_{16}). Длительность запрещающего импульса 300 мксек. Он всегда приходит раньше, чем импульс от анализатора (рис. 26, б). Схема совпадений собрана на лампе 6Ж1П (на принципиальной схеме не указана). Схема оказывается полезной для контроля работы кольца и пропорционального счётчика.



Рис. 28. Запись интегрального счёта без А.С. и с А.С. для пропорционального счётчика в стальном экране

Попытка использовать для работы серийный прибор типа «Яблоня» без коренной переделки оказалась неудачной (снималась только половина фона от мезонов). Описанный анализатор работает значительно эффективней (фон снижается в 20 раз).

Диаграмма записи интегрального счёта с антисовпадениями и без антисовпадений, снятая при помощи специального анализатора, представлена на рис. 28.

Высоковольтный источник питания пропорционального счётчика

Для питания счётчика высоким напряжением применялся высоковольтный выпрямитель на 4 кВ типа ВС-9, соединенный последовательно с источником на 4 кВ, собранным из батарей ГБ-300. Батареи ГБ-300 находятся в кожухе из дюралюминия. Каждая батарея изолирована эбонитовыми перегородками от кожуха и от других батарей. Выводы «плюс» и «минус» изолированы от кожуха. Напряжение питания счётчика измеряется статическим вольтметром С-96. Кожух и выпрямитель ВС-9 заземляются. Для заземления всей аппаратуры используется специальный кабель, введенный в грунт на глубину 19 м. Для этого была использована скважина, пробуренная при строительстве метрополитена на Ленинских горах.

Стабильность источника напряжения определяется стабильностью выпрямителя ВС-9, составляющей 0,5 %. Но поскольку рабочее напряжение, используемое для счётчика, устанавливается в первой половине шкалы, уход напряжения невелик. В связи с длительной непрерывной работой были приняты меры предосторожности против перегрева высоковольтного блока.

Сетевое питание всей электронной аппаратуры осуществляется отдельным кабелем с подстанции через феррорезонансные стабилизаторы напряжения и фильтры для устранения промышленных помех, проходящих по сети.

Защитные счётчики: подбор, работа в кольце, применение схемы гашения

Как упоминалось выше, для исключения счёта, вызванного мезонами, пропорциональный счётчик окружается кольцом счётчиков Гейгера, включенных с ним по схеме антисовпадений. В качестве защитных счётчиков применяются счётчики типа ГС-60 и ГС-30. Одно из используемых колец состоит из 14 счётчиков ГС-60, другое, несколько большего диаметра, из 16 счётчиков ГС-60 и 4 счётчиков ГС-30.

Катоды всех счётчиков соединяются параллельно между собой и общим высоковольтным экранированным кабелем соединяются с отрицательным полюсом источника напряжения. Положительный полюс источника заземляется. Все аноды счётчиков также соединены параллельно и включены на общую нагрузку 10 Мом. На рисунках 21 и 22 показан общий вид кольца в сборке. Источником напряжения служат батареи ГБ-300, которые находятся в металлическом заземленном кожухе.

Выпускаемые промышленностью счётчики отличаются большим разбросом параметров (напряжение начала счёта, длина плато). Поэтому, чтобы иметь возможность питать все счётчики в кольце от одного источника напряжения, производился тщательный подбор счётчиков по их характеристикам. Около 20 % проверенных счётчиков удовлетворяли предъявленным требованиям. Чтобы избежать трудности подбора, для другого кольца применялось отдельное питание каждого счётчика (см. рис. 29).

При работе кольца возможна порча счётчиков, наполненных смесью аргона и паров спирта, вследствие старения из-за распада органической компоненты газа в счётчике [154], обрыва нити или случайной трещины в баллоне счётчика. Эти причины могут привести к ошибкам при измерении образцов и поэтому необходим тщательный контроль за работой кольца. Контроль осуществляется по 3 и 4-му каналам (см. блок-схему на рис. 23.) — счёт импульсов совпадений и счёт импульсов кольца защитных счётчиков. Для облегчения поисков кольцо разбивается на несколько секторов и проверяется скорость счёта каждого сектора. Проверка и подбор счётчиков производятся в светонепроницаемом экране, поскольку счётчики чувствительны к свету. В начале работы мы столкнулись с тем неприятным фактом, что счётчики часто выходили из строя и требовали замены. Чтобы увеличить срок службы счётчиков, была применена специальная схема искусственного прерывания разряда в счётчике, или, иначе, схема гашения. Прерывание разряда производится при помощи электронной схемы, изображенной на рис. 29. Когда в счётчике возникает разряд в результате прохождения ионизирующей частицы, он создает импульс напряжения на входе схемы гашения, и сразу же с выхода этой схемы на нить счётчика поступает отрицательный прямоугольный импульс, который снижает разность потенциалов между нитью и катодом счётчика и таким образом прекращает разряд.

Длительность гасящего импульса может меняться, и её выбирают исходя из конкретных условий работы. Для гашения разряда в группе параллельно включенных счётчиков была использована описанная в литературе схема [155, 156], в которую внесены некоторые изменения. Принципиальная схема устройства приведена на рис. 29. Схема гашения расположена в непосредственной близости от кольца защитных счётчиков, в стальном экране (рис. 31.). Приведённая на рис. 30. схема гашения используется для проверки и подбора счётчиков. Она годится только для гашения разряда в одиночном счётчике [157]. Общий вид счётной установки дан на рис. 32.

Характеристики счетчика и их анализ

Работа пропорционального счётчика достаточно хорошо описана в литературе [150, 151, 158]. Однако следует вспомнить некоторые основные положения. Когда напряжение на счётчике превышает значение, при котором начинается образование вторичных электронов соударением, то величина импульса на аноде будет становиться больше, так как при столкновении образуются добавочные ионы. Напряжённость поля dv/dr создаёт условия для ионизации столкновением вблизи нити. Процесс накопления ионизации приводит к созданию «лавины» электронов. Если на своём пути к нити каждый электрон при соударении с молекулами создаёт A пар ионов, то величина импульса напряжения (в вольтах) на нити определяется уравнением

$$\Delta V = 1,6 \cdot 10^{-7} \frac{A n}{c},$$

где n – число первичных электронов;

c – ёмкость мкмкф.

Величина A , называемая коэффициентом газового усиления, может меняться в пределах от $A=1$, когда счётчик работает как ионизационная камера, до значений, равных большим величинам ($A=10^4$ и более), в зависимости от рода газа в счётчике, от напряжения, от геометрических и других факторов. Если A остаётся постоянным, то счётчик даёт импульс ΔV , величина которого пропорциональна числу ионов, образовавшихся при первичной ионизации. Область напряжений, в которой A постоянно, называется пропорциональной областью, а счётчик, работающий в этой области, называется пропорциональным счётчиком. Если A зависит от числа ионов, произведённых при начальной ионизации, то счётчик работает в так называемой области ограниченной пропорциональности.

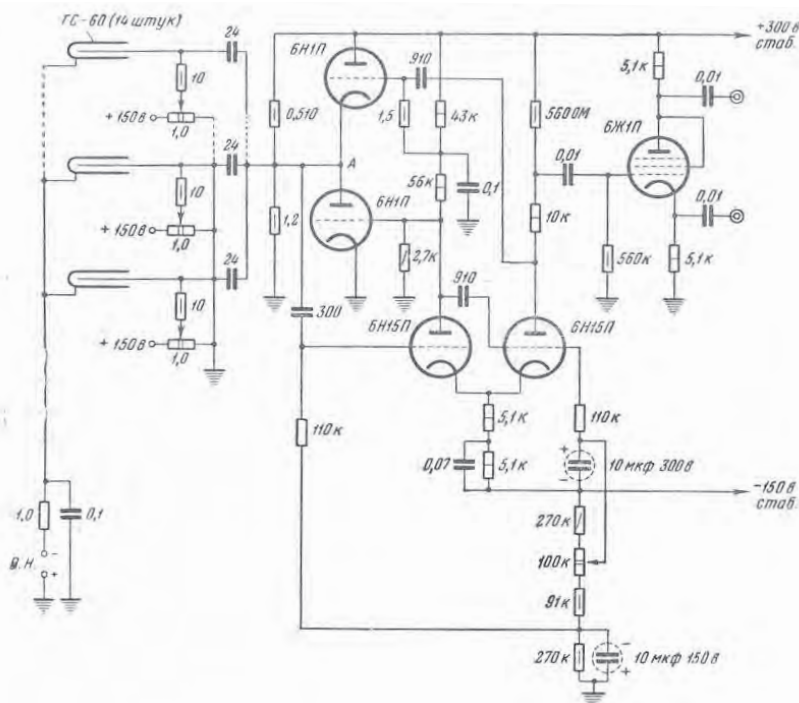


Рис. 29. Принципиальная схема гашения

263

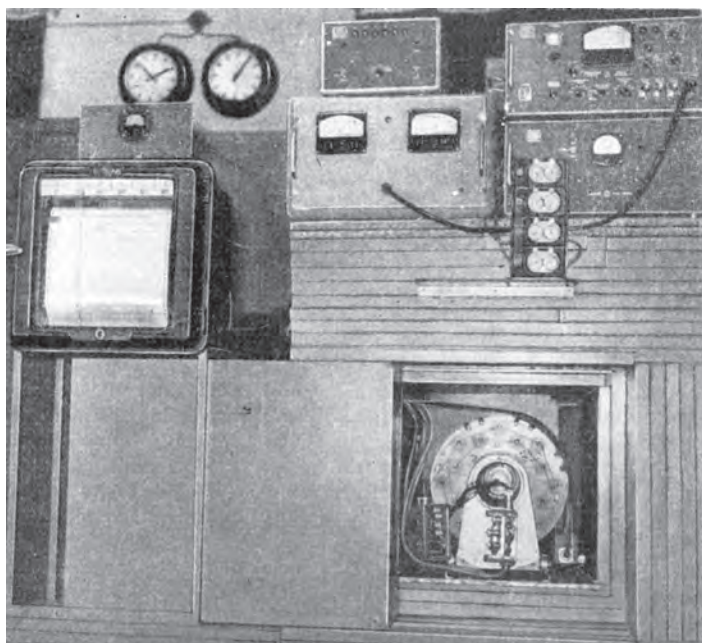


Рис. 32. Общий вид счетной установки

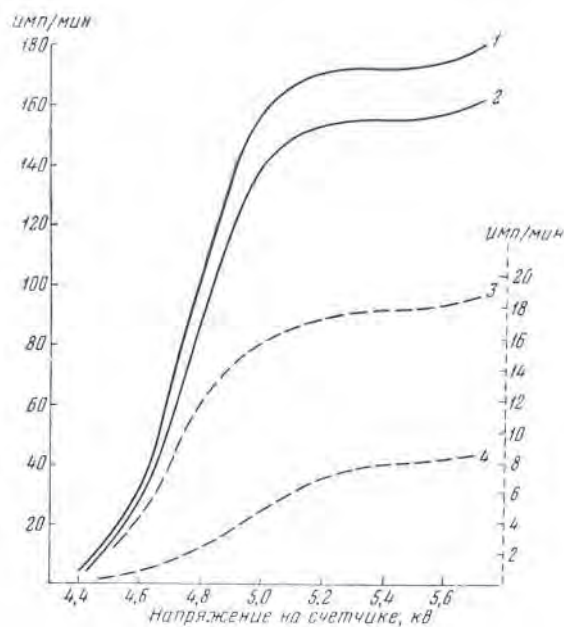


Рис. 33. Характеристики пропорционального счётчика для CO_2 :

1 – космические частицы и бета-частицы от C^{14} ; 2 – космические частицы; 3 – остаточный фон и бета-частицы от C^{14} ; 4 – остаточный фон. 1, 2 – для левой шкалы, 3, 4 – для правой.

Характеристика счётчика — скорость счёта в зависимости от приложенного к счётчику напряжения — имеет вид кривой на рис. 33. Кривая 1 показывает скорость счёта относительно напряжения для счётчика, наполненного CO_2 с современным содержанием C^{14} (в стальном экране), а кривая 3 — скорость счёта счётчика после схемы антисовпадений. На кривых видны горизонтальные участки — так называемое плато. Вследствие упомянутых выше явлений образования отрицательных ионов и вторичных электронов появляются ложные импульсы. Это приводит к уменьшению длины плато и увеличению его наклона. Поэтому проверка характеристики счётчика проводилась дважды: до начала измерений и в конце измерений.

Внесение счётчика в экран производилось сразу же после его наполнения исследуемым газом (CO_2 или C_2H_6). Поскольку требовалось некоторое время для присоединения счётчика к счётной аппаратуре и источнику питания, газ в счётчике успевал принять комнатную температуру, и можно было приступить к измерению. Характеристика счётчика снималась от напряжения начала счёта до напряжения конца плато. Снятие характеристики перед началом измерений даёт возможность проверить чистоту газа.

При измерении CO_2 характеристика, снятая на третьи сутки, очень сильно отличается от характеристики, снятой непосредственно после наполнения, — плато сильно уменьшается. Причины, вызывающие это явление, по-видимому, связаны с образованием отрицательных ионов. При использовании этана повторный счёт может быть произведён спустя несколько месяцев, без перенаполнения счётчика, и при этом характеристики счётчика полностью воспроизводятся.

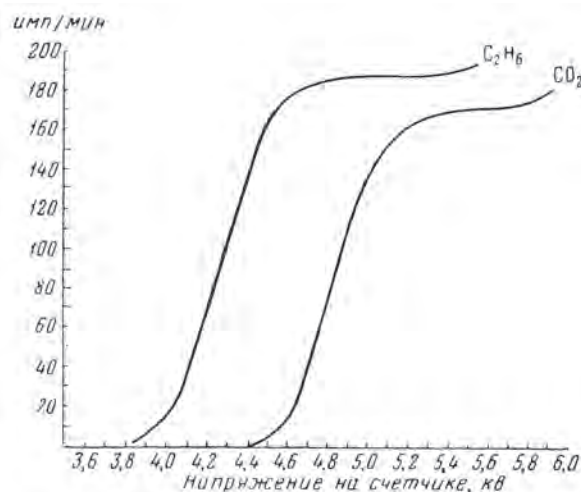


Рис. 34. Характеристики пропорционального счётчика, наполненного этаном и углекислотой

Сравнение характеристик для этана и CO_2 дано на рис. 34. Видно, что при одном и том же давлении в счётчике, наполненном этаном, счёт начинается при напряжении, приблизительно на 600 в меньшем, чем для CO_2 .

Измерение образцов для определения возраста

В данном методе используется сравнение счёта активности исследуемых образцов со счётом активности эталонов — образцов природных объектов, содержащих

максимальное количество C^{14} (начало возрастной шкалы) и не содержащих вовсе C^{14} (конец возрастной шкалы).

В качестве древнего углерода, содержащего нулевую активность по C^{14} , используется мрамор или антрацит (счёт древнего углерода является фоном счётчика). Было исследовано несколько образцов мрамора из различных месторождений, а также несколько образцов антрацита. Разброс значений фона, полученных для различных образцов, находится в пределах ошибки измерения. В табл. 6 приведены значения фона и современного углерода по CO_2 и C_2H_6 , полученные в различных счётчиках, на разных установках, в разное время года. Фон счётчика зависит от изменения барометрического давления. На рис. 35 показаны вариации давления за длительный период и соответствующие им изменения фона счётчика.

При выборе эталона современного углерода нужно учитывать изотопное фракционирование и выбирать для измерений образцы идентичного с эталоном происхождения. В настоящее время выбор современного эталона вызывает дискуссию [159, 160]. Некоторые радиоуглеродные лаборатории за рубежом используют единый стандарт современного углерода – щавелевую кислоту, синтезированную Американским бюро стандартов [161].

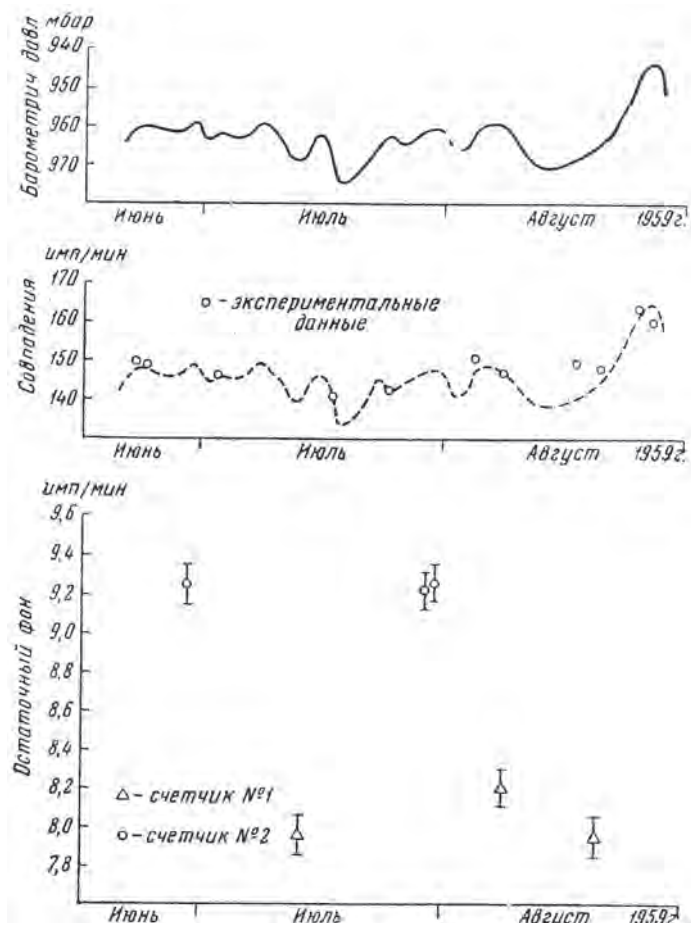


Рис. 35. Зависимость фона от барометрического давления

В нашей лаборатории в качестве эталона современного углерода было выбрано дерево (берёза), срубленное в 1908 г. на Камчатке; использовались годовые кольца 1878-1908 гг. Выбор эталона сделан с учётом промышленного эффекта и ядерных взрывов [71, 72]. В дальнейшем будет произведено сравнение этого эталона со щавелевой кислотой Американского бюро стандартов — для возможности сопоставления результатов, полученных в других лабораториях.

Измерение эталонов велось последовательно с измерением образца. Каждый эталон просчитывался приблизительно в течение суток. Образцы измерялись по нескольку раз, на различных установках и с применением различных газов. Эталоны приготавливались в виде того же газа, что и образец, из одного и того же материала как для CO_2 , так и для C_2H_6 . Измерение образцов велось непрерывно в течение 24 или 48 часов в зависимости от желаемой точности определения.

Таблица 6.
Результаты измерения эталонов в имп/мин
($V = 1$ л. $p = 2$ атм.)

№ счёт- чика и уста- новки	Газ	Наимено- вание образца	Наполнение счетчика						Среднее
			1	2	3	4	5	6	
Сч. 2, уст. II	CO_2	Мрамор I (Урал)	9,25±0,08	9,56±0,08	9,22±0,08	9,26±0,08	—	—	9,32±0,08
Сч. 1, уст. II		Антрацит ** (Донбасс)	8,28±0,08	8,20±0,08	8,12±0,08	—	—	—	8,20±0,05
Сч. 2, уст. II		Современ- ное дерево + фон (береза с Камчатки, 1908 г.) .	19,22±0,11	19,35±0,11	18,89±0,11	19,41±0,11	19,21±0,11	19,47±0,11	19,26±0,08***
Сч. 2, уст. I	C_2H_6	Мрамор I (Урал)	14,33±0,10	14,30±0,10	14,40±0,10	—	—	—	14,34±0,03
Сч. 2, уст. I		Мрамор II (Урал)	14,15±0,11	—	—	—	—	—	14,15±0,11
Сч. 2, уст. I		Современ- ное дерево + фон (берёза с Камчатки, 1908 г.)	33,02±0,15	32,66±0,15	32,96±0,15	33,05±0,15	33,06±0,15	—	32,95±0,07 ***

* Все значения счёта приведены к давлению 960 мб.

** Не следует сравнивать счет антрацита со счётом мрамора, так как измерения проводились в разных счётчиках и на разных установках.

*** Чистый счёт современного углерода по CO_2 и C_2H_6 , соответственно, 9,94±0,11 и 18,61±0,08.

Ошибки измерений

Чистый счет β^- - частиц C^{14} природного образца весьма мал (13,6 имп/мин на 1 г современного углерода). Поэтому, чтобы достичь желаемой точности результатов, необходимы длительные непрерывные измерения как фона, так и образца, содержащего C^{14} . В связи с этим появляются дополнительные источники ошибок,

отсутствующие при кратковременных измерениях. Должны быть приняты во внимание следующие источники ошибок.

Статистические флуктуации. Статистическая ошибка счёта современного образца при измерении в течение 48 часов составляет менее 1 %, что даёт ошибку в определении возраста 80 лет.

Нестабильность электронной аппаратуры. Изменение питающего напряжения счётчика составляет только 20 в. Так как наклон плато равен 0,006/100 в, то флуктуация счёта из-за изменения напряжения питания счётчика составит не более 0,12 % скорости счёта. Изменение порогов дискриминаторов определяется изменением напряжения питания электронной аппаратуры. Изменение нижнего порога на 1 % даёт сдвиг характеристики счётчика, соответствующей изменению скорости счёта на 0,06 %.

Ошибки при наполнении. Все измерения объёма газа проводятся при помощи калиброванного шара, объём которого определён с ошибкой 1 %. Это постоянная ошибка, которая вносится во все измерения. Неточность отсчёта по ртутному манометру не превышает 1 мм, что даёт ошибку в измерении скорости счёта 0,26 %.

Изменение давления с температурой в счётчике. Изменение температуры на 1° даёт изменение давления в счётчике на 0,37 %, что эквивалентно изменению напряжения в рабочей точке на 15 в, или изменению скорости счёта на 0,09 %.

Барометрический эффект. Фон счётчика изменяется в зависимости от атмосферного давления [118], поэтому необходимо вносить поправку на изменение фона с давлением. Поскольку такая зависимость известна из эксперимента, значения фона всегда приводятся к давлению 960 мбар. Ошибка в определении давления на 1 мбар даёт ошибку в определении фона 0,25 %.

Радиоактивные загрязнения. Так как радон мог попасть в счётчик вместе со счётными газами, их перед измерениями выдерживают не менее 1 месяца, чтобы дать распасться радону. Источники загрязнения счетных газов тритием устранены, как указано выше.

Эффект «памяти». Этот эффект, по-видимому, отсутствует, так как не было замечено увеличения фона на протяжении длительного промежутка времени.

Основной вклад в суммарную ошибку определения возраста вносит статистическая ошибка счёта. При измерении современного углерода в течение 48 часов суммарная ошибка составит около 1 %. За то же время измерения старого образца, например 22 тысячи лет, суммарная ошибка составляет 2,4 %

III. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ Расчет возраста

Расчёт возраста образца по C^{14} производится по уравнению

$$A = \frac{T_{1/2}}{\ln 2} \ln \frac{N_0}{N_t} = \tau \ln \frac{N_0}{N_t} = 8033 \ln \frac{N_0}{N_t}, \quad (6)$$

где A – определяемый возраст в годах ($A=t$ в уравнении (5);

$T_{1/2}$ – период полураспада $C^{14}=5568\pm30$ лет;

N_0 – среднее арифметическое значение скорости счёта нескольких (не менее трёх) измерений в *имп/мин* для современного углерода;

N_t – средняя скорость счёта образца в *имп/мин* (по крайней мере двух измерений).

Вычислить статистическую ошибку при определении возраста можно следующим образом [162].

Если измеряемые величины x, y, z имеют квадратичные ошибки (стандартные отклонения) $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$, то квадратичная ошибка функции $f(x, y, z)$ будет σ_f

$$\sigma_f = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 \sigma_x^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 \sigma_y^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2 \sigma_z^2}. \quad (7)$$

Для функции $A = \tau \ln \frac{N_0}{N_t}$ в нашем случае имеем:

$$\sigma_A = \sqrt{\tau^2 \left[\left(\frac{\sigma_{N_0}}{N_0} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_{N_t}}{N_t} \right)^2 \right] + \left(\frac{\sigma_\tau}{\tau} \right)^2 A^2}, \quad (8)$$

где

$$N_0 = N_{0+\phi} - N_\phi; \quad (9)$$

$$N_t = N_{t+\phi} - N_\phi; \quad (10)$$

$N_{0+\phi}$ – средняя скорость счёта в *имп/мин* для современного углерода плюс фон;

$N_{t+\phi}$ – средняя скорость счёта образца плюс фон в *имп/мин*;

N_ϕ – средняя скорость счёта фона в *имп/мин*.

Квадратичная ошибка одиночного измерения числа отсчётов N есть $\sigma_N = \sqrt{N}$ (согласно закону Пуассона), а соответствующая квадратичная ошибка отношения $N/t = N_\phi$ будет

$$\sigma_{N_\phi} = \frac{\sqrt{N}}{t} = \sqrt{\frac{N_\phi}{t}}, \quad (11)$$

где N – число отсчётов за время измерения t .

Из уравнений (9), (10) и (11) получаем:

$$\sigma_{N_0}^2 = \sigma_{N_{0+\phi}}^2 + \sigma_{N_\phi}^2 = \frac{N_{0+\phi}}{t_{0+\phi}} + \frac{N_\phi}{t_\phi}; \quad (12)$$

$$\sigma_{N_t}^2 = \sigma_{N_{t+\phi}}^2 + \sigma_{N_\phi}^2 = \frac{N_{t+\phi}}{t_{t+\phi}} + \frac{N_\phi}{t_\phi}; \quad (13)$$

Так как время счета равно при измерении фона, образца и современного углерода, то

$$\sigma_{N_0}^2 = \frac{N_{0+\phi}}{t} + \frac{N_\phi}{t} = \frac{N_0 + 2N_\phi}{t}; \quad (14)$$

$$\sigma_{N_t}^2 = \frac{N_{t+\phi}}{t} + \frac{N_\phi}{t} = \frac{N_t + 2N_\phi}{t}; \quad (15)$$

Уравнение (8), следовательно, будет иметь вид

$$\begin{aligned} \sigma_A &= \tau \sqrt{\left(\frac{\sigma_{N_0}}{N_0} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_{N_t}}{N_t} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_\tau}{\tau} \right)^2 \frac{A^2}{\tau^2}} = \\ &= \tau \sqrt{\frac{N_0 + 2N_\phi}{N_0^2 t} + \frac{N_t + 2N_\phi}{N_t^2 t} + \left(\frac{\sigma_\tau}{\tau} \right)^2 \frac{A^2}{\tau^2}}. \end{aligned} \quad (16)$$

Вклад последнего члена в уравнении (16) незначителен и его можно исключить.

Статистическая ошибка в определении возраста будет тогда иметь следующий вид:

$$\sigma_A = \tau \sqrt{\frac{N_0 + 2N_\phi}{N_0^2 t} + \frac{N_t + 2N_\phi}{N_t^2 t}}. \quad (17)$$

Оценим, какой максимальный возраст может быть определён в наших измерениях. Этот максимальный возраст определяется величиной минимального счёта образца, равного $N_{\min}$.

$$A_{\max} = \tau \ln \frac{N_0}{N_{\min}}, \quad (18)$$

где $N_{\min} = N_t$.

Положим, что $N_{\min} = 3 \cdot \sigma_{N_t}$, где σ_{N_t} – квадратичная ошибка счёта. Тогда при равном времени счёта образца и фона имеем:

$$N_{\min} = 3 \cdot \sigma_{N_t} = 3 \sqrt{\frac{N_{t+\phi} + N_{\phi}}{t}} = 3 \sqrt{\frac{N_t + 2N_{\phi}}{t}}. \quad (19)$$

В нашем случае для этана $N_{\phi} = 14,3$ имп/мин, а для CO_2 $N_{\phi} = 9,3$ имп/мин – гораздо больше, чем $N_t = N_{\min}$. Так как $N_t \ll 2N_{\phi}$, то можно считать, что числитель подкоренного выражения (19) есть $2N_{\phi}$. Тогда

$$N_{\min} = 3 \frac{2N_{\phi}}{t}. \quad (20)$$

Подставляя в уравнение (18), получим

$$A_{\max} = \tau \ln \frac{N_0}{3 \sqrt{\frac{2N_{\phi}}{t}}} = \tau \ln \frac{N_0 \sqrt{t}}{\sqrt{N_{\phi}} \sqrt{18}}. \quad (21)$$

Отношение $N_0 / \sqrt{N_{\phi}}$ называют «показателем качества» счётной системы радиоуглеродных установок. Уменьшение N_{ϕ} и увеличение N_0 оказывается необходимым, чтобы увеличить предел возрастной шкалы.

Увеличение счетного времени в 2 раза увеличивает максимальный возрастной предел приблизительно на половину периода полураспада радиоуглерода.

В случае C_2H_6 для пропорционального счётчика с объёмом 0,94 л (сч. № 1), при давлении 2 атм и времени счёта, равном 1 суткам, максимально определимый возраст составляет 30 тысяч лет (при $N_{\phi} = 14,3$ имп/мин и $N_0 = 18,6$ имп/мин). При времени счёта, равном 2 суткам, максимально определимый возраст по этану в тех же условиях составляет 33 тысячи лет.

При счёте CO_2 принималась за минимальный счёт образца статистическая ошибка, равная $4\sigma N_t$ [118]. При таком условии, при объёме счётчика 0,98 л (сч. № 2), давлении, равном 2 атм и времени счёта, равном 1 суткам, максимально определимый возраст меньше и равен 24 800 лет, а при времени счёта, равном 2 суткам, – 27500 лет. Вот почему в табл. 8 верхний предел возраста для одних и тех же образцов, измеренных по этану и уголекислоте, различный. Ошибки, указанные в табл. 8, рассчитывались по формуле (17).

Например, для образца Мо-96 статистическая ошибка, вычисленная по уравнению (17), $\sigma_A = \pm 180$ лет (измерение проводилось в счётчике № 2 с объёмом 0,98 л, $N_0 = 9,94$ имп/мин, $N_t = 7,67$ имп/мин, $N_{\phi} = 9,32$ имп/мин).

Зависимость ошибки в определении абсолютного возраста от времени измерения фона, современного углерода и образца, рассчитанной по уравнению (17) для образца Мо-96, приводится в табл. 7.

Таблица 7.
Зависимость ошибки от времени измерения

Ошибка к возрасту образца Мо-96	Время измерения (в часах)		
	12	24	48
σ_A	± 260	± 180	± 128

Датирование образцов

Использование описанных выше методик, конструкций и установок позволило практически провести определения абсолютного возраста по радиоугле роду, представляющие большой практический и научный интерес. В качестве примеров приводятся результаты определения возраста образцов по двум счётным газам. В нашем распоряжении имелась коллекция образцов ископаемой древесины, торфа, угля, представленных геологами, археологами и другими учеными. Из геологического материала были выбраны образцы, относящиеся к ледниковым отложениям времени последнего Валдайского оледенения Европейской части СССР и синхронного с ним по возрасту Зырянского оледенения Восточной Сибири (Якутия). Из археологического материала использовались образцы древесины из стоянок вблизи Тагила (Урал) и образцы угля из раскопок Хорезмской экспедиции АН СССР (территория Кара-Калпакской АССР). Хорезмские образцы хорошо датированы по археологическим данным (по монетам и керамике) и поэтому являлись хорошим контролем результатов радиоуглеродного метода. Наряду с этим датировался материал, связанный с деятельностью вулкана Шивелуч на Камчатке. При помощи этих образцов предполагалось определить время извержения вулкана.

В таблице 8 приведены описания образцов, их предполагаемый возраст и возраст, определенный методом C^{14} . В графе «Наименование образцов» перед регистрационным номером поставлено «Мо» – обозначение всех образцов, датированных в нашей лаборатории [163].

Таблица 8
Определение абсолютного возраста геологических
и археологических образцов

№ образца	Описание материала	Счетный газ	Возраст в годах	Предполагаемый возраст
Мо-34	Образец древесины. БССР, дер. Гожа, правый берег р. Неман, обн. 76 по сборам 1956 г. Западного геологического управления. Представлен Л.Н. Вознячуком за № Б-9.	CO_2	8500+300	По геологическим данным 18–20 тысяч лет или более 100 тысяч лет
Мо-46	Образец торфа с древесиной. Литовская ССР, Клайпедский район, пос. Пурмалей. Образец взят из пласта мощностью 0,4–0,6 м на глубине 15 см. Представлен В.К. Гуделисом за № 2 (Институт геологии и географии АН Литовской ССР).	C_2H_6 CO_2	6100+230 6000+300	
Мо-6	Образец древесины. Ярославская обл., обнажение на правом берегу р. Долгополки, в 3 км на восток-северо-восток от г. Тутаево. Представлен кафедрой геологии Ярославского пединститута.	C_2H_6	30 000	Из межморенных отложений озерно-болотного типа; относится к середине последней межледниковой эпохи
Мо-137	Образец древесины. Якутия, левый берег р. Вилюй, 1 км, ниже устья р. Бырыкан. Образец взят с глубины 2,5 м от поверхности, из отложения высокой поймы, образовавшейся частично во время термического оптимума в голоцене. Обнажение 4, сбор 1955 г. А.В. Трофимова. Представлен М.Н. Алексеевым за № 423.	C_2H_6	1920+120	2 – 10 тысяч лет
Мо-138	Образец древесины. Якутия, левый берег р. Вилюй в 5 км выше пристани Ланхолох, обн. 10, сбор 1955 г. Представлен М.Н. Алексеевым за № 441.	C_2H_6	≥ 30 000	12 – 30 тысяч лет

Таблица 8 (окончание)

№ образца	Описание материала	Счетный газ	Возраст в годах	Предполагаемый возраст
Мо-139	Образец древесины из гумусированного горизонта. Якутия, левый берег р. Вилюй в 4 км к северо-западу от устья р. Тангары, обн. 3, сбор 1955 г. Представлен М.Н. Алексеевым за № 420.	C ₂ H ₆	≥ 30 000	12 – 30 тысяч лет
Мо-140	Обломок дерева и торфа из суглинков. Якутия, левый берег р. Вилюй в 5 км к северу от устья р. Тангары, сбор 1953 г. Характер осадка указывает на усиление континентальности климата. Представлен М.Н. Алексеевым за № 125.	C ₂ H ₆	≥ 30 000	Конец Q ₃
Мо-141	Торф из озёрных суглинков, смятых криотурбациями. Якутия, левый берег р. Вилюй. Образец взят с глубины 10 м в 13 км ниже устья р. Чебыды, сбор 1953 г. Представлен М.Н. Алексеевым за № 219.	C ₂ H ₆	≥ 30 000	Конец верхнего плейстоцена
		CO ₂	> 24 800	Соответствует примерно последней Сартанской стадии оледенения
Мо-3	Древесина ископаемой ивы (Salix) из мамонтового горизонта, северный берег Таймырского озера, раскопки 1949 г. Представлен Б.А. Тихомировым.	C ₂ H ₆	11700+300	Около 12 тысяч лет
Мо-4	Образец древесины. Район Игарки, слой вечномёрзлой породы с глубины 6,5 м от поверхности. Представлен А.М. Пчелинцевым (Институт мерзлотоведения им. В.А. Обручева АН СССР).	CO ₂	≥ 24 800	3–5 тысяч лет
Мо-1	Древесина ископаемого дерева из стоянки «6-й разрез» на Горбуновском торфянике близ Тагила. Раскопки 1949 г. Представлен Б.А. Рыбаковым.	C ₂ H ₆	4360+200	Конец III тысячелетия до н. э.
Мо-2	Ископаемое дерево из стоянки «Стрелка» на Горбуновском торфянике близ Тагила. Представлен Б.А. Рыбаковым.	C ₂ H ₆	4800+200	Конец III тысячелетия до н. э.
Мо-91	Образец угля. Раскопки Хорезмской экспедиции (Кара-Калпакская АССР). Канга-Кала, центральное здание, помещение № 1, 1955 г. Представлен С.П. Толстовым.	CO ₂ CO ₂	1780+180 1950+180	IV век н. э.
Мо-96	Образец угля. Раскопки Хорезмской экспедиции. Кой-Крылган-Кала, восточный сектор, помещение № 13-В, яма № 7, 1955 г. Представлен С.П. Толстовым.	CO ₂	2100+180	IV–II века до н. э.
Мо-100	Образец угля. Раскопки Хорезмской экспедиции. Калалы-Гыр, башня 15 у входа в топку большой (нижней) обжигательной камеры, 1953 г. Представлен С.П. Толстовым.	CO ₂ CO ₂	1900+190 1780+180	II–III века н. э.
Мо-129	Часть обгорелого бревна из слоя пемзы древнего извержения вулкана Шивелуч, ниже морены последнего оледенения, Камчатка, 1955 г. Представлен Г.С. Горшковым за № 738.	CO ₂	1500+170	10 – 12 тысяч лет
Мо-130	Уголь из очага стоянки древних камчадалов. Образец, взят с глубины 2,7 м. Отложения перекрыты несколькими слоями пепла и песка гигантских извержений вулкана Шивелуч. Сбор 1955 г. Представлен Г.С. Горшковым за № 744.	CO ₂	3100+200	~1000 лет

Приложение

Список основного оборудования и материалов, необходимых для создания радиоуглеродной лаборатории.

1. Пропорциональный счётчик (непромышленного типа).
2. Линейный усилитель импульсов типа «Сирень» или любого другого типа [164].
3. Дифференциальный амплитудный анализатор импульсов со схемой анти-совпадений.
4. Пересчетные блоки типа ПС-64 или ПС-64М.
5. Защитные счетчики ГС-60 или ГС-30.
6. Высокоточные источники питания (батарейные или электронные).
7. Киловольтметр С-96.
8. Диффузионный насос ДРН-10 или ЦВЛ-100.
9. Форвакуумный насос ВН-461.
10. Прибор для измерения вакуума ВИТ-1.
11. Механические регистраторы типа СБ-1М/100.
12. Импульсный генератор.
13. Импульсный осциллограф.
14. Измерительный прибор типа АВО-5.
15. Ртуть, 100-120 кг.
16. Железо (сталь 3), 10 т.
17. Парафин с борной кислотой (250 кг парафина, 50 кг борной кислоты).

Литература

1. Libby W.F., Anderson E.C., Arnold J.R. Science, **109**, 227, 1949.
2. Arnold J.R., Libby W.F. Science, **110**, 678, 1949.
3. Anderson E.C., Libby W.F. Phys. Rev., **81**, 64, 1951.
4. Libby W.F. Radiocarbon Dating. Univ. Chic. Press., 1952.
5. Arnold J.R., Libby W.F. Science, **113**, 111, 1951.
6. Libby W.F. Science, **114**, 291, 1951.
7. Libby W.F. Science, **116**, 673, 1952.
8. Libby W.F. Science, **119**, 135, 1954.
9. Libby W.F. Science, **120**, 733, 1954.
10. Kulp J.L., Feely H.W., Tryon L.E. Science, **114**, 565, 1951.
11. Kulp J.L., Tryon L.E., Eckelman W.R., Snell W.A. Science, **116**, 409, 1952.
12. Broecker W.S., Kulp J.L., Tucek C.S. Science, **124**, 154, 1956.
13. Broecker W.S., Kulp J.L. Science, **126**, 1324, 1957.
14. Olson E.A., Broecker W.S. Amer. J. Sci., **257**, 1, 1959.
15. Suess H.E. Science, **120**, 467, 1954.
16. Rubin M., Suess H.E. Science, **123**, 442, 1956.
17. Rubin M., Suess H.E. Science, **121**, 481, 1955.
18. Rubin M., Alexander C. Science, **127**, 1476, 1958.
19. Blau M., Deevey E.S. Jr.; Gross M.S. Science, **118**, 1, 1953.
20. Preston R.S., Person E.P., Deevey E.S. Science, **122**, 954, 1955.
21. Barendsen G.W., Deevey E.S., Gralenski L.J. Science, **126**, 908, 1957.
22. Crane H.R. Science, **124**, 664, 1956.
23. Crane H.R., Griffin J.B. Science, **127**, 1098, 1958.
24. Crane H.R., Griffin J.B. Science, **128**, 1117, 1958.
25. Ralph E.K. Science, **121**, 149, 1955.

26. Coon C.S., Ralph E.K. Science, **122**, 921, 1955.
27. Brannon H.R., Daughtry A.C., Perry D., Simmons L.H., Whitaker W.W., Williams M. Science, **125**, 147, 1957.
28. Brannon H.R., Perry D., McFarlan E., Simmons L.H., Daughtry A.C. Science, **125**, 919, 1957.
29. De Vries H.L., Barendsen G.W. Nature, **174**, 1138, 1954.
30. De Vries H.L., Barendsen G.W., Waterbolk H.T. Science, **127**, 129, 1958.
31. De Vries H.L., Waterbolk H.T. Science, **128**, 1550, 1958.
32. Anderson E.C., Levi H., Tauber H. Science, **118**, 6, 1953.
33. Tauber H. Science, **124**, 879, 1956.
34. Ostlund H.G. Science, **126**, 493, 1957.
35. Münnich K.O. Science, **126**, 194, 1957.
36. Wise E.N., Shuter D. Science, **127**, 72, 1958.
37. Nydal R. Am. J. Sci., Radiocarbon Suppl., **1**, 76, 1959.
38. Marstrander S. Årbok. Kgl. norske vid selskab. Museet, 1956–1957.
39. Godwin H., Willis E.H. Am. J. Sci., Radiocarbon Suppl., **1**, 63, 1959.
40. Ferrara G., Reinharz M., Tongiorgi E. Am. J. Sci., Radiocarbon Suppl., **1**, 103, 1959.
41. Fergusson G.J., Rafter T.A. New Zealand J. Sci. Technol., **B35**, **127**, 1953.
42. Fergusson G.J., Rafter T.A. New Zealand J. Sci. Technol., **B36**, 371, 1955.
43. Fergusson G.J., Rafter T.A. New Zealand J. Sci. Technol., **B38**, 732, 1957.
44. Виноградов А.П., Девуриц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. Геохимия, № 8, 3, 1956.
45. Bella F., Cortesi C. Ricerca scient., **27**, 2677, 1957.
46. Lundqvist J. Årsbok, **C51**, № 5, 22, 1957.
47. Van Pée W., Crèvecoeur E., Capron P. Bull. Acad. roy. Belg., **S.5**, **44**, 994, 1958.
48. Moreno M. Rev. mexicana fis., **4**, 232, 1955.
49. Shima M. Bull. Chem. Soc. Japan, **29**, 443, 1956.
50. Shima M., Minami E. Bull. Earthquake Res. Inst., **36**, 135, 1958.
51. Chatterjee S.D., Ghosh N.N., Kisdhasamy S., Bandyopadhyay K.G. Sci. a. Culture, **20**, 615, 1955.
52. Perquis M.T., Delibrias G., David B. Age nucl., № 3, 44, 1957.
53. Houtermans F.G., Oeschger H. Helv. Phys. Acta, **28**, 464, 1955.
54. Moscicki W. Acta Geol. Polon., **3**, 187, 1953.
55. Engelkemeir A.G., Hamill W.H., Inghram M.G., Libby W.F. Phys. Rev., **75**, 1825, 1949.
56. Engelkemeir A.G., Libby W.F. Rev. Sci. Instr., **21**, 550, 1950.
57. Jones W.M. Phys. Rev., **76**, 885, 1949.
58. Miller W.W., Ballentine R., Bernstein W., Friedman L., Nier A.O., Evans R.D. Phys. Rev., **77**, 714, 1950.
59. Kurie F.N.D. Phys. Rev., **45**, 904, 1934.
60. Kurie F.N.D. Phys. Rev., **46**, 330, 1934.
61. Kamen M.D., Ruben S. Phys. Rev., **58**, 149, 1940.
62. Ruben S., Kamen M.D. Phys. Rev., **59**, 349, 1941.
63. Korff S.A. Terrest. Magnetism a. Atm. Electr., **45**, 133, 1940.
64. Libby W.F. Phys. Rev., **69**, 671, 1946.
65. Anderson E.C., Libby W.F., Weinhouse S., Reid A.F., Kirshenbaum A.D., Grosse A.V. Science, **105**, 576, 1947.
66. Anderson E.C., Libby W.F., Weinhouse S., Reid A.F., Kirshenbaum A.D., Grosse A.V. Phys. Rev., **72**, 931, 1947.
67. Anderson E.C. Ann. Rev. Nuclear Sci., **2**, 63, 1953.
68. Трофимов А.В. Труды Первой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1954.
69. Carr D.R., Harris S.O., Broecker W.S. Bull. Geol. Soc. Am., **64**, 1406, 1953.
70. Виноградов А.П. БСЭ, **23**, 499, изд. 2.
71. Suess H.E. Science, **122**, 415, 1955.
72. Suess H.E. Proceedings of the Conference of nuclear processes in geologic settings, p. 52. Washington, 1953.
73. Brannon H.R., Daughtry A.C., Perry D., Whitaker W.W., Williams M. Trans. Am. Geophys. Union, **38**, 643, 1957.
74. Fergusson G.J. Proc. Roy. Soc., **A.243**, 561, 1958.
75. Broecker W.S., Walton A. Science, **130**, 309, 1959.

76. *Patterson R.L. Jr; Blifford I.H., Jr.* Science, **126**, 26, 1957.
77. *Rafter T.A., Fergusson G.J.* Science, **126**, 557, 1957.
78. *De Vries Hl.* Science, **128**, 250, 1958.
79. *Broecker W.S., Schulert A., Olson E.A.* Science, **130**, 331, 1959.
80. *Rafter T.A., Fergusson G.J.* New Zealand J. Sci. Technol., **B38**, 871, 1957.
81. *Münnich K.O., Vogel J.C.* Naturwiss., **45**, 327, 1958.
82. *Libby W.F.* Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A., **44**, 800, 1958.
83. *Лейпунский О.И.* Атомная энергия, **3**, № 12, 530, 1957.
84. *Лейпунский О.И.* Атомная энергия, **4**, № 1, 63, 1958.
85. *Сахаров А.Д.* Атомная энергия, **4**, № 6, 576, 1958.
86. *Craig H.* Geochim. et cosmochim. Acta, **3**, № 2/3, 53, 1953.
87. *Craig H.J.* Geol., **62**, 115, 1954.
88. *Baertschi P.* Helv Chim. Acta, **36**, 773, 1953.
89. *Deevey E.S., Jr., Gross M.S., Tutchinson G.E., Kraybill H.L.,* Proc. Nat. Acad. Sci. USA, **40**, 285, 1954.
90. *Rafter T.A.* New Zealand J. Sc. Technol., **B37**, 20, 1955.
91. *Moscicki W.* Kosmos, **B1**, 139, 1955.
92. *Deevey E.S.* Yale Sci. Mag., **31**, № 7, 42, 47, 50, 1957.
93. *Fergusson G.J.,* Nucleonics, **13**, № 1, 18, 1955.
94. *Hayes F.N., Anderson E.C., Arnold J.R.* Материалы I Международной конференции в Женеве, т. 14, 227. август 1955 г.
95. *Anderson E.C., Arnold J.R., Libby W.F.* Rev. Sci. Instr., **22**, 225, 1951.
96. *Libby W.F.* Endeavour, **13**, 5, 1954.
97. *Трофимов А.В.* Научный отчёт за 1953 г. Фонды ГЕОХИ.
98. *Виноградов А.П.* Вестник АН СССР, № 5, **33**, 1954.
99. *Kulp J.L., Tryon L.E., FeeLy H.W.* Trans. Am. Geophys. Union, **33**, 183, 1952.
100. *Rafter T.A.* New Zealand J. Sci. Technol., **B35**, 64, 1953.
101. *Fergusson G.J.* New Zealand J. Sci. Technol., **B35**, 90, 1953.
102. *Ballario C., Beneventano M., De Marco A. Magistrelli F., Cortesi C., Mantovani T.* Science, **121**, 409, 1955.
103. *Oshima Y.* Rev. Questions Scient., **15**, 62, 1954.
104. *Kulp J.L., Tryon L.E.* Rev. Sci. Instr., **23**, 296, 1952.
105. *Miller W.W., Brown S.C.* Rev. Sci. Instr., **18**, 496, 1947.
106. *Moscicki W.* Acta Phys. Polon., **12**, 238, 1953.
107. *De Vries Hl., Barendsen G.W.,* Physica, **18**, 652, 1952.
108. *De Vries Hl., Barendsen G.W.* Physica, **19**, 987, 1953.
109. *De Vries Hl.* Appl. Sci. Res, **B5**, 387, 1956.
110. *De Vries Hl.* Appl. Sci. Res, **B6**, 461, 1957.
111. *Brannon H.R., Taggart M.S. Jr, Williams M.* Rev. Sci. Instr, 26, 269, 1955.
112. *Haring A., De Vries A.E., De Vries Hl.* Science, **128**, 472, 1958.
113. *De Vries A.E., Haring A.* Proc. II Intern. Confer. of Peaceful Uses Atomic Energy, 2, 249. Geneva, 1958.
114. *Moljk A., Drever R.W.P., Curran S.C.* Proc. Roy. Soc, **A239**, 433, 1957.
115. *De Vries Hl.* Nuclear Physics, **1**, 477, 1956.
116. *De Vries Hl.* Nuclear Physics, **3**, 65, 1957.
117. *Olsson I.* Arkiv. för Fysik, **13**, 37, 1958.
118. *Виноградов А.П., Девирц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г.* Геохимия, № 8, 663, 1959.
119. *Östlund H.G.* Arkiv för kemi, **12**, 69, 1958.
120. *Rafter T.A.* New Zealand J. Sci. Technol, **B36**, 363, 1955.
121. *Burke W.H., Meinschein W.G.* Phys. Rev., **93**, 915, 1954.
122. *Burke W.H., Meinschein W.G.* Rev. Sci. Instr, **26**, 1137, 1955.
123. *Diethorn W.* Methane proportional counter system for natural radiocarbon measurements – Carnegie Inst, 1956.
124. *Barker H.* Nature, **172**, 631, 1953.
125. *Crathorn A.R.* Nature, **172**, 632, 1953.

126. *Suess H.E.* Science, **120**, 5, 1954
127. *Houtermans F.G., Oeschger H.* Helv. Phys. Acta, **31**, 117, 1958.
128. *Faltings V.* Naturwiss, **39**, 378, 1952.
129. *Бирке Дж.* Сцинтилляционные счётчики. М, Изд-во иностр. лит, 1955.
130. *Свэнк Р.К.* Успехи физ. наук, **58**, 519, 1956.
131. *Hayes F.N., Rogers B.S., Sanders P.C.* Nucleonics, **13**, N1, 46, 1955.
132. *Hayes F.N., Ott D.G., Kerr V.N.* Nucleonics, **14**, № 1, 43, 1956.
133. *Hayes F.N.* Intern. J. Appl. Radiation a. Isotopes, **1**, № 1/2, 46, 1956.
134. *Hayes F.N., Hiebert R.D., Schuch R.L.* Science, **116**, 140, 1952.
135. *Arnold J.R.* Science, **122**, 1139, 1955.
136. *Протопопов Х.В., Арсланов Х.А., Бутомо С.В., Тимофеева Т.В.* Приборы и техника эксперимента, № 2, 24, 1958.
137. *Протопопов Х.В., Бутомо С.В.* Советская археология, № 2, 7, 1959.
138. *Funt B.L., Pringle R.W., Sobering S., Turchinets W.* Nature, **175**, 1042, 1955.
139. *Pringle R.W., Turchinets W., Funt B.L., Danyluk S.S.* Science, **125**, 69, 1957.
140. *Arnold J.R.* Science, **119**, 55, 1954.
141. *Hayes F.N., Williams D.L., Rogers B.* Phys. Rev, **92**, 512, 1953.
142. *Audric B.N., Long G.F.* Nature, **173**, 992, 1954.
143. *Barendsen G.W.* Rev. Sci. Instr, **28**, 430, 1957.
144. *Nydal R., Sigmond R.S.* Appl. Sci. Res, **B6**, 393, 1957.
145. *Armstrong W.D., Schubert J.* Science, **106**, 403, 1947.
146. *Yankwich P.E.* Science, **107**, 681, 1948.
147. *Samos G.* Science, **110**, 663, 1949.
148. *Трофимов А.В., Маркова Н.Г., Добкина Э.И.* Журнал прикл. химии, **32**, 399, 1959.
149. *Gonsior B.* Naturwiss, **46**, 201, 1959.
150. *Корф С.* Счётчики электронов и ядерных частиц. М., Изд-во иностр. лит, 1947.
151. *Векслер В., Грошев Л., Исаев Б.* Ионизационные методы исследования излучений. Гостехиздат, 1949.
152. *Putman J.L.* J. Sci. Instr, **26**, 198, 1949.
153. *Элмор В., Сендс М.* Электроника в ядерной физике. М, Изд-во иностр. лит., 1953.
154. *Эйг Л.С., Чайковский В.Г.* Приборы и техника эксперимента, № 6, 49, 1957.
155. *Санин А.А., Блох Я.Л., Дубровин М.М.* Приборы и техника эксперимента, № 1, 58, 1957.
156. *Elliot H.* Proc. Phys. Soc, **A62**, 369, 1949.
157. *Mann W.B., Parkinson G.B.* Rev. Sci. Instr., **20**, 41, 1949.
158. *Росси Б., Штауб Г.* Ионизационные камеры и счетчики. М, Изд-во иностр. лит. 1951.
159. *Crowe C.* Nature, **182**, 470, 1958.
160. *Münnich K.O., Östlund H.G., DeVries H.L., Barker H.* Nature, **182**, 1432, 1958.
161. *Девирц А.Л., Чупахин М.С.* Геохимия, № 1, 88, 1960.
162. *Friedlander G., Kennedy J.W.* Nuclear and Radiochem. New York, 1956.
163. *Девирц А.Л., Чупахин М.С.* Вестник АН СССР, № 3, 81, 1960.
164. *Справочник по дозиметрическим, радиометрическим и электронно-физическим приборам, счётчикам, сцинтилляторам и фотоумножителям.* М., Атомиздат, 1959.

THE GEOLOGIC AGE OF PRE-CAMBRIAN ROCKS OF THE UKRAINIAN AND BALTIC SHIELDS*

*Vernadsky Institute of Geochemistry,
Academy of Sciences of the Union of Soviet Socialist Republics,
Moscow, U.S.S.R.*

This paper represents an attempt to reconstruct a picture of the sequence of events in the formation of the Ukrainian and Baltic shields, and the PreCambrian crystalline basement of the Russian Platform connecting them, on the basis of absolute age determinations.

In evaluating the age determinations thus far obtained, of which there have been more than 500 for the territory under consideration, we started from the following basic principles:

The most reliable values are those obtained by applying the Pb-U-Th method to accessory minerals (such as monazite, orthite, and zircon) in those cases where there is excellent agreement among all the ages based on the various isotope ratios.

Where differences exist, usually in the sequence

$$T \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}} > T \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} \geq T \frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}} \gg T \frac{\text{Pb}^{206}}{\text{Th}^{232}}.$$

preference must be given to the value $T(\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206})$ as long as the content of radiogenic lead is not so low or contamination with ordinary lead so great that substantial errors are introduced in determining it. $T(\text{Pb}^{208}/\text{Th}^{232})$ (according to our concepts, which have been confirmed by investigations in areas where distinct recent metamorphism has been demonstrated) indicates the earliest age limit for the most recent metamorphism the given mineral has undergone. As confirmed by experiments on the influence of various solutions on uranium minerals at high temperatures and pressures, under these conditions there occurs selective removal of radiogenic lead with a possibility of partial mobilization of uranium and with thorium remaining totally inert. The thorium/lead ratio is thus the most sensitive to any sort of hydrothermal changes in the mineral connected with the removal of lead and, in fact, dates the earliest age limit for such an event. This fact creates a specific interest in such «divergent» ages.

Another factor, no less important, is dating by the K-Ar method, which also permits us in general to date the most recent metamorphism to which the given rock strata have been subjected.

A considerable amount of experience with investigations of this sort in various regions of the U.S.S.R. has taught us to use K-Ar age measurements with certain reservations and to consider the ages so obtained as only an upper limit for the probable true age of rocks unless they have been confirmed in parallel studies by the Pb-U-Th method.

The problem of interpreting the discrepancies often displayed between ages obtained by the Pb-U-Th and Ar-K methods remains unresolved. Does the Ar-K age correspond to the time of metamorphism, or is it an indication of a partial thermal influence of much more recent metamorphism that has not resulted in complete recrystallization of the rocks or in 100 per cent removal of argon?

Individual determinations by the Sr-Pb method of the age of micas in cases where the ages have first been determined by the Ar-K method generally have shown similar or greater ages that coincide, in instances where it is possible to check, with ages given by the Pb-U-Th method.

* Ann. N.Y. Acad. Sci. 1961. Vol. 91. P. 500-513. Co-author Tugarinov A.I.

In only one district showing clear recent hydrothermal activity and distinct migration of alkalis (potassium metasomatism) have absurdly high ages been obtained locally by the Sr-Pb method, demonstrating the possibility of a substantial distortion of ages, probably as a result of selective mobility of rubidium.

As a very crude dating method, we have also used the method of ordinary lead, which permits us to date the time of sedimentation of the substance of ancient metamorphic strata. In the evaluation of the ages so obtained, we gave preference to the isotope ratio Pb^{208}/Pb^{204} which is less frequently characterized by anomalies than Pb^{206}/Pb^{204} and Pb^{207}/Pb^{204} , since the geochemical stability of thorium is greater than that of uranium.

In calculating ages we have started from concepts of the evolution of the isotopic composition of the lead in the earth's crust from the «primary» (meteoritic) lead of 4.5 billion years ago to that of the present, for which we have adopted the lead of Pacific Ocean silts.

The numerical formulas we have obtained are very similar to those proposed earlier

$$Pb^{206}/Pb^{204}=18,93 - 9,44 (e^{0,154t} - 1) \quad 1.$$

$$Pb^{207}/Pb^{204}=15,72 - 0,068 (e^{0,972t} - 1) \quad 2.$$

$$Pb^{208}/Pb^{204}=38,80 - 37,00 (e^{0,0499t} - 1) \quad 3.$$

where t is the age of the lead-bearing mineral, in billions of years, and Pb^{206}/Pb^{204} , Pb^{207}/Pb^{204} and Pb^{208}/Pb^{204} are the isotope ratios in lead.

In those cases where the age determination was made from lead taken from nonlead minerals and there was a risk of adding radiogenic lead isotopes as a result of the dissemination of small amounts of uranium and thorium in these minerals, the isotopic analyses yielding the smallest content of radiogenic lead isotopes were used for the calculation.

The most characteristic determinations of absolute age for the great magmatic complexes or metamorphic strata are presented in the tables accompanying this paper (TABLES 1 to 6).

As a basis for consideration of the Pre-Cambrian history of this large region, we have added a schematic map of the crystalline basement (FIGURE 1), assembled from highly disparate data for the individual portions of the region: a geochronological scheme of the subdivisions of the Ukrainian Pre-Cambrian,¹ a scheme of the superficial structure and data on the age of the crystalline basement of the Russian Platform,² and materials on the absolute age of the Pre-Cambrian of the Baltic Shield.^{3, 8}

The most curious result of investigations of the recent period has been the discovery of very ancient continental nuclei dated at more than 3000 m.y. in the central part of the Kola Peninsula and the Middle Dnieper Region (Ukraine).

Within the limits of the Ukrainian shield these strata, identified earlier as the so-called supercrystalline complex, were represented chiefly by xenoliths of gneisses and meta-amphibolites dated at more than 3000 m.y. found in the form of blocks among plagiogranites of granitized gneisses. The age of the latter, like that of numerous pegmatoid bodies that were intimately related in origin to the Dnieper migmatites, is dated at 2400 to 2800 m.y. The maximum age is undoubtedly more reliable, since it was obtained by both the Pb-U-Th and the ordinary lead methods.

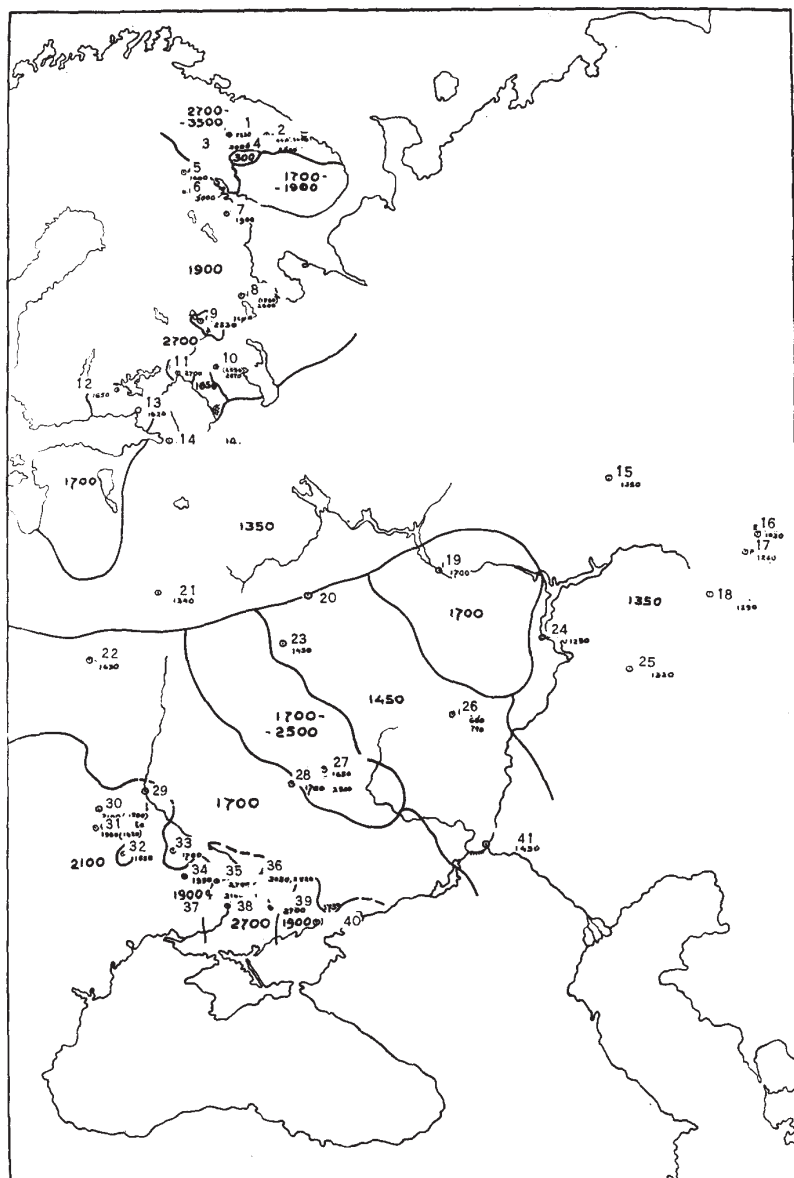


FIGURE 1. The age of Precambrian rocks of the Ukrainian and Baltic shields and the crystalline foundation of the Russian Platform. Ages given in millions of years. Locations: (1) Olenegorsk, 2530; (2) Voronja River, 3440 to 3480; (3) Monchegorsk, 3000; (4) Leshaya, 2660; (5) Alakurtti, 1900; Medvezhy Island, 3000; (7) Lake Tedino, 1900; (8) Parandovo, (170) 2600; (9) Sukozero, 2530; (10) Ulyalegi (2590) 2870; (11) Pitkyaranta, 2700; (12) Viroyoki, 1650; (13) Vyborg, 1620; (14) Leningrad, 1320; (15) Glazovo, 1350; (16) Berdyaush, 1030; (17) Great Katav River, 1260; (18) Serafimovskaya hole, 1290; (19) Gorky, 1700; (20) Moscow; (21) Nevel, 1340; (22) Minsk, 1630; (23) Kaluga, 1430; (24) Ulyanovsk, 1250; (25) Mukhanovo, 1320; (26) Serdobsk, 680, 740; (27) Gubkin, 1650, 2270, 2500; (28) Yakovlevo, 1700; (29) Kiev; (30) Zhezehev, 2100 (1800); (31) Sabarovo, 1900 (1620); (32) Uman, 1550; (33) Korsun, 1700; (34) Kirovograd, 1930; (35) Repyakhovka, 2700; (36) Dnepropetrovsk, 3050, 2820; (37) Krivoy Rog, 2100; (38) Podstepnoye, 2700; (39) Veslyany, 2700; (40) Zhdanov, 1750; (41) Stalingrad. 1450.

Table 1.
Ages of Pre-Cambrian Rocks of Ukrainian and Baltic Shields According to Data of the U-Th-Pb Method

	No.	Reference	Mineral and geologic description	Site	Content (% by weight)			Isotopic composition of lead				Age (m.y.)				Assumed age (m.y.)
					Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	
Ukrainian shield																
(1)	1		Orthite from migmatites of Dnieper gneisses	Repyakhivka, Saksagan River	0,12	0,026	0,86	0,01	8,11	1,60	90,29	2760	2410	2630	2700±100	
(2)	1		Orthite from migmatites	Open pit, Podstepnoye, right bank	0,78	0,026	0,114	0,119	15,60	4,07	100	2560	3000	2720	2700±100	
(3)	1		Monazite from Chudnov – Berdichev granitic rocks	Zhezhelev (open pit)	0,69	0,71	4,64	0,01	32,84	4,54	62,52	1980	2050	2120	2100 ± 50	
(4)	1		Zircon from charnockites	Sabarov, on South Bug River	0,028	0,055	0,054	0,21	65,27	10,11	24,11	1900	2050	1930	1900±50	
(5)	1		Monazite from Kirovograd	Korovograd, Sugak – Ieya River	0,86	0,61	7,58	0,045	27,80	3,86	100	2000	1900	1920	1950±50	
(6)	1		Monazite from black quartz granites	Checheliyevka, Ingu – Iets River	0,4	0,22	4,45	0,02	16,79	2,29	100	2000	1670	1820	2000±100	
(7)	1		Zircon from Rapakivi granites of Korosten complex	Korsun-Shevchen – kovsky	0,017	0,035	0,02	0,57	56,66	13,74	29,03	1750	1590	1650	1700±50	
(8)	1		Zircon from syenite, Priazov'ye alkali massif	Zhdanov, Priazov'ye (Azof coast)	0,011	0,004	0,07	0,67	23,13	11,63	100	1770	1830	1660	1750 ± 100	
Baltic shield																
(1)	4		Monazite from pegmatites cutting gneisses along White Sea	Alakurtti	0,30	0,12	2,45	0,02	15,52	2,03	100	1920	2040	2020	1900±100	
(2)	4		Monazite from pegmatites cutting gneisses along White Sea	Lake Tedino	0,41	0,59	5,65	0,06	36,61	4,8	100	1860	1220	1440	1900±100	
(3)	5		Zircon from Rapakivi granites	Viroynki (Vyborg Rapakivi massif)	0,0114	0,0383	—	0,177	100	12,36	17,77	1640	1490	1558	— 1650±50	
(4)	5		Zircon from Rapakivi granites	Viroynki (Vyborg Rapakivi massif)	0,005	0,0228	—	0,06	100	10,82	17,93	1650	1165	1350	1650±50	

Table 2.
Ages of Pre-Cambrian Rocks of the Ukrainian Shield
According to Data of the K-Ar Method

No.	Mineral and geologic description	Site	Age by K-Ar method (m.y.)	Probable age U-Th-Pb method (m.y.)	References
(1)	Biotite from xenoliths of meta-amphibolite in plagiogranites	Taromsky open pit, Dnepr River	3050	2700	1
(2)	Biotite from medium-grained granodiorite-migmatite	Kaydaki station, open pit on Dnepr River	2820	2700	1
(3)	Muscovite from schists of Krivoy Rog stratum	Krivoy Rog	2100	2700–2100	1
(4)	Biotite from schists of Krivoy Rog stratum	Krivoy Rog	1900	2700–2100	1
(5)	Plagiogranite	Saksagan River	2100	2100	1
(6)	Biotite from Chudnov-Berdichev granites	Zhezhelev	1800	2100±50	1
(7)	Biotite from charnockites	Sabarov, on South Bug River	1630	1900±50	1
(8)	Biotite from Kirovograd granites	Kirovograd, Sugakleya River	1960	1950±50	1
(9)	Biotite from Rapakivi granite:	Korsun-Shevchenkovsky open pit	1715	1700±50	1
(10)	Biotite from porphyritic granites	Uman, Staro-babansky open pit	1550		

The analogue of such relics of ancient rocks in the Baltic shield is a comparatively small ancient province in the northern part of the Kola Peninsula, established by the investigations of Polkanov and Gerling⁸ in the area of the Voronezh River (Table 3). It is very interesting that a group of determinations of the isotopic composition of lead taken from ores at Monchegorsk gives a maximum Pb^{208} - Pb^{204} age of the same order. In light of this fact, the age of the Monchegorsk intrusion, which penetrates the Kola series of ancient gneisses and is considered to be Proterozoic on the basis of indirect geologic observations, is highly problematical. The age of 2500 m.y. obtained by the Ar-K method for the same gneisses in the area of Olenegorsk (which should be regarded only as an upper limit for metamorphism of these strata) allows us to conjecture that the entire suite of Kola gneisses stretching to the west will prove to be an ancient structure of the shield.

Apparently the gneisses of the White Sea formation are very close to this stratum in time, to judge from scattered age determinations on lead of galena from streaks cutting this formation on Medvezhy Island, calculated to be 3000 m.y. old (Table 5).

In individual parts of southern Karelia, outcrops of analogous ancient strata have been established (Suk-ozero), constituting the crystalline basement of the Karelian mountain chains.

However the lack of Pb-U-Th age determinations based on accessory minerals for these regions compels us to take a cautious attitude regarding the accuracy of dating of such very ancient blocks of rocks. It is very probable that their true age is even greater.

Table 3.
Ages of Pre-Cambrian Rocks of the Baltic Shield,
According to K-Ar and Rb-Sr Methods⁸

№	Description	Site	Age	
			by K-Ar	by Rb-Sr
(1)	Biotite from migmatites	Voron'ya River, Great Rapids	3420	
(2)	Biotite from migmatites	Voron'va River, Great Rapids	3480	
(3)	Biotite from schists of Polmos suite	Leshaya	2660	
(4)	Muscovite from rare-metal pegmatites of Polmos suite	Vasin Myl'k	2340±50	2600±200
(5)	Muscovite from rare-metal pegmatites of Polmos suite	Polmos Tundra	2000±50	2400±180
(6)	Muscovite from spodumene pegmatites cutting Polmos suite	Lake Kolmozero	1740±50	2380±190
(7)	Muscovite from spodumene pegmatites cutting Polmos suite	Lake Kolmozero	23,50	2270±180
(8)	Biotite from biotite gneiss	Olenegorsk	2530	
(9)	Muscovite from pegmatites in gneiss-granites in pebbles of basal conglomerates of iron-ore formation	Sukozero	2540	
(10)	From pegmatites cutting gneisses along White Sea	Chupinsky district	1900	
(11)	Muscovite from pegmatites	Southern Karelia, Ulyalegi	2590	
(12)	Biotite from schist	Southern Karelia, Ulyalegi	1820	
(13)	Biotite from quartz-hiotite-amphibolic schists of Parandovo series (pyritic formation)	Eastern Karelia. Parandovo	1760	
(14)	Biotite from Rapakivi granitic rocks	Vyborg	1620	1610±40

This possibility has been adequately indicated by comparisons of Ar-K and Sr-Pb determinations for very ancient strata of the Kola Peninsula, which show that in the vast majority of instances the lack of agreement of ages is explained by a partial loss of argon and a resultant decrease in the ages obtained by the K-Ar method.

In the central part. of the Russian Platform, in the crystalline basement of the Voronezh massif, upon which lie the metamorphic rocks of the Kursk series with the iron-ore deposits of the Kursk magnetic anomaly (KMA) at their center, gneisses and schists dated at more than 2500 m.y. have also been found.

Thus, within the limits of the territory under consideration, at least three very ancient nuclei of Pre-Cambrian continents have been established.

The next age phase that is clearly differentiated within the Ukrainian and Baltic shields is an intense magmatism that encompassed practically the whole territory of both shields beginning 2100 m.y. ago, and ending about 1700 m.y. ago in the form of intrusions of the platform type, of alkali rocks, and of Rapakivi in the peripheral portions of both shields.

Table 4.
Ages of Pre-Cambrian Rocks of the Fundament of the Russian Platform

No.	Reference	Mineral and geologic description of rock	Site	Age by K-Ar (m.y.)
(1)	2	Biotite from gneisses of crystalline foundation of Voronezh block	Gubkin	2500
(2)	2	Biotite from schists of lower suite of Kursk metamorphosed series	Gubkin	2270
(3)	2	Plagioclase-microcline granite of penetrating strata of Kursk metamorphosed series	Gubkin	2050
(4)	2	Biotite from biotite porphyritic granite	Yakovlevo	1700
(5)	2	Biotite from biotite granite	Minsk	1630
(6)	2	Biotite from biotite granite	Gorky	1700
(7)	2	Biotite from biotite-plagioclase, granite-gneiss	Kaluga	1450
(8)	2	Biotite from microcline granite	Stalingrad	1450
(9)	2	Biotite-plagioclase, granite-gneiss	Ul'yanovsk	1250
(10)	2	Microcline granite	Mukhanovo	1320
(11)	2	Biotite-plagioclase, granite-gneiss	Glazovo	1350
(12)	2	Biotite from leucocratic granite	Nevel'	1340
(13)	7	Glaucinite from Avzyan suite of Rhiphean	Western slope of Urals, Great Katav River	1260
(14)	7	Glaucinite from Lower Bavlinsky suite of Rhiphean	Volga-Uralian region, Serafimovskaya hole	1290
(15)	6	Biotite from granitic rocks of Berdyaush Plutonic formation	Central Urals, Berdyaush	1030
(16)	7	Glaucinite of Serdobsk series of Rhiphean	Serdobsk (depth 1790 m.), area of Pachelma depression	740
(17)	7	Glaucinite from laminarite layers	Serdobsk (depth 1380 m.), area of Pachelma depression	600

Table 5.
Ages of Pre-Cambrian Ore Outcrops of the Ukrainian Shield
Based on Ordinary Lead Method

No.	Reference	Site	Geological description of sample and deposit	Isotopic composition of lead			Age by		Assumed age (m.y.)
				Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴	
(1)	9	Veselyana, left bank of Middle Dnepr	Galena from quartz streaks in magnesite rocks. Magnetic anomaly	14,21	14,67	33,28	2630	2800	2700±100
(2)	9	Krivoy Rag	Galena from sulfide streak in Lower Arkosic suite of Krivoy series	15,33	15,21	34,67	2100	2140	2100±50
(3)	9	Krivoy Rog	Galena from streaks intersecting sodium metasomatites developing in rocks of Krivoy Rog stratum (mean of 4 determinations)	16,70	15,84	34,15	1380	880	900

Table 6.
Ages of Pre-Cambrian Formations and Ore Outcrops of Baltic Shield
According to Ordinary Lead Method

No.	Reference	Site	Geological description of sample and site	Pb ²⁰⁶ / Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ / Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶ / Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ / Pb ²⁰⁴	Assumed age (m.y.)
(1)	3	Monchegorsk or, field, Nittis – Kumuzh'ye	Massive magnetite ores from sulfide veins cutting Monchegorsk intrusion of basic composition penetrating Archean gneisses (Kola series)	13,64	14,56	32,24	2870	3300	3000±300
(2)	3	Monchegorsk or, field, Nittis – Kumuzh'ye	Pyrrhotite from porphyritic formations of pentlandite (mean of 4 determinations)	14,30	14,74	33,66	2600	2620	3000±300
(3)	3	Monchegorsk or, field, Nittis – Kumuzh'ye	Chalcopyrite-pyrrhotite ore (mean of 4 determinations)	14,29	14,79	33,51	2600	2650	3000±300
(4)	3	Medvezhy Island, Kandalaksha Bay	Galena from quartz-carbonate veins in Archean gneisses (White Sea series)	14,04	14,65	32,87	2700	3000	3000±300
(5)	3	Ulyalegi deposit Southern Karelia	Pyrite-pyrrhotite ores from lenses in metamorphosed effusive-sedimentary formations analogous to Parandovsky series	14,07	14,59	33,08	2700	2870	2800±100
(6)	3	Parandovo deposit, Eastern Karelia	Pyrite from pyritic lenses in strongly metamorphosed volcanogenic-sedimentary rocks of Parandovo series	14,27	14,91	33,75	2600	2570	2600±100
(7)	3	Parandovo deposit, Eastern Karelia	Pyrite from pyritic lenses in strongly metamorphosed volcanogenic-sedimentary rocks of Parandovo series	14,39	14,89	33,88	2550	2500	2600±100
(8)	3	Yalonvara deposit, Lake Ladoga area	Pyrrhotite from pyritic lenses in graphite schists and quartzites of Yalonvara series (analogue of Parandovo series)	15,48	15,11	34,29	2020	2300	2300±100
(9)	3	Yalonvara deposit, Lake Ladoga area	Pyrite from the same location	15,43	15,05	34,28	2050	2300	2300±100
(10)	3	Yalonvara deposit, Lake Ladoga area	Galena from quartz veins	14,90	15,02	34,24	2300	2320	2300±100
(11)	3	Pitkyaranta deposit, Lake Ladoga area	Galena from streaks cutting magnetite ores of skarns lying at the base of the Ladoga formation	14,72	14,96	33,61	2400	2620	2700±150

Table 6 (end)

No.	Reference	Site	Geological description of sample and site	$\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$	$\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$	$\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$	$\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$	$\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$	Assumed age (m.y.)
(12)	3	Pitkyaranta deposit, Lake Ladoga area	Galena from streaks cutting magnetite ores of skarns lying at the base of the Lado-ga formation	14,26	14,77	33,23	2620	2800	2700±150
(13)	5	Falun deposit, Sweden	Galena from ore-bearing skarn deposit in dolomites belonging to leptite formation	15,34	14,99	33,84	2100	2520	2520±150
(14)	5	Orijarvi, Finland	Galena from polymetallic deposit in schists of leptite formation	15,74	15,46	34,08	1900	2360	2360±150
(15)	4	White Sea area, pegmatites of northern veraki (?)	Galena from pegmatites penetrating White Seastratum	14,58 14,97	14,80 19,13	35,20 35,00	2450 2280	1850 1950	1900±50 1900±50
(16)	4	White Sea area pegmatites, Lake Tedino	Galena from pegmatites penetrating White Sea stratum	14,67	14,85	35,17	2420	1870	1900±50

During the period that preceded this magmatism, the accumulation of the sediments of the Krivoy Rog series, the Kursk series of the KMA and, as will be shown, formed the metamorphic suites of the Kareliids.

The earliest intrusions of this phase in the Ukrainian shield were the monazite-bearing granitic rocks of the Chudnov-Berdichev complex, the granodiorites of the Sob River to the southwest, and the plagiogranites of Kremenchug and Saksagan in the central areas of the shield.

Somewhat later came the complexes of the so-called Zhitomir and Kirovograd trachytic and black-quartz granites whose age fluctuates around 1900 m.y.

It is characteristic that, on the basis of two indices, the differences in ages given by different isotope ratios ($\text{Pb}^{208}/\text{Th}^{232}$ and $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$) and obtained by the Ar-K method within the Ukrainian shield, we can distinguish two great regions of intensive metamorphism of a very recent date: an area in the southwest part of the Ukrainian shield (the region of development of «Sobites» and of the charnockite formation) and the Ingulo-Saksagan watershed (the region of development of intrusions of the Tokovsky type). The lower age limit for this metamorphism is dated at 1500 to 1600 m.y. At the present time it is hard to establish the origin of this metamorphism or its true age with any reliability, so that it could equally well be an echo, as we will see below, of more recent magmatism of the same period within the Russian Platform or be connected, particularly in the southwest part of the Ukrainian shield, with Mesozoic vulcanism of the edge of the folded zone. In light of this fact we should note the appearance in the area of Uman of a granite massif with an age of 1600 m.y. A characteristic geochemical feature of almost all the granitic rocks of this cycle (except for the plagiogranites) is the fact that they contain monazites, which is not a characteristic of intrusions of the most recent period.

About 1700 m.y. ago in the area of Korosten (northwest) and Novo-Mirgorod (center) there appeared Rapakivi plutonic rocks and gabbro of the platform type and, in the Zhdanov area (southeast), there appeared alkaline intrusions of syenite composition.

This sort of detailed description of the intrusive cycles of the Ukraine has become possible only since the completion of almost a hundred age determinations by the Pb-U-Th method applied to accessory minerals. For this reason, a comparison of the magmatic history of the Ukrainian shield of this period with the Baltic shield and the Russian Platform is rather severely hampered by the absence of analogous detailed investigations by the Pb-U-Th method for these regions. However, on the basis of a large number of K-Ar determinations in combination with individual determinations by the Pb-U-Th, we can nevertheless say that almost the entire territory of Karelia, Finland (Kuovo's data) and a considerable part of Sweden as well as the southeast part of the Kola peninsula were involved in intensive magmatism at this time.

It is a very responsible conclusion, drawn on the basis of recent age determinations, that the Svecofennide (Finno-Swedish) and Karelian mountain chains are of almost the same age.

We can estimate the time of sedimentation of these strata, subsequently transformed into intensively metamorphosed complexes, on the basis of the fact that the Lower Karelian (Parandovo and Gimol'skoye) iron-ore series are deposited on granite-gneisses showing ages of 2500 m.y. by the K-Ar method, while the post-Karelian intrusions are dated at 1850 to 1700 m.y., which coincides with the age of metamorphism of the metamorphic karelide strata themselves (based on the K-Ar method).

On the basis of the isotopic composition of ordinary lead taken from sulfide ores of volcanogenic and sedimentary rocks of the Parandovo series and its analogues, as well as those of the leptite formation of Sweden and Finland, the time of sedimentation of these strata is dated at 2800 to 2300 m.y. on the basis of Pb^{208}/Pb^{204} , which roughly coincides with the preceding data if we take into account the fact that the K-Ar method for gneisses can give only an upper limit for the age of sedimentation of the primary substance of which they are composed.

Thus, the time of accumulation of iron-ore formations in the Pre-Cambrian of the Baltic shield, the Voronezh massif (Kursk series), and the Ukrainian shield (Krivoy Rog series) is actually identical and covers the interval from 2700 to 2100 m.y.

In the contrast to the Ukrainian shield, within the southeast part of the Baltic shield the most recent post-Karelian magmatism had a much more extensive development, having been characterized by a widespread intrusion of Rapakivi plutonic rocks about 1600 m.y. ago. All these data convincingly indicate the very ancient character of both shields, within which magmatic activity ended 1700 to 1600 m.y. years ago, if we omit the plutonic rocks of platform type that appeared during the Paleozoic in the north of the Baltic shield (the Khibiny Mountains).

This brings us to the natural question of the character of the geological history of the whole Russian Platform during the period between this date (1600 m.y.) and the Cambrian (600 m.y.). Was the platform an ancient structure like the African continent that left traces of very recent Pre-Cambrian tectonic movements and magmatism, or did its geologic development, like that of the two shields it contains, actually end 1600 m.y. ago?

A partial answer to this question has been given by investigations of the crystalline foundation of the Russian Platform based on core samples from deep holes produced by supportive drilling?

It has been found that, except for the comparatively small Voronezh massif, almost the entire territory of the foundation was involved in intensive magmatism 1700 to 1600 m.y. years ago, and later than 1450 to 1350 m.y. years ago. During this period connected with the establishment of the outlying Rapakivi plutonic rocks in the peripheral portions of shields consolidated earlier, the center of magmatic activity largely moved to the Russian Platform, or in any case remained only within its limits-which is more probable-since we have no proof of the absence of more ancient magmatism within its limits.

It is characteristic that these younger zones of magmatism stretch to the northwest, spatially coinciding with areas of later depressions and with the accumulation of very thick sedimentary deposits after the Pre-Cambrian and Paleozoic periods (Dnieper and Pachelma depressions).

Thus this part of the Russian Platform in its present-day state structurally reflects, so to speak, the initial stage in the development of the shield, a stage characterized by differential movements of individual blocks connected with incomplete consolidation of Pre-Cambrian folded zones. In contrast to it, the Baltic and Ukrainian shields are characterized by permanent epirogenic movements of a positive sign and of equal amplitudes for the various parts, which gives evidence of a sudden elevation of whole blocks accompanied by intensive denudation. It is precisely this fact that explains the rectilinear boundaries of the shields and the large tectonic dislocations along them, whereas it is characteristic for the border regions of the platform with their folded zones to display advance depressions and smoother transitions from one structure to the next.

An essential feature of the platform in addition to this, a consequence of its differential vertical movements, is its thick cover of sedimentary strata of Pre-Cambrian and Paleomesozoic origin. As measurements of the ages of glauconites by the K-Ar method performed by Plevaya and Kazakov have shown: the most ancient suites of this cover—the Lower Bavlinskaya and the Avzyanskaya—are no older than 1300 m.y. Only the effusive rocks of the Ovruchskaya series found in the northwest part of the Ukrainian shield belong to somewhat older formations, having an age of about 1400 m.y., conditionally assigned to the Jotnian. At the same time our measurements of the age of individual granitic rocks on the eastern side of the platform, similar to the measurements of the age of the Berdyaushsky plutonic rocks and the Shingersky massif in the Urals that intersect the Lower Bavlinsky suite (according to the data of Ovchinnikov and Garris),⁶ showed ages of 1030 to 1220 m.y. Thus, in the course of formation of the Pre-Cambrian sedimentary cover of the platform spanning a period of at least 700 m.y., there occurred still another great tectonic-magmatic cycle in the eastern part of the platform. The intrusions of this cycle apparently were synchronous with the well-known pegmatoid formations of southern Scandinavia (Arendal *et al.*), giving evidence of definite foci of magmatism that developed around the periphery of the platform during this period.

Everything we have said above enables us to depict the following sequence of geological events in the Pre-Cambrian of the territory in question:

The formation of the Pre-Cambrian continent that consisted of the Ukrainian and Baltic shields and the crystalline foundation of the Russian Platform connecting them took place over a long period of time, beginning at least 3600 m.y. ago. Approximately 1900±100 m.y. ago, the consolidation of the Ukrainian and Baltic shields was completed. The Rapakivi plutonic formation and alkaline intrusions that developed somewhat later (1700 to 1600 m.y. ago) along the edges of these shields bordering the Russian Platform were only a repercussion of the intensive magmatism that involved the entire territory of the platform, of which only a small area—consolidated earlier—in the form of the Voronezh massif remained firm during this period.

The rest of the geologic history of the continent has proceeded under the influence of a gradual decrease in the intensity of magmatism and migration of this magmatism into the region of the younger folded zones around the periphery of the platform.

The differential vertical movements of individual blocks of the platform, which have caused the accumulation of thick strata of sedimentary cover of late Pre-Cambrian and Paleomesozoic age in the region of the lowest depressions coinciding with the zones of the most recent Pre-Cambrian magmatism indicate that the process of transformation of the platform into the monolithic structure of a shield was not completed.

The picture that has evolved of the sequence of geologic events in the Pre-Cambrian history of the Ukrainian and Baltic shields and the foundation of the Russian Platform is striking in its obvious similarity to the histories of other Pre-Cambrian continents of the planet. For this reason we consider it reasonable to suggest the following rough subdivision of the Pre-Cambrian into four main eras, clearly differentiated in the European Pre-Cambrian and probably characteristic of the Pre-Cambrian throughout the world (table 7).

Table 7.
Scheme of Subdivision of Pre-Cambrian

Boundaries (m.y.)	Name of era
600±50	Upper Proterozoic
1100±100	Lower Proterozoic
1900±100	Archean
2700±150	Katarchean
3600±200	(?)

The reason for this sort of division is the special significance of the boundary 1900±100 m.y. in the history of the earth, after which the scales of magmatism and metamorphism lessened greatly in intensity and the lithology of sediments changed sharply in the direction of a marked predominance of organogenic material in sedimentation. It is highly probable that this important turning point in the history of the earth coincides with the period of marked reduction in the amount of radioactive heat in the earth's crust as a result of the substantial decay of the radioactive elements (the principal energy radiators) K^{40} and U^{235} .

In the light of this it is logical to recognize this critical moment in the history of the earth, previously known as the White Sea epoch of magmatism, as the boundary between the Archean and the Proterozoic.

The planetary character of the tectonic-magmatic epoch corresponding to the Grenville epoch of magmatism (110±100 m.y. ago) enables us to subdivide the Proterozoic into two independent eras: the Upper and Lower Proterozoic. It is suggested that the terms Rhiphean which has been adopted for designating sediments of this age in the U.S.S.R., or Sinian in the Chinese People's Republic be given local significance.

For the most ancient nuclei of the Pre-Cambrian continents of the earth's crust, whose origin approaches the hypothetical time of formation of the planet itself, it is useful to adopt the name suggested by A.A. Polkanov: Katarchean.

Summary

Investigation of the geological age of Pre-Cambrian rocks of the Ukrainian and Baltic shields makes it possible to establish the synchronicity of great geological events comparable in their intensity and their metallogenetic specificity.

The formation of both shields took place during a long period of geological time, from 3500 to 1900 m.y. ago. The most intensive periods of magmatism were 3200±300, 2600±200 and 1900±100 m.y. This confirms the existence of great megacycles in the geological history of the earth's crust with the period of renewal every 600 m.y.

The most ancient rocks in the European Pre-Cambrian (that is, Katarchean blocks of gneisses and migmatites) have been discovered on the north shore of the Kola Peninsula and in the middle Dnipro region (3200±300 m.y.).

The rocks 2600 ± 200 m.y. of age are granite-gneisses and migmatites of the Dnepro region and the Ladoga formations.

The epoch of 1900 ± 100 m.y. was distinguished by the greatest magmatic activity in the whole Pre-Cambrian. In this epoch the main granitoid massifs of the Ukraine and the Svecofennidic and Karelidic orogens of the Baltic shield appeared.

In the period 2600–1900 m.y. the sediments of the Krivoi Rog type were accumulated within the limits of both shields.

Magmatic activity migrated to the territory of the modern Russian Platform 1700–1400 m.y. ago. Among the crystalline rocks of the basement of the Russian Platform we now find the remains of the most ancient rocks and structures (Woronezhsky Massif, 2500 m.y.). The submeridional stretches of the structures, which are typical for the ancient blocks, were replaced at this time into the sublatitudinal ones. For example, the beginning of this period is characterized by the appearance of Rapakivi intrusions, typical platform plutons, that surround the Ukrainian shield from the north and the Baltic shield from the south.

Later, beginning about 1400 m.y. ago, the information of the sediment cover of the Russian Platform began; it has been finished only in modern time after the deposition of the Paleozoic, Mesozoic, and Cenozoic sediments of great thickness.

These weakly metamorphosed, upper Pre-Cambrian sediments of very large thickness accumulated particularly in downwarps of the crystalline basement. It is interesting to note that these structural basins coincided with the regions of magmatic activity that occurred approximately 100 m.y. before (that is, at 1600 to 1400 m.y.). A good example is seen in the territory of the Pachelm basin.

The Pre-Cambrian cover of the crystalline basement of the Russian Platform may be divided into three divisions of different geological age: (1) Iotny (Shokshinsky sandstones, effusive rocks of Ovrutch series and others, 1400 to 1300 m.y.); (2) lower Rifei (Giperborei sandstones from Kildin Peninsula, sediments of the Low Bavlinskaja series in the Ural and others, 1300 to 1100 m.y.); and (3) upper Rifei (sandstones and argillites of Karataush series in the Ural, Serdob series of the Patchelm basin and others, 1100 to 600 m.y.).

On the border between Lower and Upper Rifei in the eastern part of the Russian Platform on the territory of the Volga-Ural depression, a weak magmatic activity took place (diabase-dikes, Rapakivi intrusion of Berdiaush).

While the formation of the Ukrainian and the Baltic shields ended approximately about 1900 to 1700 m.y. ago, the magmatic activity on the territory of the Russian Platform continued until 1000 m.y. ago. The vertical movements of some Pre-Cambrian blocks consolidated somewhat later than the crystalline basement of the Russian Platform can be observed at the present time.

References

1. Vinogradov, A.P., L.V. Komlev, I.G. Danilevich, A.V. Savonenkov, A.I. Tugarinov & M.S. Filippov. 1960. Geochronology of the Ukrainian Pre-Cambrian. Trans. XXIst Session, Intern. Geol. Congr.
2. Vinogradov, A.P., A.I. Tugarinov, K.G. Knorre & Y.V. Bibikova. 1960. The age of the crystalline foundation of the Russian Platform. Transactions of the XXIst Session of the International Geological Congr.
3. Vinogradov, A.P., A.S. Tarasov & S.I. Zykov. 1959. Isotopic composition of lead ores of the Baltic shield. *Geokhimiya*. 7.
4. Zhiron, K.K., S.I. Zykov, V.V. Zhirona & P.I. Stupnikova. 1957. The effect of Processes of hydrothermal change on the determination of age from radioactive minerals. *Geokhimiya*. 8.

- 5*. Olavi, K. 1958. Radioactive age of some Finnish Pre-Cambrian minerals. Bull. Commission Geol. Finlande. 182.
- 6*. Ovchinnikov, L.N. & M.A. Garris. 1960. Absolute age of geological formations of the Urals and the Pre-Urals. Transactions of the XX1st Session Intern. Geol. Congr.
7. Kazakov, G.A., N.I. Ppoleyaya & G.V. Murina. 1960. The absolute age of Pre-Cambrian sedimentary strata of the Russian Platform and the Urals. Trans. Interdepartmental Stratigraphic Conference.
8. Polkanov, A.A. & E.K. Gerling. 1960. Use of the K-A and Sr-Rb methods in determining the age of Pre-Cambrian rocks of the Baltic shield. Transactions of the Laboratory of Pre-Cambrian Geology. 9.
9. Tugarinov A.I., & S.I. Zukov. 1956. Age and geochemical characteristics of lead ore outcrops of the Ukraine. Geokhimiya. 3.

GEOCRONOLOGIA PRECAMBRIANULUI**

În schema propusă de noi anterior pentru scara geocronologică a precambrianului a figurat subdivizarea precambrianului în patru perioade, la baza căreia au fost puse marile cicluri tectono-magmatice la scară planetară [58] (tabelul nr. 1).

În 1960, cercetătorii sovietici au obținut noi date geocronologice interesante. Cu ocazia oelei de-a XIII-lea sesiuni a Uniunii internaționale de geodezie și geofizică și a celui de-al XXI-lea Congres internațional de geologic, ținute la Helsinki și Copenhaga, au fost publicate multe comunicări importante referitoare la vârsta absolută a rocilor din provinciile precambriene, puțin studiate pînă acum.

Toate acestea justifică revizuirea și precizarea schemei scării geocronologice a precambrianului, propuse și aprobate de comisie.

Tabelul nr. 1.
Scara geocronologică preliminară a precambrianului

Era	Ciclul tectono – magmatic	Limita de vîrstă în milioane ani
Proterozoicul-2	Katanga	600
	Greenville	1 100
Proterozoicul-1	Marea Albă	1900
	Rhodezia	2 700
Arhaicul		
Catarhaicul	Kola	3 400

Să încercăm să examinăm materialele existente, de la paleozoic înapoi, adică de la ceea ce este cunoscut spre ceea ce este mai puțin cunoscut. În sprijinul părerilor noastre,

* In English; other articles in Russian.

** Geochronologia docembrii, "Geokhimiia", nr. 9. 1961;
Anal. rom.-sov. Ser. geol.-geogr. 1962. An. 16, N 2. P. 68-77. Co-author: Tugarinov A.I.

vom examina materialul care se referă la o anumită perioadă, simultan pentru întreaga suprafață a planetei noastre.

În cazurile în care studiul evenimentelor geologice dintr-o epocă și regiune oarecare și determinările de vîrstă erau suficiente, am întocmit profilul stratigrafic pe care am trecut datele geocronologice (fig. 1 și 2).

Aceasta simplifică într-o măsură mare studierea materialului și creează o imagine mai clară asupra evoluției scoarței terestre în timp [57, 56, 45, 46, 59]. Să examinăm materialele care se referă la principalele limite cronologice ale precambrianului.

LIMITA SUPERIOARĂ A PRECAMBRIANULUI

Unde se situează limita între paleozoic și precambrian?

Poziția limitei superioare a precambrianului este determinată precis de manifestarea magmatismului în perioada precedentă cambrianului.

Astfel, la marginea estică a scutului Aldan, pe suprafața erodată a intruziunilor de tip central, datate la 600 milioane de ani, se suprapune seria de Iudom a cambrianului inferior [31]. În masivul Enisei, pegmatitele de pe cursul inferior al Angarei străpung stratele de Dașkin, datate la 570 milioane de ani [14]. Intruziuni de vîrstă analogă se cunosc la Delhi [24, 25] unde ele străpung seria de Vindia a precambrianului superior, în Arabia – unde ele străpung seria de Fatima – precambriană superioară, și sînt acoperite de depozite cambriene [36] etc.

Cu aceste date coincid rezultatele măsurării vîrstei glauconitelor din stratele cu Laminaria de pe Platforma rusă, considerate în prezent ca cele mai tîrzii formațiuni precambriene, datate peste tot la 590–600 milioane de ani.

Gresiile care se dispun peste stratele cu Laminaria și care deschid un nou ciclu de sedimentare, încheiat cu argilele albastre din seria de Baltica, de vîrstă precambrian-inferioară, conțin glauconit care, după metoda Ar/K, are vîrsta de 530–545 milioane de ani. În felul acesta, limita de vîrstă între paleozoic și precambrian se găsește undeva între circa 570 și 550 milioane de ani [14, 16, 17]. Era care a precedat paleozoicul a căpătat, din punct de vedere istoric, cîteva denumiri ca: proterozoic, sinian, rifeian.

Sub denumirea de «rifeian», introdusă pentru prima dată de N.S. Șatski, se considera un grup de sedimente apropiate, prin gradul de metamorfism și condițiile de acumulare, de paleozoic, pe care l-a precedat direct.

După cum rezultă din tabelul nr. 1 și graficul 1, rifeianul din regiunea Aldan (seria de Gonam) a fost datat în prezent, după glauconit, la 1 500 milioane de ani [14] și este posibil să fie și mai vechi, întrucît sub această serie se mai găsește și seria de Konkulin. Pe de altă parte, limita inferioară a vîrstei depozitelor de tip rifeian este marcată de magmatismul puternic al așa-zisei perioade de Marea Albă (Belomorskaia), cu maximum de activitate la un interval de timp de circa 1 900 milioane de ani în urmă [9, 21, 49, 56].

Ultimele manifestări ale acestei perioade de magmatism au încetat pe teritoriul scuturilor cu circa 1 650–1 700 milioane de ani în urmă, concomitent cu pătrunderea granitelor platformice de tipul Rapakiwi [20, 22, 18].

În felul acesta, putem presupune că vîrsta celei mai vechi serii rifeiene, care s-a format pe fundamentul cristalin apărut în perioada Mării Albe, era de 1 600–1 700 milioane de ani, cifră care concordă bine cu scara cronologică întocmită pe baza stadiului glauconitelor.

Dacă am corela aceasta cu împărțirea în patru perioade a precambrianului, aprobată anterior, atunci rifeianul va cuprinde întregul proterozoic-2, și o parte importantă a proterozoicului-1 (vezi tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 2.
Geocronologia rifeianului târziu

Era	Perioada	Denumirea epocilor tectonomagmatice	Limita de vîrstă în milioane ani
Precambrianul – 4 sau proterozoicul – 2	Rifeianul – 3	Katanga	600 (550–570)
		Greenville	1 000
Precambrianul – 3 sau proterozoicul – 1	Rifeianul – 2	Medvejiie Ozero	1 400
	Rifeianul – 1 (Yota)	Viborg	1 700
	Prerifeianul	Belomorskaia (Marea Albă)	1 900

Perioada cea mai ascunsă și cea mai neclară a proterozoicului inferior este intervalul de 1 900-1 700 milioane de ani. Probabil că nouă nu ne-a rămas nici un fel de indiciu asupra acestui interval de timp, întrucît sedimentele din acel timp, care s-au acumulat în special în zonele geosinclinale din perioada aceea, într-o conjunctură de magmatism violent, practic au dispărut fără urme, transformîndu-se în roci metamorfice și granitizate. Pentru această perioadă ar fi necesară o denumire proprie (prerifeian).

Toată perioada rifeiană următoare, de la 1 700 milioane de ani pînă la 570 milioane de ani (pînă la începutul cambrianului), cu o durată mai mare de 1 miliard de ani, poate fi împărțită în trei perioade care se caracterizează prin lacune foarte mari în sedimentare și cicluri intruzive între ele.

Datorită litologiei foarte bine studiate a acestor depozite în diferite regiuni ale U.R.S.S. și datorită unui număr mare de date asupra vîrstei absolute stabilite, după glauconit, se stabilesc o serie de legi interesante în dezvoltarea scoarței terestre în perioada aceea de timp [47].

Astfel, pentru Ural se observă sedimentări continui cu grosimi enorme, începînd cu rifeianul inferior. Această scufundare cuprinde încă în rifeianul mijlociu și regiunile învecinate ale platformei care nu se consolidase definitiv – în special regiunile depresiunilor interne. În rifeianul superior însă, se observă scufundarea generală uniformă a întregii platforme, considerată ca un monolit [14].

Observații analoge, efectuate în alte continente, indică și ele, în mod clar, diferența pronunțată între grosimile sedimentelor rifeiene în zonele geosinclinalelor rifeiene și în cele de pe platformă.

Acest lucru se vede foarte bine pe marginile scutului Arabiei (Arabia și Africa Occidentală) [33, 36], versantul sud-vestic al scutului Canadei [1, 2, 7] și pe bordura nordică a Scutului chino-coreean (sinian) [27].

În legătură cu aceasta se observă un detaliu interesant. Dacă pentru depresiunea Ural este caracteristică prezența unui profit, aproape întreg al rifeianului, în schimb în profilele din China și America de Nord, rifeianul superior dispare aproape complet, fără urme vizibile ale abraziunii acestuia [8, 27]. Invers – pe Scutul indian, în Arabia, cu toate grosimile mari ale depozitelor rifeianului superior, lipsesc cele mai vechi serii rifeiene [26, 28, 33]. În felul acesta, rifeianul nu pare a fi un ciclu unic de dezvoltare pentru diferite continente, ci reprezintă o serie de depresiuni geologice separate, cu răspîndire specifică pentru fiecare, a regiunilor de scufundare și de sedimentare.

Dacă în perioadele mai târzii, cum ar fi de exemplu cutarea hercinică, sedimentarea unor depozite de grosimi mari în zonele de depresiuni a fost însoțită de inversiuni de relief

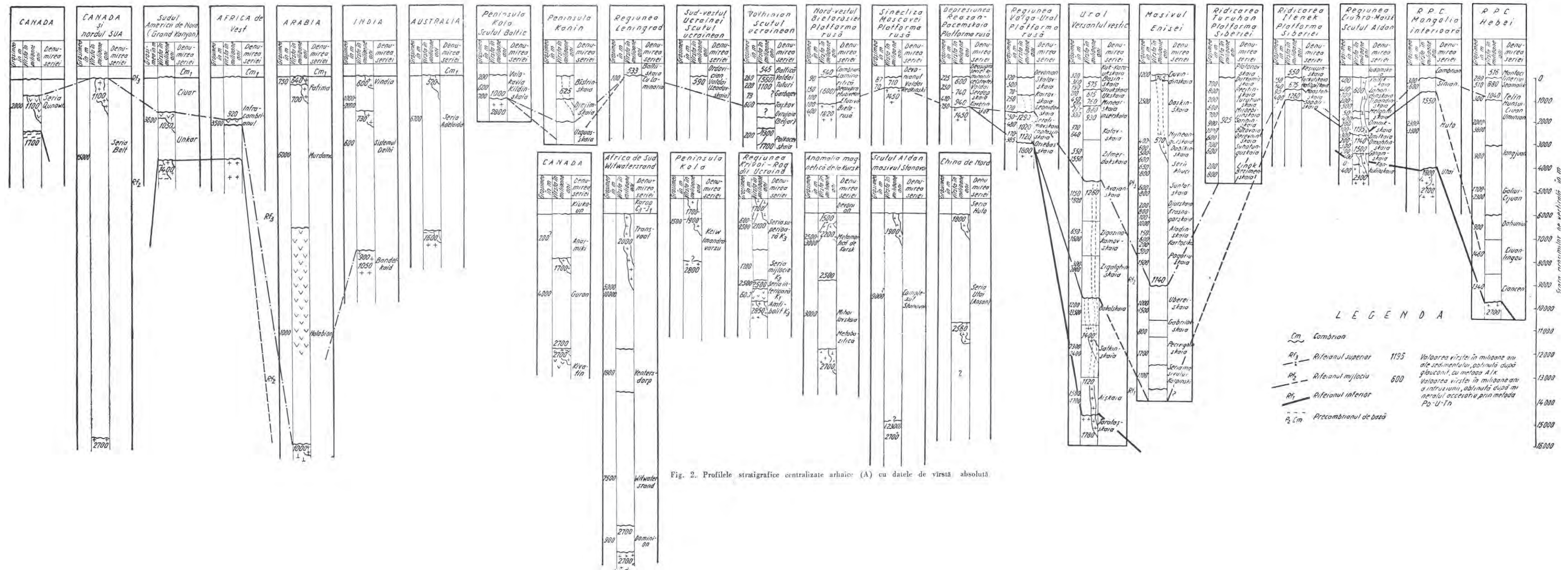


Fig. 1. Profilele stratigrafice centralizate ale precambrianului (Prt₂, R) cu datele de vîrstă absolută.

Fig. 2. Profilele stratigrafice centralizate arhaice (A) cu datele de vîrstă absolută.

și de magmatism, în schimb în rifeian, acest aspect al activității geologice se manifestă mult mai slab.

Magmatismul cu răspîndirea cea mai largă apare numai în precambrian. În etectse timp el cuprinde, sub forma de manifestări magmatice assyntice, regiunile viitoarei cutări paleozoice.

Pentru întregul rifeian pare să fie caracteristică o stabilizare excepțională a activității tectono-magmatice a planetei, după perioada precedentă a unui magmatism excepțional de violent, care a cuprins aproape întregul teritoriu al suprafeței terestre, cu excepția unor simburii foarte mici ai primelor scuturi care au apărut.

Poate că tocmai această nouă etapă, relativ mai liniștită, a istoriei geologice a dus la evoluția rapidă și dezvoltarea vieții, adică la crearea biosferei.

Una din contradicțiile existente, apărută la stabilirea neașteptată a duratei colosale a rifeianului, a fost generată de încetinirea aparentă a sedimentării în rifeian. Dacă am încerca să calculăm viteza de sedimentare, împărțind grosimea depozitelor dintre două orizonturi cu vîrstele determinate după glauconit, cu diferența în timp între aceste două valori ale vîrstei, atunci viteza de sedimentare în m/an, va fi de cîteva ori mai mică decît în paleozoic. Există totuși o serie de cauze care explică acest paradox aparent. În primul rînd, orice profil rifeian se caracterizează printr-un număr mare de lacune. De aceea, grosimea inițială reală a sedimentelor a fost redusă desigur prin denudația unor orizonturi și serii. În al doilea rînd, tendința existentă pentru extinderea platformei și reducerea geosinclinalului în timp contribuie în mod evident la lărgirea domeniului de eroziune și reducerea domeniului de acumulare. În sfîrșit, cu cît roca este mai veche și cu cît ea este mai scufundată, cu atît mai puternic trebuie să se fi manifestat în ea efectul compactizării sedimentului provocat de îndepărtarea substanțelor volatile (CO_2 , H_2O), reducerea porozității etc.

Probabil că ultimele două cauze au avut o importanță mar mică decît prima, în lămurirea problemei variației aparente a vitezei de sedimentare.

Mult mai puțin studiată este geocronologia arhaicului. Dacă limita superioară a acestei zone este destul de vizibilă pe toate continentele lumii, datorită răspîndirii extrem de mari a intruziunilor din acea perioadă de timp (1 800–2 000 milioane de ani) și a metamorfismului rocilor celor mai vechi, determinate după metoda Ar/K, în schimb limita inferioară este mult mai puțin determinată [1, 3, 13, 16, 21, 30, 27, 29, 40, 56, 45, 46].

În raportul nostru prezentat la sesiunea precedentă*, am atras atenția asupra repetării frecvente pe toate continentele lumii a rocilor cu vîrsta de circa 2 700–2 800 milioane de ani. Totuși, domeniul de răspîndire al intruziunilor de această vîrstă este limitat. Cu toate acestea, după cum se arată în figura nr. 2, pentru o serie întreagă de regiuni nu numai că putem prezenta profile stratigrafice ale arhaicului, dar putem să anexăm un număr suficient de date

Unul din aceste profile clasice este profilul stratelor de Saksagan din bazinul Krivoi-Rog. În prezent s-a dovedit că fundamentul cristalin format din gnaisuri, pe care sînt localizate amfibolitele din seria K_0 , conține zircon în vîrstă de 2 850 milioane de ani, intersectat de pegmatite cu otit, cu vîrsta de 2 700 milioane de ani.

La arcozele seriei inferioare din seria de Krivoi-Rog, după uraniul dispersat în ele, lipsind aproape total plumbul obișnuit, s-a stabilit vîrsta de 2 600 milioane de ani.

Intruzivele cele mai vechi, care intersectează seria de Krivoi-Rog, au vîrsta de 2 100 milioane de ani. În felul acesta, chiar dacă admitem că uraniul dispersat în arcoze

* Sesiunea a IX a Comisiei pentru determinarea vîrstei absolute a formațiunilor geologice. asupra vîrstei absolute, dovedind că arhaicul ar fi un interval de timp geologic precis delimitat, care se caracterizează prin particularități specifice [6, 5, 13, 19, 29]

nu este singenetic, perioada posibilă de sedimentare a seriei de Krivoi-Rog trebuie să fie limitată de intervalul 2 100-2 850 milioane de ani.

O situație analogă a fost constatată de autor și pentru seria anomaliei magnetice de la Kursk, și a fost determinată și pentru huronianul din Canada [10, 11], witvatersrand din Africa de Sud [34, 35, 37, 38, 39] etc.

Cum se caracterizează rocile din acea perioadă de timp?

În primul rînd, din punct de vedere al vitezei neobișnuite de sedimentare, ele se deosebesc printr-o acumulare aparent înceată, întrucît raportul dintre grosimea sedimentului și timpul de acumulare este mai mic decît în rifeian.

Această observație constituie o dovadă în plus asupra rolului enorm al metamorfismului în reducerea grosimii primare a sedimentului (de exemplu, prin transformarea rocilor siderit-cuarțitice în cuarțite feruginoase, cu pierderea CO_2).

În felul acesta, caracterul rocilor se deosebește puternic prin gradul său de metamorfism de rocile rifeiene. Cauza este în primul rînd magmatismul la scară enormă în perioada Mării Albe (Belomorskaia). Aproape toate rocile arhaicului, cu excepția unor blocuri foarte limitate, sînt localizate în simburii din scuturile care au apărut atunci și care, la măsurarea vîrstei lor prin metoda Ar/K, dau cifre de vîrstă de 1 700-2 000 milioane de ani [21, 31, 23, 29, 45]. În același timp, accesoriile U-Th din aceleași roci se deosebesc printr-o vechime mult mai mare, denotînd pierderea argonului, ce a avut loc în această perioadă de metamorfism general pe planetă.

Compoziția litologică a depozitelor arhaice este specifică. Aceste roci sînt, în primul rînd, formațiuni verzi la bază și formațiuni feruginoase. Numai în părțile superioare ale profilului apar, în cantitate subordonată, rocile carbonatate. În arhaic au o răspîndire enormă conglomeratele și arcozele care denotă limitarea alterării chimice și lipsa evidentă a proceselor biogene care au dominat în timpul sedimentării în rifeian și paleo-mezocenozoic [13, 56, 55, 59].

Răspîndirea depozitelor arhaice este redusă. Ridicările predominante ale vechilor scuturi din perioadele ulterioare trebuiau să fi înlăturat, în mod inevitabil, de pe suprafața lor depozitele platformice arhaice, de grosime redusă, care au putut să rămînă întregi numai în zonele de depresiune din geosinclinalele precambriene.

Etapele mai vechi ale vieții geologice a planetei sînt și mai puțin cunoscute.

Fundamentul suprastructural al unor continente precambriene este reprezentat de gnaisuri și migmatite de diferite tipuri. Vîrsta acestora din urmă, determinată după mineralele de uraniu-toriu, este de obicei foarte constantă pentru cele mai diferite continente ale lumii, variînd în limite relativ înguste, de 2 700-2 900 milioane de ani [57, 56, 45].

Pentru datarea rocilor de această vîrstă mare, este foarte importantă așazisa metodă de măsurare a vîrstei după plumbul obișnuit din galenă și după plumbul extras din roci cu raportul mare Pb/U + Th (peste 100), întrucît variațiile în răspîndirea uraniului și a toriului în rocile din acel timp nu ajung la acele proporții extreme, care sînt specifice perioadelor mai noi [5, 32, 39, 53].

În figura nr. 2 se arată unele blocuri de fundament foarte vechi, care au ca limită superioară de vîrstă 2 700-2 900 milioane de ani. Ele sînt gnaisurile și migmatitele din peninsula Kola și Karelia de Sud [18], migmatitele din fundamentul cristalin al seriei amfibolitice de Mihailovka din anomalia magnetică de la Kursk, gnaisurile de pe Nipru și migmatitele din Ucraina [20], și eventual cele trei serii de roci metamorfice din care este format masivul bazic al Scutului Aldan (Iengra, Timpton, Djaltulin) [31], masivul de migmatite Ceara, șisturile cristaline din partea inferioară a seriei de Anșan (Utai), Scutul din nordul Chinei [27], formațiunea verde Quwantin din Canada [1, 3, 7] formațiunea Kargurli din Australia [41, 42], seria de depozite cristaline Șamvaian, Bulovaiaian în Africa de Sud [35, 39] și în sfîrșit, un masiv vechi din precambrian, descoperit recent în Scoția.

În unele regiuni, printre migmatitele de această vîrstă se păstrează blocuri de gnaisuri și amfibolite relativ puțin migmatizate, cu o vîrstă minimă, determinată prin metoda Ar/K, de 3 000 pînă la 3 400 milioane de ani (peninsula Kola, regiunea Niprului) [18]. Este greu să ne dăm seama despre caracterul inițial al sedimentelor care au constituit substratul acestor complexe metamorfice și despre grosimea lor.

Putem presupune că numai prima bază a acestor roci trebuie să fi fost formată din sedimente clastice, supuse unei transformări intense în perioade magmatice tîrzii.

În legătură cu aceasta, trebuie să atragem atenția asupra binecunoscutului fenomen de migrare a componentelor mobili (de exemplu a alcaliilor), observat în regiunile de contact a fundamentului cristalin puternic scufundat, cu cuverturi formate din roci mai tinere și mai puțin metamorfozate.

Aceste fenomene au fost descrise amănunțit pentru fundamentul Platformei ruse, unde microclinizarea tîrzie este legată de migrarea activă a potasiului, care a modificat esențial aspectul și compoziția rocilor primare [22]. Fenomene analoge, legate de migrarea alcaliilor din orizonturile de arcoze metamorfozate, din seria inferioară în formațiunea feruginoasă din seria mijlocie și superioară, sînt bine cunoscute pentru seria de Krivoi-Rog din Ucraina [20] etc.

Toate acestea ne fac să presupunem că blocurile vechiului fundament al scoarței terestre, metamorfozate în repetate rînduri și în perioade mari de timp, nu ne pot da, în starea actuală, o imagine asupra aspectului primar al rocilor din care sînt formate.

Întrucît vîrsta scoarței terestre este evaluată, după ultimele date, la 4 500 milioane de ani, perioada respectivă de 1 miliard de ani, care desparte momentul de formare al scoarței terestre de momentul de apariție al celor mai vechi roci pe care le cunoaștem, rămîne pentru noi absolut necunoscută.

Analiza corectă a celor mai vechi evenimente din scoarța terestră este împiedicată de precizia insuficientă în măsurarea vîrstei (5 %) [4, 48, 51, 44], din care cauză valoarea erorii experimentale depășește de 2–3 ori durata ciclurilor tectono-magmatice din paleozoic. În starea actuală a metodelor de studiere, nu putem formula geocronologia unor cicluri tectono-magmatice. Cu toate acestea, mai surprinzătoare este repetarea indiscutabilă a acelorași valori de vîrstă pentru intruziuni din diferitele părți ale continentelor, cu intervale de timp care depășesc cu mult părerea noastră (paleo-mezo-cenozoice) cu privire la durata întreruperilor între ciclurile tectonomagmatice.

Aceasta constituie o dovadă elocventă a existenței unor cataclisme generale planetare în istoria geologică a scoarței terestre și a existenței unor perioade mult mai mari între epocile magmatice de primul ordin, evaluate la 600–700 milioane de ani, în care activitatea magmatică și probabil și numărul unor cicluri s-au caracterizat, în timpurile cele mai îndepărtate ale planetei, prin proporții mult mai mari decît în prezent.

Analiza geocronologiei precambrianului este de o mare importanță pentru problema geotectonicii. Din materialele examinate reiese în mod cert că fenomenele tectono-magmatice au un caracter evident dirijat. Aceasta se exprimă prin aceea că răspîndirea platformelor se produce prin consolidarea episodică a zonelor vechi de presiuni, însoțite de reducerea treptată a suprafeței provinciilor magmatice și a intensității magmatismului [12, 55, 59]. În legătură cu aceasta, principala deosebire între scut și platformă constă probabil în primul rînd din diferența de vîrstă la care au început să se formeze ambele structuri. Scutul trebuie considerat ca o fază finală de dezvoltare a unei platforme, cu o structură tectonică rigidă, cu tendința predominantă spre o ridicare epirogenetică progresivă, însoțită de denudație intensă și cu o viteză uniformă.

Platforma este faza inițială de consolidare a unei zone de cutare, care se distinge prin mișcări epirogenice cu amplitudini și semne diferite, cu regiuni strict ereditare de mișcări mai energice și mai diferențiate în sectoarele de zone mai mobile, care s-au format mai tîrziu într-o platformă. De aceea, un scut, spre deosebire de platformă, este întotdeauna

mai puternic erodat și limitat de contacte rectilinii cu înclinare foarte mare, cu zone mobile, spre deosebire de platformele care au păstrat în limitele lor depresiuni frontale [22, 50, 52, 55].

Toate cele expuse ne permit să formulăm în felul următor principiile geocronologice ale precambrianului.

Durata precambrianului studiat în prezent cuprinde un interval enorm de timp, aproape 3 000 milioane de ani, de la 570 până la 3 500 milioane de ani în urmă. Intervalul istoriei geologice, lung aproape de 1 000 milioane de ani, care separă formarea celor mai vechi roci cunoscute de timpul de formare al scoarței terestre, nu este cunoscut.

În limitele precambrianului pot fi delimitate următoarele etape: catarhaic – între 3 500 și 2 700 milioane de ani în urmă, care se caracterizează prin roci puternic magmatizate, probabil de proveniență clastică [18]; arhaicul – reprezentat prin formațiuni metamorfice verzi și formațiuni feruginoase, cu stratificația depozitelor bine exprimată, care s-a păstrat numai în zonele de mari depresiuni și, în sfârșit, proterozoicul inferior și superior, sau rifeianul, reprezentat prin sedimente metamorfozate de tip paleozoic, corespunzătoare dezvoltării active a biosferei.

Rezultatele actuate în domeniul măsurării vârstei absolute a glauconitului permit o clasificare mai amănunțită a formațiunilor proterozoice – împărțirea ei în cel puțin patru perioade de cicluri independente de sedimentare, separate de mișcările tectonice și magmatism.

Întreaga istorie geologică a scoarței terestre din precambrian este caracterizată prin dezvoltarea dirijată spre apariția și extinderea platformelor și dispariția vizibilă a magmatismului, care se reîncepe după anumite intervale de timp.

Ultima perioadă de magmatism, cea mai importantă datată între 2 000 și 1 700 milioane de ani, însoțită de un metamorfism general, a constituit limita cea mai evidentă în istoria geologică a planetei, marcând începutul dezvoltării intense a biosferei.

BIBLIOGRAFIE

America

1. Age determinations by the Geological Survey of Canada. Compiled by A. Lowden. «Geol. Surv., Canada», 1960.
2. Burwash R.A., «Bull. Am. Ass. Petr. Geol.», 41, nr. 1, 1957.
3. Cumming G.L., Wilson J.T., Farquhar R.M., Russel R.D., «Proc. Geol. Ass. Can.», 17, 1955.
4. Eckelmann W.R., Kulp J.L., «Bull. Geol. Soc. Am.», 67, p. 35–54, 1956.
5. Farquhar R.M., Russell R.D., «Trans. Am. Geoph. Un.», 34, nr. 4, 1957.
6. Gastil G., Blais R., Knowles D.M., Bergeron R., The XXI session I.G.C. Part IX Procambrian stratigraphy and correlations, 1960.
7. Gas tP.W., Kulp J.L., Long L.E., «Trans. Am. Geoph. Un», 39, nr. 2, 1958.
8. Read F.R., The Geology of the British Empire, Londra, 1949.
9. Robinson S.C., Mineralogy of Uranium deposits, Goldfields, Saskatchewan, «Geol. Surv. of Canada», 1955.
10. Roscol S.M., Steacy H.R., On the Geology and Radioactive Deposits of Blind River Region, The Second Conference in Geneva., 1958.
11. Wanless R.K., Trail I.B., «Nature», nr. 4527, 1956.
12. Wilson M.E., «Bull. Geol. Soc. Am.», 69, 1958.
13. Wilson J.T., Russel R.D., Farquhar, R.M., «Trans. Am. Gen. Meetb», vol. LIX, 1956.

Europa

14. Kazakov G.A., Tugarinov A.I., «Gheohronologhiia pozdnego dokembriia», «Tr. GIN AN SSSR», 1961.
15. Kouvo O., «Bull. de la Comm. Geologique de Finlande», nr. 182, 1958.
16. Ovcinnikov L.N., Garriss M.A., XXI sessia MGK, «Dokladi sovetskikh gheologov», 1960.
17. Polevaia N.I., Murina G.A., Sprintson V.D., Kazakov G.A., XXI sessiia MGK, «Dokladi sovetskikh gheologov», 1960.

18. Polkanov A.A., Gherling E.K., XXI sessia MGK, «Dokladi sovetskikh gheologov», 1960.
19. Simonen, Precambrian stratigraphy of Finland. The XXI session of I.G.C., 1960.
20. Vinogradov A.P., Komlev L.V., Daniilevici S.I., Savonenkov V.G. Tugarinov A.I., Filippov M.S., XXZ sessia MGK, «Dokladi sovetskikh gheologov», 1960.
21. Vinogradov A.P., Tugarinov A.I., Trans. of Conference «Geochronology of rocks», nr. 7, 1960.
22. Vinogradov A.P., Tugarinov A.I., Knorre K.G., Bibikova E.V., Lebedev V.I., XXI sessia MGK, «Dokladi sovetskikh gheologov», 1960.

Asia

23. Aswathanarajana U. «Am. Journ. Science», 254, 1956.
24. Holmes A., «Proceed. Geol. Association Canada», nr. 7, 1955.
25. Krishpan M.S., Stratigraphy of India, The XXI session of I.G.C., 1960.
26. Krishpan M.S., Geologhiia Indii i Birmi, Izd. Inostr. lit., 1954.
27. Li Pu, Tu Gon-cji, Cen lu-ci, Tugarinov A.I., Zikov S.I., Stupnikova N.I., Knorre K.G., Polevaia N.I., Brandt S.B., «Gheohimii» nr. 7, 1960.
28. Mahadevan C., Aswathanarajana U., Age levels of precambrian orogenic cycles of India (In press).
29. Vinogradov A.P., Tugarinov A.I., «Gheochim. and. Cosmochim.», Acta (in press).
30. Vinogradov A.P., Tugarinov A.I., Zikov S.I., Stupnikova N.I. «Gheohimii», nr. 5, 1960.
31. Vinogradov A.P., Tugarinov A.I., Zikov S.I., Stupnikova N.I., «Gheohimii», nr. 7, 1960.

Africa

32. Bate G.L., Kulp J.L., «Science», 122, nr. 3177, 1955.
33. Brown G.B., Jackson R.O., The Arabian Shield, The XXI session J.G.C., 1960.
34. Davidson G.F., «Min. Mag.», 102, 1960.
35. Holmes A., Cahen L., «Colonial. mineral. Resources», 5, 1955.
36. Karpoff R., The XXI session J.G.C., Part. IX, 1960.
37. Louw J.D., «Trans. Geol. Soc.», S. Afr. LVII, 1954.
38. Nicolaysen L.O., de Villiers G.W.L., Burger A.J., Strelow F.W.E., «Trans. Geol. Soc. South Africa», vol. LXI, 1958.
39. Wilson J.T., Farquhar R.M., Gretener P., Russell R.D., Shillibeer H.A., «Nature», 74, nr. 4439, 1954.

Australia

40. Fisher N.H., The XXI session J.G.C., Part. IX, 1960.
41. Jeffry P.M., «Gheochim. et Cosmochim.», Acta 10, 1956.
42. Greenhalgh D., Jeffry P.M., «Gheochim. et Cosmochim.», Acta 16, 1959.
43. Russel K.D., Farquhar R.M., Hawlay J.E., «Trans. Am. Geoph. Un.» 38, 1957.

Probleme generate ale geocronologiei precambrianului

44. Faul H., «Nuclear Geology», nr. 7, 1955.
45. Gastil G., «Am. Journ. Science», 258, 1960.
46. Gastil G., The XXI session J.G.C., Part. IX, 1960.
47. Gheologhiceskoe stroeniie SSSR pod redakției Markovskogo A.P., VSEGEI, Gosgheolizdat, 1958.
48. Kalp D.J., Beit G., Brokker V., «Sbornik statei inostr. Literature», 1959.
49. Konstantinov M.M., Kulikova E.A., Uranovie provinții, Atomizdat 1960.
50. Mazarovici A.N., Osnova regionalnoi gheologhii materikov, Izd. MGU 1952.
51. Mir A., «Sbornik Izotopi v gheologhii», Izd. Inostr. lit. 1954.
52. Peatnički P.P., «Dokembrii», g. Kiev 1933.
53. Russel R.D., Farquhar R.M., «Trans. Am. Geoph. Un.», 35, nr. 2, 1954.
54. Russel R.D., Farquhar R.M., Lead isotopes in Geology, 1960.
55. Termier H. et Termier G., L'evolution de la Lithosphere, Paris, 1956.
56. Tugarinov A.I., «Iz. AN SSSR, seria gheol.», nr. 9, 1956.
57. Vinogradov A.P., Gheohimiceskaia evolūtiia zemnoi kori, 1958.
58. Vinogradov A.P., Tugarinov A.I., Tr. 9 sessii Komissii po opredelenniu absolutnogo vozrasta gheologhiceskikh formatii 1960.
59. Wilson J.T., «Nature», 179, 1957.

ПРОБЛЕМЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ*

Большой фактический материал по расчленению докембрийских толщ, собранный в последние годы стратиграфами и не меньшее число определений абсолютного возраста горных пород, выполненное почти для каждого докембрийского континента, дают возможность в настоящее время выяснить некоторые главные черты геологической истории планеты в докембрии.

Прежде всего все существующие данные позволяют утверждать, что различные докембрийские континенты в своём развитии прошли через одни и те же этапы, характеризовавшиеся общностью масштабов магматизма, сходством размеров осадконакопления и литологией возникавших отложений. Эти этапы в пределах существующей точности метода совпадали во времени и отвечали единому для всей планеты тектогенезу.

Каковы же те главные рубежи в геологической истории планеты в докембрии, которые могут быть сейчас признаны опорными вехами общепланетарных циклов развития?

Границей кембрия и протерозоя, если судить по многочисленным определениям возраста глауконита в нижнекембрийских отложениях и свинцово-урано-ториевым определениям радиоактивных минералов пегматитов и интрузий, рвущих верхи протерозоя и с разрывом перекрываемых кембрием, вероятно, является 600 млн. лет.

Вторым крупнейшим перерывом в верхнем протерозое является прекрасно геологически датированный магматический цикл, к которому относятся интрузии бердяшского плутона на Урале и Улканского магматического комплекса в восточной части Алданского щита, абсолютный возраст которых определен в 1100 млн. лет. Характерно, что появление этих интрузий территориально совпадало с протерозойскими геосинклинальными зонами, обрамлявшими ядра докембрийских щитов, и сопровождалось во времени эпохой интенсивного размыва, предшествовавшей очередному циклу осадконакопления. Низы синийских (рифейских) отложений в районах как Русской платформы и Урала, так и Восточной Сибири и Китая уверенно датируются глауконитами в 1300 ± 50 млн. лет.

Более древние толщи, отличающиеся несколько большим метаморфизмом, датируются гораздо менее уверенно. К ним могут быть отнесены овручская серия, с определениями для эффузивов в 1400 млн. лет, серия хуто в Китае, залегающая на размытой поверхности кристаллического фундамента и датируемая по обыкновенному свинцу в 1550 - 1600 млн. лет.

Магматические циклы, отвечающие этой эпохе, более или менее определённо установлены лишь для центральных частей Русской платформы в основании Пачелмского прогиба в виде пояса, протягивающегося вдоль восточного борта Воронежской плиты, в пределах кристаллического фундамента Русской платформы.

Все толщи позднего докембрия (от кембрия до овручской серии и серии хуто включительно) отличаются сравнительно слабым метаморфизмом, постепенно нарастающим в более древних свитах, но тем не менее не намного отличающим их от палеозойских отложений. Сходство с палеозоем подчеркивается также резкой сменой мощностей при переходе из платформенных зон в геосинклинальные и существованием чётко выраженных прогибов по периферии ранее возникших щитов.

Серьёзной проблемой, возникшей в связи с установленным возрастом позднедокембрийских отложений, является выяснение причин непропорционально малых

* Бюлл. Комис. по опред абсолют возраста геол формаций. 1962. Вып.5. С.8–11. Соавтор А.И. Тугаринов

видимых их мощностей, указывающих на приблизительно в 4-5 раз большую длительность осадконакопления в синии, чем в палеозое.

Наиболее вероятной причиной такого кажущегося эффекта, по-видимому, является значительно меньшая, чем палеозоя, изученность разреза синийских отложений, позволяющая предполагать гораздо большее количество перерывов в осадконакоплении, сопровождавшемся размытием толщ, чем это сейчас известно.

Важным фактором в уменьшении реальной мощности синия является также уплотнение осадков, растворение в них и вынос из них веществ по мере погружения этих осадков и проявления регионального метаморфизма, не успевшего достигнуть таких масштабов в палеозое.

Весьма возможно, что, несмотря на высказанные соображения, объясняющие существенное уменьшение видимой мощности позднедокембрийских отложений, в упомянутые эпохи действительно могло происходить вполне реальное замедление процессов седиментации осадков больших мощностей за счёт относительно гораздо меньших площадей сноса и больших площадей накопления в докембрии, чем в настоящее время. Вся геологическая история явно свидетельствует о такой тенденции в развитии планеты.

Весьма серьёзным, по существу главнейшим, рубежом в геологической истории нашей планеты является эпоха, повсеместно датируемая в 2000 - 1700 млн. лет с кульминационным пунктом в 1900 млн. лет. Это, по существу, возраст наиболее распространенных интрузий в кристаллическом фундаменте древних щитов, датированных свинцово-урано-ториевым методом по акцессорным минералам, и возраст метаморфизма подавляющей массы метаморфических толщ щитов, истинный возраст седиментации которых по единичным стронций-рубидиевым определениям оказывается гораздо более древним.

Сопоставление литологического облика пород, оказывающихся более юными и более древними по отношению к этой дате, в подавляющем большинстве случаев безоговорочно свидетельствует о разительном контрасте в степени их метаморфизма.

Именно это обстоятельство давно привело исследователей к представлениям о «кристаллическом фундаменте континентов» и их «осадочном чехле».

Огромное количество определений возраста пород, падающих на этот интервал времени, и площадное их распространение неопровержимо свидетельствуют о радикальном переломе в геологической жизни планеты, связанном с этой датой.

Вполне уместно в связи с этим вспомнить идею о «верхнем уровне метаморфизма», высказанную в 30-х гг. текущего столетия акад. В.И. Вернадским, считавшим, что выявление реликтов более древней геологической истории Земли, лежащих ниже этого уровня, окажется невозможным.

Однако последующие работы других советских исследователей выявили возможность отыскания таких сохранившихся блоков в ядрах докембрийских континентов, установленных в настоящее время в фундаменте почти всех континентов мира.

Достаточно обильный материал, накопившийся сейчас по датировке этих древнейших образований планеты, позволяет выделить несколько крупных пароксизмов магматической деятельности, особенно ярко проявившихся около 2600 млн. (родезийская эпоха) и более 3000 млн. лет назад. Прецезионная оценка возраста подобных древних комплексов существенно затруднена нарастающей с возрастом ошибкой измерения, дающей весьма «размытые» максимумы на геохронологической шкале. Тем не менее, глубокое изучение возраста этих древнейших структур в ряде случаев привело к положительным результатам. Среди таких исследований следует особо выделить работы акад. А.А. Полканова и Э.К. Герлинга для центральной части Кольского полуострова (район р. Воронья). В результате большого

числа определений, проведённых на сравнительно небольшой территории, сложенной наиболее древними породами, этим исследователям удалось не только выяснить возраст древнейших эпох катаклизмов, но и восстановить реальные контуры и простираения древнейших складчатых зон и ядер континентов. Следует признать вполне целесообразным присвоение этим конкретным толщам сильно метаморфизованных пород, равно как и периоду времени их формирования, отделённому от настоящего момента более чем 3000 млн. лет, наименования, предложенного А.А. Полкановым, — *катархей*, характеризующего сравнительно длинный интервал времени, охватывающий первые полтора миллиарда лет жизни Земли.

Все изложенное позволяет предложить излагаемую нами ниже геохронологическую схему для докембрийской геологической истории планеты.

Для устранения существующих противоречий в определении ныне употребляемых наименований «протерозой», «архей» и т.д. мы считаем наиболее правильным провести границу в районе наиболее крупного рубежа докембрийской истории 1900 ± 100 млн. лет, отнеся к протерозою всю последующую историю до кембрия (600 млн. лет) и к архею более древние события до катархея (3000 млн. лет). Подобное разделение более всего будет совпадать с ранее сложившимися представлениями о протерозое, как о времени формирования осадочного чехла докембрийских континентов. За имеющими широкое хождение терминами «рифей», «синий» предлагается сохранить местное географическое значение наименования толщ определённых регионов протерозойского возраста.

В связи со значительной протяжённостью архея и протерозоя в подобном понимании целесообразно разбить их соответственно на две эры: верхне- и нижнепротерозойскую и верхне- и нижнеархейскую, приняв за границу два крупных перерыва, сопровождавшихся огромной магматической активностью-гренвилльский для протерозоя (1100 млн. лет) в родезийский для архея (2700 млн. лет) соответственно.

Эта геохронологическая схема, равно как и всё, что сейчас нам известно об абсолютном возрасте отдельных событий в докембрии, позволяет восстановить ряд особенностей в геологическом развитии Земли.

Прежде всего следует отметить планетарный характер крупных тектоно-магматических циклов в истории Земли, очевидно, порождаемых не местными причинами, а имеющих общую связь с развитием всей планеты в целом.

Характерно систематическое возобновление тектоно-магматической деятельности с периодом в 500-600 млн. лет между крупнейшими циклами и 150-200 млн. лет между второстепенными.

Тектоно-магматические события носят направленный характер, выражающийся в распространении платформ за счёт эпизодической консолидации зон древних прогибов и в постепенном сокращении площадей магматических провинций и интенсивности магматизма. В связи с этим существующее различие между щитом и платформой заключается, вероятно, в первую очередь в разновозрастном заложении обеих структур.

Щит следует рассматривать как заключительную стадию развития платформы — жёсткое тектоническое сооружение с преимущественно единой тенденцией к прогрессивному эпейрогеническому воздыманию с интенсивной денудацией с одинаковой скоростью в любых его пунктах. Платформа представляет собой начальную стадию консолидации складчатой зоны, отличающуюся эпейрогеническими движениями разного знака и амплитуд со строго унаследованными областями более энергичных и дифференцированных подвижек в участках, относительно позднее превратившихся в платформу подвижных зон. Поэтому щит, в отличие от платформы, всегда более основательно эродирован и ограничен круто

падающими прямолинейными контактами с подвижными поясами, чем отличается от платформ, сохраняющих на своих границах зоны передовых прогибов.

Явления наследованности в пределах платформ молодыми прогибами более древних подвижных зон являются серьёзным опровержением идеи о вероятности зарождения юных геосинклиналей в пределах древних щитов. По мере развития наших хронологических знаний в каждом подобном случае удаётся восстановить картину унаследованности подобных явлений (Пачелмский и Днепровский прогиб и т.д.). Обращает на себя внимание тенденциозно направленная смена простираний складчатых зон от преимущественно меридиональных 2-3 тыс. млн. лет назад к широтным на современном этапе. Анализ древнейших структур и субмеридиональный характер простираний древнейшей складчатости показывают, что в Северной Америке эти структуры имеют преимущественно северо-восточное простирание, в Европе — более или менее строго меридиональное, а в Восточной Азии — северо-западное. Все это свидетельствует о явно асимметричном расположении предполагаемой точки пересечения этих структур по отношению к современному полюсу, но совпадающем с предполагаемым расположением полюса в древнем докембрии по палеомагнитным данным.

Сопоставление степени эродированности докембрийских континентов, расположенных в высоких и низких северных и южных широтах, указывает на тенденцию перемещения их в экваториальном направлении (с опережающим вздыманием более удалённых к полосам щитов), возможно объясняющую формирование складчатых широтных зон, отсутствовавших до образования крупных структур щитов современного масштаба.

LOS PROBLEMAS DE LA GEOCRONOLOGIA DEL PRECÁMBRICO^{*,**}

Del Instituto «V.I. Vernadsky», de Geoquímica y Química Analítica de la Academia de Ciencias de la U.R.R.S., Moscú.

Resumen

En este artículo son considerados todos los datos que sobre la edad de las rocas del Precámbrico han sido publicados en los distintos continentes.

Se discute la hipótesis de la existencia de grandes acontecimientos magmáticos sincrónicos para todo el Planeta.

Finalmente es sugerida la escisión del Precámbrico en cuatro divisiones:

1. Protezoico superior: — 600 a — 1100 millones de años.
2. Protezoico inferior: — 1100 a — 1900 millones de años.
3. Arcaico: — 1900 a — 2600 millones de años.
4. Catarcaico: — 2600 a — 3500 millones de años.

* Boln. R, Soc. esp. Hist. nat. Secc. geol. 1962. T, 60. № 1. P. 119 — 131. Co-author A.I. Tugarinov.

** Con la amable y expresa autorización concedida al segundo de nosotros por el Profesor A.P. Vinogradov (Académico de la de Ciencias de la U.R.R.S. y Redactor-Jefe de la revista Geochimia) publicamos esta traducción directa, efectuada por A. Argüelles y C. Gaibar-Puertas del trabajo que con el título “Geocronología del Precámbrico”, fue publicado, en idioma ruso, en la revista Geochimia, núm. 9, págs. 723-731, Moscú, 1961.

Summary

In the article are summarized all published data on the geological age of Precambrian rocks in different continents. The idea of existing of great magmatic synchronous events on the planet is discussed.

4 divisions of the Precambrian are suggested:

1. Upper Proterozoicum 600 – 1100 mill. years.
2. Lower Proterozoicum 1100 – 1900 mill. years.
3. Archeian 1900 – 2600 mill. years.
4. Katarcheian 2600 – 3500 mill. years.

En el esquema que propusimos precedentemente sobre la escala geocronológica del Precámbrico dividíamos a éste en cuatro partes; esta división estaba basada en los ciclos tectónico-magmáticos de escala planetaria (45 y tabla 1).

Durante el último año los investigadores soviéticos han obtenido nuevos dates geocronológicos. En el Congreso de la U.G.G.I. de Helsinki, en el Congreso Geológico de Copenhague y en la 9.^a Sesión del Congreso Internacional se aportaron numerosas e importantes determinaciones sobre la edad de las rocas procedentes de áreas precámbricas que antes estaban poco estudiadas.

Tabla I.
Escala geocronológica preliminar del precámbrico

Eras	Ciclos tectónico-magmáticos	Limites de edades en millones de años
Proterozoico-2.	Katangueño	600
Proterozoico-1.	Greenwicheño	1,100
Argiey.	Mar Blanco (Bielomorskiy)	1,900
Katargiey.	Rodesiano	2,700
	Peninsula de Kola (Kolskiy)	3,400

Todo esto permite la revisión y confirmación del esquema geocronológico para la escala precámbrica que anteriormente fue adoptado por la Comision Internacional.

Revisemos los materiales disponibles actualmente, partiendo desde el Paleozoico hacia épocas más remotas, o sea desde lo más conocido hacia lo más pretérito. Para facilitar nuestros razonamientos examinaremos el material perteneciente a una época dada para todo el planeta.

Para aquellas regiones en que ha sido posible reunir un número suficiente de determinaciones de edades, en las figuras 1 y 2 han sido dibujadas las correspondientes columnas estratigráficas a las que hemos adscrito los datos sobre las edades absolutas.

De este modo se simplifica extraordinariamente el estudio de los materiales y se obtiene una idea cronológica más clara sobre la evolución de la corteza terrestre (44, 52, 54, 55, 59).

Examinemos los materiales correspondientes a los principales límites geocronológicos del Precámbrico.

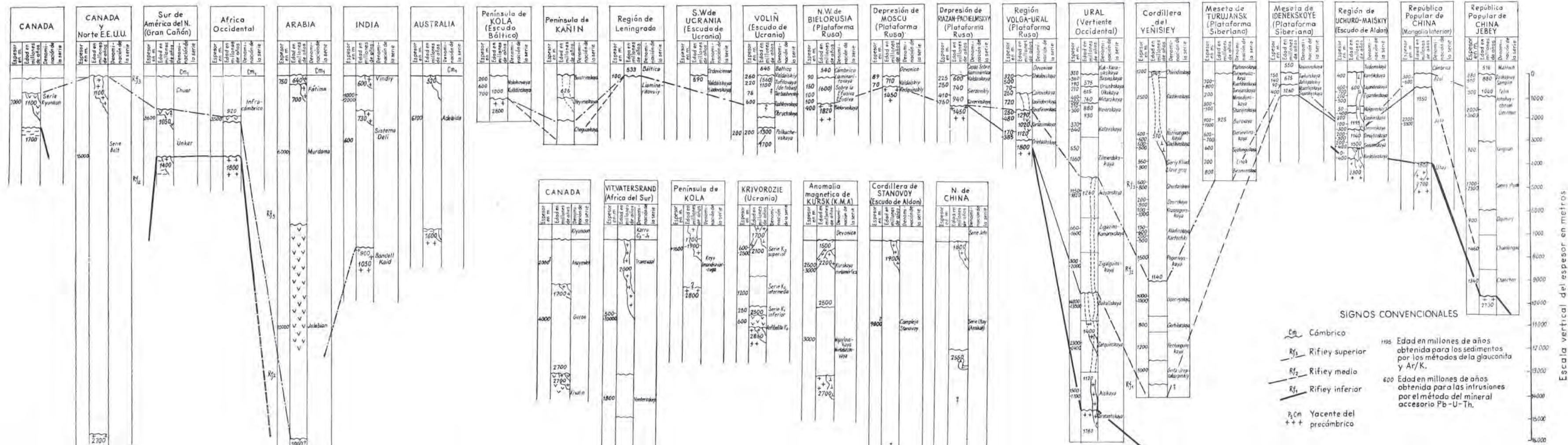


Fig. 1 - Columnas estratigráficas generales para el Precámbrico superior (Proterozoico + Rifey) con las indicaciones de edades absolutas.

Fig. 2 - Columnas estratigráficas generales del Argiev (A) con las indicaciones de edades absolutas.

SIGNOS CONVENCIONALES

- Cm Cámbrico
- Rf₁ Rifey superior
- Rf₂ Rifey media
- Rf₃ Rifey inferior
- P.Cm Yacente del precámbrico
- 1195 Edad en millones de años obtenida para los sedimentos por los métodos de la glauconita y Ar/K.
- 600 Edad en millones de años obtenida para las intrusiones por el método del mineral accesorio Pb-U-Th.

Escala vertical del espesor en metros

SOBRE EL LIMITE DEL PRECÁMBRICO

¿Dónde está el límite entre el Paleozoico y el Precámbrico?

La posición del límite superior del Precámbrico queda perfectamente determinada por el magmatismo acaecido en épocas precámbricas.

En el borde oriental del escudo de Aldan se trata de intrusiones de tipo central que datan de hace 600 millones de años, sobre las cuales se depositó la formación «Yudomskaya» del Cámbrico inferior (24). Y en la alineación montañosa del Yeñisiey (río siberiano) afloran las pegmatitas del curso inferior del Angará (río siberiano) que atraviesan las capas de la formación Dashkinskiye que datan de 570 millones de años (16). Intrusiones de épocas análogas son conocidas en Delí (28 y 29), donde aquéllas atraviesan la serie Vindyskaya del Precámbrico superior, y en Arabia, donde cortan la serie Fátima del Precámbrico superior y quedan fosilizadas por el Cámbrico (36, etc.).

Estos dates presentan una extraordinaria coincidencia con los resultados suministrados por las Glauconitas para las edades de la serie Llaminaritovaya de la plataforma rusa. Actualmente se considera que esta serie queda integrada por las formaciones más recientes del Precámbrico que, en todas las partes, han suministrado edades absolutas que fluctúan entre 590 y 600 millones de años.

Las areniscas que se apoyan sobre la serie de Llaminaritovaya abren un nuevo ciclo sedimentario que termina con las arcillas azules de la serie báltica del Cámbrico inferior. Estas arcillas contienen Glauconita que, según el método Ar/K, datan de 530–545 millones de años.

Por consiguiente, el límite de edad entre el Paleozoico y el Precámbrico queda situado entre los 570 y 550 millones de años (16-18).

A la era que precede el Paleozoico le han sido asignadas tres denominaciones: Proterozoico, Azul y Rifley.

La denominación «Rifley» fue introducida por N.S. Shatsky, y en ella agrupaba los sedimentos que por su grado de metamorfismo y condiciones de sedimentación resultaban muy similares al Paleozoico que se apoya directamente sobre la serie.

Como puede observarse en la tabla I y en la figura 1, actualmente la serie Rifley de la región de Aldan (serie Gonamskaya) ha sido datada, a partir de la Glauconita, en 1500 millones de años (16); posiblemente puede ser algo más antigua, ya que bajo esta formación yace la de Konkulinskaya. Por otra parte, el Rifley queda limitado por un intenso magmatismo denominado del «Mar Blanco», cuya intensidad máxima acaeció hace 1900 millones de años (9, 22, 48, 52).

En los escudos, las últimas manifestaciones de este ciclo magmático acaecieron en una época próxima a hace 1650–1700 millones de años; entre aquellas manifestaciones figuran las intrusiones graníticas de plataforma del tipo Rapaquivi (14, 15, 19).

Por consiguiente, puede suponerse que la edad de la serie antigua del Rifley (surgida en el zócalo cristalino de la época de la serie del «Mar Blanco») puede ser evaluada en 1600 a 1700 millones de años, lo que coincide también con la escala glauconítica.

Relacionado este resultado con la precedente división del Precámbrico en cuatro periodos, resulta que el Rifley englobaría todo el Proterozoico-2 y gran parte de Proterozoico-1 (ver tabla 2).

El período menos claro del Proterozoico inferior es el entrañado por el intervalo entre –1900 y –1700 millones de años. Por lo visto, no ha sido posible obtener información sobre el mismo a causa de que los sedimentos de esta época corresponden esencialmente a cuencas geosinclinales sometidas ulteriormente a un intenso magmatismo que, prácticamente, determinó su desaparición por quedar transformados en rocas metamórficas y granitizadas. Posiblemente a este período debiera dársele una denominación propia («Pre-Rifley»).

Los materiales posteriores al Rifey y comprendidos entre –1700 y –570 millones de años (principio del Cámbrico); es decir, correspondientes a mas de 1000 millones de años, pueden ser escindidos en tres períodos caracterizazados por otros tantos ciclos sedimentarios interrumpidos y delimitados por ciclos eruptivos.

Gracias a haberse efectuado un estudio muy detallado sobre la litología de estas rocas en las diferentes regiones de la U.R.R.S. y a las numerosísimas determinaciones cronológicas efectuadas a base de la Glauconita contenida en aquéllas, han podido colegirse varias e interesantes irregularidades en la formación de la corteza terrestre (46).

Así, por ejemplo, para los Urales ha sido advertida una ininterrumpida sedimentación de enormes espesores a partir del Rifey inferior. Esta cuenca sedimentaria incluye, en el Rifey medio, las regiones adyacentes de la plataforma ruso-siberiana que todavía no estaba totalmente cratonizada y, principalmente, las regiones de las depresiones interiores. En el Rifey superior se observa un hundimiento general de toda la plataforma, dando lugar a un conjunto homogéneo monolítico (16).

Observaciones análogas efectuadas en otros continentes también reflejan claramente las bruscas diferencias existentes entre los sedimentos del Rifey depositados en las cuencas geosinclinales y los depositados en las plataformas adyacentes.

Tabla II.
Geocronología del Rifey superior

Eras	Períodos	Denominación de las épocas tectónico-magmáticas	Límites de edades en millones de años
Precámbrico-4 o Proterozoico-2	Rifey-3	Katangeña	600 (550-570)
		Greenwicheña	1,000
Precámbrico-3 o Proterozoico-1.	Rifey-2	Lago del Oso (Mied-vie-zeoci-orskaya)	1,400
	Rifey-1 (iónico)	Viborg (Vuiborskaya)	1,700
	Prerifey	Mar Blanco (Bielomorskaya)	1,900

Esto se observa perfectamente en los bordes del escudo arábigo (Arabia y Africa oriental) (33, 36), en el borde suroeste del escudo canadiense (1, 2, 7) y en la parte septentrional del escudo chino-coreano (26).

Todo esto sugiere una interesante observación. Mientras que en la depresión de los Urales es típica la existencia del corte completo del Rifey, en los cortes chino y canadiense se aprecia la ausencia del Rifey superior, sin que existan vestigios de que haya sido desmantelado (8 y 26); por el contrario, en el escudo índico (Arabia y Africa oriental), no obstante la gran potencia presentada por los sedimentos del Rifey superior, se observa la ausencia de las formaciones más antiguas del Rifey, es decir, del Rifey inferior (25, 30, 33). De esta forma resulta que el Rifey no se manifiesta como un ciclo sedimentario único que presenta igual desarrollo en todos los continentes, sino que más bien se caracteriza por colmatar varias depresiones aisladas, con rasgos peculiares en cada una de ellas, tanto

para la extensión de la cuenca de sedimentación como para el proceso sedimentario de las formaciones.

Mientras que durante las épocas posteriores (por ejemplo, en la Herciniana) la sedimentación de series de grandes espesores en las áreas geosinclinales es acompañada de inversión y magmatismo, durante el Rifey resultan mucho más difuminadas estas correlaciones de la historia geológica.

El magmatismo verdaderamente intenso no comenzó hasta el Precámbrico. En esta época, los fenómenos magmáticos asintóticos afectaron a las áreas donde habían de producirse los futuros plegamientos paleozoicos.

Parece ser característica de todo el Rifey una estabilización de la actividad tectomagmática del planeta, que sucedió al período caracterizado por un intenso magmatismo que afectó a casi toda la superficie terrestre, excepto los pequeños núcleos que dieron lugar a los escudos.

Posiblemente, esta prolongada y tranquila etapa de la historia geológica condujo a la rápida evolución del desarrollo de la vida; es decir, a la formación de la biosfera.

Al quedar establecida la extraordinaria duración del Rifey, surge la contradicción de la aparente lentitud que presidió la sedimentación de esta potente serie. Si se intenta deducir la velocidad de la sedimentación dividiendo el espesor de las series entre dos horizontes por la edad colegida (a partir de la Glauconita) entre la diferencia de tiempo correspondiente a aquellos dos valores de edad absoluta, la velocidad obtenida para la sedimentación en metros/año resulta varias veces menor que en el Paleozoico. Sin embargo, existen varias razones que explican esta aparente paradoja. En primer lugar, cualquier corte del Rifey se caracteriza por presentar una gran cantidad de interrupciones sedimentarias. Por ello, queda reducido el verdadero espesor inicial de los sedimentos, ya que algunas series han desaparecido por erosión. En segundo lugar, la existencia de una tendencia al crecimiento de las plataformas y al estrechamiento de los geosinclinales apunta, claramente, la posibilidad de una ampliación de las áreas de erosión a expensas de las áreas de sedimentación. Y, finalmente, cuanto más antigua sea la roca y cuanto mayor sea su profundidad, más fuertemente estará compactada a consecuencia de la pérdida de volátiles (CO_2 y H_2O), disminución de la porosidad, etc.

Por lo visto, estas dos últimas razones tienen una importancia secundaria (en comparación con la primera) cuando se efectúa el análisis de la variación aparente de la velocidad de sedimentación.

Mucho menos elaborada resulta la Geocronología del Argiey. Si el límite superior de este período es fácilmente observable en todos los continentes gracias a sus erupciones específicas (1800–2000 millones de años) y al metamorfismo de rocas más antiguas (datado por el método Ar/K), el límite inferior queda menos claro (1, 3, 13, 20, 22, 23, 26, 31, 40, 52, 54, 55).

En nuestra conferencia de la sesión anterior (IX Congreso de la Comisión para la determinación de la edad absoluta de las formaciones geológicas), señalábamos que, en todos los continentes de la Tierra, habían sido obtenidas edades cuyos valores quedan próximos a los 2700–2800 millones de años. Sin embargo, es reducida la extensión de las regiones que presentan erupciones correspondientes a esta época. No obstante, para varias regiones no solamente es posible obtener columnas estratigráficas verticales del Argiey pues, como se indica en la figura 2, también es posible acompañarlas de una cantidad suficiente de valores de edades absolutas que permiten considerar al Argiey como un intervalo claramente definido en la historia geológica y caracterizado por unas particularidades específicas (5, 6, 13, 21, 31).

Uno de los cortes clásicos es el presentado por la serie Saksaganskaya en la depresión de Krivoy Rog. Actualmente está demostrado que el zócalo cristalino – formado por gneis

sobre los que yacen las anfibolitas de la serie Ko – contiene circones de 2850 millones de años de edad y es atravesado por pegmatitas con Ortita que datan de hace 2700 millones de años.

Las arcosas de la serie inferior del paquete Krivoy Rog revelaron una edad de 2600 millones de años, teniendo presentes la dispersión del Uranio y la ausencia de Plomo ordinario.

Las más antiguas erupciones que atraviesan el paquete Krivoy Rog tienen una edad de 2100 millones de años. De este modo, incluso suponiendo que el Uranio disperso en la arcosa no sea singenético, resulta que la edad del proceso sedimentario de la formación Krivoy Rog tiene que estar limitada entre 2100 y 2850 millones de años.

Un resultado análogo obtuvimos al estudiar la serie de Kursk (Anomalía Magnética de Kursk = K. M.A.), y también fue evidenciada para la serie del Hurón, en Canadá (10, 11), y para la de Vitwatersrand, en Africa del Sur (34, 35, 37, 38, 39, etc.).

¿Qué caracteriza a las rocas de este tiempo?

Ante todo, desde el punto de vista de la velocidad sedimentaria, las rocas se distinguen por una sedimentación aparentemente más lenta, puesto que la relación espesor/tiempo resulta aquí todavía inferior que en el Rifey.

Pero esta observación carece de rigor habida cuenta de la gran importancia que, según hemos indicado precedentemente, ejerce el metamorfismo en el sentido de hacer disminuir el espesor originario de los sedimentos (por ejemplo, cuando rocas sideríticas y cuarcíferas son transformadas en cuarcitas ferríferas con pérdida de CO₂).

De este modo, el grado del metamorfismo permite discriminar las rocas del Argiey respecto a las rocas del Rifey. La causa de tal discriminación estriba, fundamentalmente, en el intenso magmatismo acaecido durante la época de la serie del Mar Blanco. Exceptuando algunos bloques que están incluidos o asociados a los núcleos de los escudos originados en aquella época, cuando se mide su edad por el método Ar/K, casi todas las rocas del Argiey suministran cifras de 1700-2000 millones de años (22, 24, 27, 31, 54).

Pero, al propio tiempo, los accesorios U-Th contenidos en aquellas mismas rocas suministran una antigüedad mucho mayor, lo que atestigua la pérdida del Ar durante esta época de metamorfismo universal.

También resulta muy peculiar la composición litológica de los paquetes del Argiey. En primer lugar, están integrados por rocas verdes en la base y formaciones ferríferas. Solamente en la parte superior de la serie aparecen, en pequeña cantidad, rocas carbonatadas. En el Argiey los conglomerados y las arcosas presentan una gran extensión que justifica determinadas alteraciones químicas y la clara ausencia de los procesos biogénicos que predominaron durante la sedimentación del Rifey y del Paleo-mesozoico (13, 52, 58, 59).

La extensión de los paquetes del Argiey es reducida. La emersión a que estaban sometidos los escudos preexistentes facilitó, indudablemente, la erosión superficial de los sedimentos de poco espesor del Argiey que se extendían sobre las plataformas; por esta razón, solamente pudieron conservarse en las áreas correspondientes a las depresiones de los geosinclinales precámbricos.

Las etapas más antiguas de la historia geológica del planeta son todavía menos conocidas.

La base supracrustal de varios continentes precámbricos está representada por distintos gneis y migmatitas. Generalmente, la edad de estas migmatitas establecida por los minerales U/Th es bastante constante para los más diversos continentes del globo, pues fluctúa entre límites relativamente estrechos 2700-2900 millones de años (44, 52, 54).

Para establecer la edad de semejante antigüedad, tiene gran importancia el método basado en el Pb ordinario de las galenas y los plomos extraídos de las rocas que contienen

una gran proporción de Pb/U + Th (más de 100), ya que la variación y la extensión del U y el Th en las rocas de esta época todavía no alcanza los valores extremos característicos de las épocas posteriores (5, 32, 39, 56).

En las figuras 2 y 3 representamos algunos bloques de este zócalo antiguo, cuya edad presenta un límite superior comprendido entre 2700 y 2900 millones de años. Entre aquéllos figuran: los gneis y las migmatitas de la Península de Kola y Karelia del Sur (19); las migmatitas del zócalo cristalino de la serie anfibolítica Mijailovskaya de la A.M.K. (Anomalía Magnética de Kursk); los gneis y migmatitas del Dñepr de Ucrania (14) y, evidentemente, también las tres series de rocas metamórficas que forman el macizo principal del escudo de Aldan (Iyengrskaya, Timplonskaya y Jaltulinskaya) (24); el bloque migmatítico de Charskaya; las pizarras cristalinas de la parte inferior de la serie Anshanskaya (Utaya); el escudo de China septentrional (26); la formación de rocas verdes de Kivantín, Canadá (1, 3, 7); la formación de Kargurli en Australia (41, 42); la serie de los paquetes cristalinos de Samvayan y Bulovayaiyan, en África del Sur (35, 39); y, finalmente, el bloque de Precámbrico antiguo recientemente descubierto en Jutlandia.

En algunas regiones, entre las migmatitas de esta edad se conservan bloques de gneis ligeramente migmatizados y anfibolitas cuya edad mínima, establecida por el método Ar/K, es de 3000 a 3400 millones de años, como sucede con la Península de Kola y en la cuenca del Dñepr (19).

Es difícil juzgar sobre el carácter primario de los sedimentos que se transformaron en estos complejos metamórficos. así como sobre su espesor originario.

Solamente puede suponerse que, originariamente, tales rocas tuvieron que ser sedimentos detríticos que experimentaron intensas transformaciones durante los ulteriores ciclos magmáticos.

En este sentido debe prestarse singular atención al conocido fenómeno de la migración de los componentes móviles (por ejemplo, los álcalis) en las regiones de contacto entre el zócalo cristalino profundo y las rocas, más recientes y menos metamorfizadas, que lo fosilizan.

Fenómenos de esta índole fueron estudiados detalladamente en el zócalo de la plataforma rusa, donde la microclinización posterior está relacionada con la migración activa del K, que transformó intensamente la composición y el aspecto primarios de las rocas (15). Fenómenos análogos relacionados con la migración de los álcalis desde los horizontes metamórficos de las arcosas de la serie inferior hacia las formaciones ferríferas de las series media y superior han sido observados en los paquetes de Krivoy Rog., Ucrania (14, etc.).

Todo esto nos inclina a suponer que los bloques del zócalo antiguo de la corteza terrestre — que fueron extraordinariamente atormentados por sucesivos metamorfismos durante mucho tiempo —, difícilmente pueden suministrar una noción sobre su composición primaria.

Dado que la edad de la corteza terrestre ha sido fijada (según los últimos datos) en 4500 millones de años, el período de 1000 millones de años existente entre el momento de la formación de la corteza terrestre y la época en que surgieron las rocas más antiguas entre las conocidas, queda para nosotros completamente desconocido.

La insuficiente exactitud en la determinación de las edades (error del 5 por 100) perturba la determinación de las edades de los acontecimientos terrestres (4, 47, 50, 53) y, por ello, las dimensiones del error experimental aumentan en dos a tres veces la edad de los ciclos tectónico-magmáticos del Paleozoico. Dada la técnica disponible para este estudio no es posible establecer la geocronología de los distintos ciclos magma-tectónicos. Pero, por esta misma razón, resulta mucho más sorprendente el indiscutible hecho de la repetición de los valores obtenidos para la edad de las intrusiones o erupciones

en las distintas partes de los diversos continentes, coligiéndose períodos que, muchas veces, rebasan nuestras ideas ordinarias (Paleo-meso-cenozoico) sobre la duración de las interrupciones o intervalos entre los sucesivos ciclos tectónico-magmáticos.

Esto constituye una clara demostración sobre el origen de los cataclismos generales que han afectado al planeta durante la historia evolutiva de la corteza terrestre, así como sobre la existencia de intervalos más dilatados entre los ciclos magmáticos de primer orden — con períodos de 600-700 millones de años —, durante los cuales la actividad magmática y, posiblemente, la frecuencia de los distintos ciclos era mucho mayor a través de la primera fase evolutiva de la Tierra.

El citado análisis sobre la geocronología del Precámbrico tiene una gran importancia para el problema de la Geotectónica. Particularmente, estos materiales permiten colegir una indiscutible conclusión en el sentido de que los acontecimientos tectónico-magmáticos tienen un carácter completamente irregular. Esto se traduce en que la dilatación de las plataformas es debida a la consolidación episódica de las zonas correspondientes a depresiones antiguas; a su vez, todo esto es acompañado por una paulatina disminución de las extensiones superficiales afectadas por el magmatismo y por la intensidad misma de este fenómeno (12, 58, 59). Según esto, la diferencia existente entre escudo y plataforma es posible que, en primer lugar, radique en que ambas estructuras son de diferente edad. El escudo debe considerarse como un estadio final del desarrollo de la plataforma, mientras que la plataforma constituye un edificio tectónico compacto con una tendencia fundamental, o única, hacia la elevación epirogénica progresiva, acompañada de una denudación intensiva que presenta la misma velocidad en sus diversos puntos. En sí, la plataforma representa el estado inicial de consolidación de la zona orogénica, que tanto por experimentar movimientos epirogenéticos de signo contrario, como por las propias amplitudes de estos movimientos se diferencian de las regiones enteramente engendradas por movimientos más enérgicos y diferenciales acaecidos en las áreas relativamente más móviles (inestables), que posteriormente se transformaron en plataformas. Por ello, a diferencia de la plataforma, el escudo siempre es más fuertemente erosionado, y además queda limitado por bruscos o rígidos contactos verticales que son móviles o desplazables; en sus bordes, las plataformas conservan las depresiones permanentes y fundamentales (15, 49, 51, 58).

Todo lo dicho permite formular los siguientes principios sobre la Geocronología del Precámbrico.

La duración del Precámbrico estudiado hasta la actualidad incluye un gran intervalo de casi 3000 millones de años; es decir, desde hace 570 hasta hace 3500 millones de años. Todavía no es posible controlar el intervalo de unos 1000 millones de años de duración que en la historia geológica media entre el origen de la corteza terrestre y la formación de las primeras rocas conocidas.

Dentro de los límites del Precámbrico pueden destacarse las siguientes etapas: **Katargiey** (entre -3500 y -2700 millones de años), que caracteriza las rocas fuertemente migmatizadas, para las que se recoge procedencia detrítica (19); **Argiey**, representado por formaciones metamórficas de rocas verdes y ferríferas con clara indicación de la estratificación de los sedimentos que solamente se conservan en las regiones de las grandes depresiones; y, finalmente, el Proterozoico inferior y superior (o sea, el **Rifiey**), representados por sedimentos débilmente metamorfizados del tipo Paleozoico que corresponden a un desarrollo activo de la biosfera.

Los recientes éxitos de la técnica de medición de edades absolutas mediante la Glauconita permiten establecer una clasificación más detallada de las formaciones proterozoicas y dividir las, por lo menos, en cuatro períodos o ciclos sedimentarios independientes e interrumpidos por los movimientos tectónicos y el magmatismo.

Durante el Precámbrico, toda la historia geológica de la corteza terrestre se caracteriza por un desarrollo orientado hacia la formación y ensanchamiento de las plataformas y por la disminución del magmatismo, aun cuando éste haya surgido en determinados intervalos de tiempo.

La última de las épocas magmáticas más destacadas se data en 2000–1700 millones de años, y acompañada por un metamorfismo general constituye el límite más importante en la historia del Planeta, a partir del cual se inicia el desarrollo intenso de la biosfera.

Bibliografía

América

1. Lowden, A. 1960. Age determinations by the Geological Survey. Canada.
2. Burwash, R.A. Bull. Am. Petr. Geol., vol. 41, núm. 1.
3. Cumming, G.L., Wilson, J.T., Farquar, R.M., y Russel, R.D. Proc. Geol. Ass. Can., vol. 17.
4. Eckelmann, W.R., y Kulp, J.L. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 67, págs. 35–54.
5. Farquhar, R.M., y Russel, R.D. Trans. Amer. Geoph. Union, vol. 34, núm. 4.
6. Gastil, G., Blais, R., Knowles D.M., y Bergeron, R. 1960. XXI session de la I.G.C. Part. IX: Precambrian stratigraphy and correlations.
7. Gast, P.W., Kulp, J.L., y Long, L.E. Trans. Am. Geophy. Union, vol. 39, núm. 2.
8. Read, F.R. 1949. The Geology of the British Empire, London.
9. Robinson, S.C. Mineralogy of Uranium deposits, Goldfields, Saskatchewan. Geol. Surv. Of Canada
10. Roscol, S.M., y Steacy, H.R. On the Geology and Radioactive Deposits of Blind River Region. Second. conference. Génova.
11. Wanless, R.K., y Traill, B. Nature, num. 4. 527.
12. Wilson, M.E. 1958. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 69.
13. Wilson, J.T., Russel, R.D., y Farquhar, R.M. Trans. Am. Gen. Meet., vol. LIX.

Europa

14. Vinogradov, A.P., Komliev, L.V., Dañilievich, S.I., Savoñenkov, V.G., Tugárinov, A.I., y Filippov, M.S. 1960. XXI Sesión de la Comisión Geológica Internacional. Temas de los geólogos soviéticos.
15. Vinogradov, A.P., Tugárinov, A.I., Knorre, K.G., Bibicova, D.V., y Liebiedev, V.I. 1960. XXI Sesión de la Comisión Geológica Internacional. Temas de los geólogos soviéticos.
16. Kazakov, A., y Tugarinov, A.I. Geocronología del Precámbrico Superior. Academia de ciencias de la U.R.S.S.
17. Ovchiñicov, L.N., y Garriss, M.A. 1960. XXI Sesión de la Comisión Geológica Internacional. Temas de los geólogos soviéticos.
18. Polievaya, N.I., Múrina, G.A., Sprinson, V.D., y Kazakov, G.A. 1960. XXI Sesión de la Comisión Geológica Internacional.
19. Polkanov, A.A., y Herling, E.K. 1960. XXI Sesión de la Comisión Geológica Internacional.
20. Kouvd, O. 1958. Bull. de la Comm. Geologique de Finlande, núm. 182.
21. Simonen. 1960. Precambrian stratigraphy of Finland. XXI session of I.G.C.
22. Vinogradov, A.P., Tugarinov, A.I. 1960. Trans. of Conference «Geochronology of rocks», núm. 7.

Asia

23. Vinogradov, A.P., Tugárinov, A.I., Zicov, S.I., y Stupñicova, N.I. 1960. Geochimia, núm. 5.
24. 1960. Geochimia, núm. 7.
25. Krishpan, M.S. Geología de la India y Birmania. Publicaciones sobre literatura extranjera.
26. Li Pu, Tu Gon-Chzi, Chen-Yu-Chi, Tugárinov, A.I., Zicov, S.I., Stupñikova, N.I., Knorre, K.G., Polievaya, N.I., y Brandt, S.B. 1960. Geochimia, núm. 7.
27. Aswathanarajana, U. 1956. Am. Journ. Science, 254.
28. Holmes, A. Proceed. Geol. Association Canada, núm. 7.
29. Krishpan, M.S. 1960. Stratigraphy of India. The XXI session of I.G.C.

**Полное собрание трудов академика А. П. Виноградова.
Том 6. «Геохронология и абсолютный возраст геологических формаций».**

30. Mahadevan, C., y Aswathanarajana, U. Age levels of precambrian orogenic cycles of India. (In press.)

31. Vinogradov, A.P., Tugarinov, A.I. Geochim. and Cosmochim. Acta. (In press.)

Africa

32. Bate, G.L., Kulp, J.L. Science, 161, 122, núm. 3177.

33. Brown, G.B., y Jackson, R.O. 1960. The Arabian Shield. The XXI session J.G.C.

34. Davidson, G.F. 1960. Min. Mag., **102**.

35. Holmes, A., Cahen, L. Colonial. mineral. resources, 5.

36. Karpoff, R. 1960. The XXI session J.G.C. Part IX.

37. Louw, J.D. Trans. Geol. Soc. S. Afr., LVII.

38. Nicolaysen, L.O., de Villiers, G.W.L., Burger, A.J., y Strelow, F.W.E. Trans. Geol. Soc. South Africa, vol. LXI.

39. Wilson, J.T., Farquhar, R.M., GrETener, P., Russel, R.D., y ShillibeEr, H.A. 1954. Nature, 74, num. 4439.

Australia

40. Fisher, N.H. 1960. The XXI session J.G.C. Part IX.

41. Jeffry, P.M. Geochim. et Cosmochim. Acta, núm. 10.

42. Greenhalgh, D., y Jeffry, P.M. Geochim. et Cosmochim. Acta, núm. 16.

43. Russell, K.D., Farquhar, R.M., y Hawlay, J.E. Trans. Am. Geoph. Un., **38**.

Cuestiones generates sobre la geología del Precámbrico

44. Vinogradov, A.P. Evolución geológica de la corteza terrestre.

45. Vinogradov, A.P., y Tugarinov, A.I. IX Sesión de la Comisión para la determinación de la edad absoluta de las formaciones geológicas.

46. Markovsky, A.P. Estructura geológica de la URSS. VSEGEI, Ediciones Geológicas Estatales.

47. Kalp, D.Z., Beyt, G., y Broker, V. Compendio de artículos de la literatura extranjera.

48. Konstantinov, M.M., y Kulikova, E.A. Provincias uraníferas. Ediciones atómicas.

49. Mazarovich, A.N. 1952. Principios sobre la geología regional de los continentes. Publicaciones de la Universidad de Moscú.

50. Nir, A. 1954. Compendio de publicaciones sobre los isótopos en Geología. Publicaciones sobre literatura extranjera.

51. Piatñizskiiy, P.P. 1933. El Precámbrico. Kiev.

52. Tugarinov, A.I.. Comunicaciones de la Academia de Ciencias de la URSS. Serie Geológica, núm. **9**.

53. Faul, H. Nuclear Geology, núm. 7.

54. Gastil, G. 1960. Am. Journ. Science, núm. **258**.

55. 1960. The XXI session J.G.C. Part IX.

56. Russel, R.D., y Farquhar, R.M. 1954. Trans. Am. Geoph. Un., vol. **35**, núm. 2.

57. 1960. Lead isotopes in Geology.

58. Termier, H., y Termier, G. L'évolution de la Lithosphère. Paris.

59. Wilson, J.T. Nature, **179**.

PROBLEMS OF GEOCHRONOLOGY OF THE PRE-CAMBRIAN IN EASTERN ASIA*

INTRODUCTION

Until recently, despite the considerable progress of geological investigations in the eastern regions of the U.S.S.R. and the Chinese People's Republic, available schemes of stratification of the Pre-Cambrian did not have reference points in the form of determinations by radiological methods, of the absolute age of the most common magmatic and metamorphic complexes.

This communication gives the first detailed data for three Pre-Cambrian shields of eastern Asia (Aldan, Chinese-Korean, and Chinese-Vietnam) obtained by various laboratories of the Soviet Union in co-operation with scientists of the Chinese People's Republic.

THE ALDAN SHIELD (Scheme 1)

The central part of the Aldan shield embraces a considerable territory from the basin of the Olyokma river in the west to the basin of the Maya river in the east and is composed of metamorphic rocks of three series that belong to the Archean (beginning with the most ancient): Iengr, Tipton, and Jeltulin. These rocks are crushed into sloping folds with a north-west strike characteristic of the most ancient parts of the earth's crust. These series are successively represented by crystalline schists, gneisses, and amphibolites (Iengr series), charnockite gneisses and granulites characteristic of the Tipton series, and, finally, biotite-garnet gneisses with numerous streaks of marbles and calciphyrs that represent the Jeltulin series.

Due to the general submergence of the shield in the easterly direction, the rocks of the Iengr series crop out in the extreme western part of the shield, and are followed successively in the westward direction by rocks of the Tipton and Jeltulin series.

In the west, the Aldan shield is bounded by the Baikal mountainous region which is characterized by extensive Proterozoic folding and magmatism. According to the current concept, ancient Pre-Cambrian formations comprise only individual blocks (Muyskaya, Charskaya) bounded by younger folded zones.

In the south and the east, the Aldan shield is framed by the folded zone Stanovik-Dzhugdzhur composed of metamorphic formations of the Stanovik complex, which have a latitudinal strike and, as it were, cut through the structures of the north-west strike of the Aldan shield proper.

The prevalent rocks of the Aldan shield territory are intrusive rocks of plagiogranites, biotite-amphiboles and alaskite granites, and metasomatic granitoids. Predominant rocks within the Stanovik-Dzhugdzhur folded zone are gneiss-like and double-mica granites and anorthosites. The ages of these were estimated at 780-950 m.y. on the basis of the first determinations using the potassium-argon method (4) All this was the basis for assigning the Stanovik-Dzhugdzhur folded zone to the Proterozoic, and isolated magmatic complexes to even the Paleozoic.

In the eastern part of the Aldan shield the ancient basement is covered over with thick, far less metamorphosed deposits which are conventionally considered as belonging to the Sinian, since they are overlaid (with obvious erosion and angular nonconformity) by reliably fauna-determined Cambrian deposits of the so-called Judom formation.

* *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1962, Vol. 26, № 12. Pp. 1283-1300. Co-author: A.I. Tugarinov.

The entire thickness of the Sinian, which varies from 3000-3500 m within the limits of the platform, to 8500 m within the limits of the front depressions, is divided into four series (see Table 1)* (12).

In the central part of the Uchuro-Maiskaya plate, the Konkulin formation of the Uyan series is broken by granosienites of the Ulkan complex, which is overlaid (with erosion and angular nonconformity) by glauconite sandstones of the Gonam formation of the Uchur series.

In addition, along the south-eastern flank of the Aldan shield in the Uchuro- Maiskaya region we find intrusions of the so-called central type of basic and alkaline composition, which are accompanied in a number of cases by rare-metal mineralization, which break through the Sinian deposits and with obvious erosion, are covered with Cambrian deposits of the Judom formation (11).

The age determinations carried out, may be divided into three categories:

(a) age determination of sedimentation of sedimentary complexes on the basis of glauconite using the argon-potassium method (see Table 2);

(b) age determination of endogenous mineralization and intrusives by the lead-uranium-thorium method (see Tables 3 and 4) and;

(c) age determinations of intrusive rocks and their time of metamorphism by the argon-potassium method on the basis of micas (see Table 2).

The results of age determinations on the basis of glauconite give a clear demonstration of the broad extent in time of rocks of the Sinian on the Aldan shield; from 550 m.y. (C_1) to more than 1500 m.y. (the beginning of the Sinian).

It is highly characteristic that granitoids of the Ulkan complex, which are covered (with erosion) by the Gonam formation, have a precise fine dating of 1140 m.y. (Table 3), which is one of the best known age determinations on the basis of zircon with exceptional convergence on all four isotope ratios.

To the youngest Pre-Cambrian intrusive cycles, belong the above-mentioned intrusions of basic and alkaline composition that are dated at 650 ± 50 m.y. on the basis of several radioactive minerals (Table 3).

In one case, the lower age values obtained for one of the hatchettolites on the basis of lead-uranium and lead-thorium ratios can be explained as a later metamorphism accompanied by partial migration of the radiogenic lead, indicated by the obviously anomalous lead of galenite detected in the immediate neighbourhood of the investigated mineral (Table 5). It is characteristic that for the same area we also obtained younger age values on the basis of biotite using the potassium-argon method (Sample 29-30, Table 2). Thus, we may assume that these massifs which originated 650 m.y. ago, experienced during hercynian time, an intensive hydrothermal metamorphism.

If the age value obtained indicates the lower limit of prevalence of the Cambrian, then the earlier published data for the near-Baikal (pegmatites of Sljudjanka (6), Table 3) indicate the possible upper limit of the Proterozoic-Cambrian boundary. This follows from a nearly unanimous opinion on the Pre-Cambrian age of the Sljudjanka pegmatites, which are closely related to the intense metamorphism of the crystalline rocks of Khamar-Daban, which are overlaid by fauna-proven Cambrian.

Consequently, it may be concluded that during the Sinian (550-1300 m.y.) there occurred at least two large cataclysms accompanied by magmatic phenomena 650 and 1100 m.y. ago. As seen from the map and Table 4, the magmatic intrusions of the age 1100-1300 m.y. are widely distributed in the Aldan shield. They represent a wide band surrounding the ancient nuclei of the shield from the south, east and west and belong to the intrusions which were earlier known as «Baikal magmatism».

* Tables will be found at the end of this paper.

In order to determine the upper limit of the age of metamorphic thicknesses of the Stanovoi range and of the Aldan shield proper, we carried out systematic age determinations of radioactive pegmatite minerals from the region of the basin of the Olyokma and Aldan rivers that break through both the thicknesses of the Stanovoi complex and the Iengr series (Table 3). The results showed a sufficiently close coincidence of age values in nearly all cases for $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$, which indicates that the metamorphic rocks, both of the Stanovik folded zone and the Aldan shield, are definitely older than 1900 ± 100 m.y. (2). However, for all of the investigated radioactive minerals of the region of the Stanovoi range (monazite, zircon, allanite) there was detected a regular discrepancy in the age values according to different isotope ratios. This discrepancy may be expressed generally in the following sequence of age values:

$$T \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}} > T \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} \geq T \frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}} \gg T \frac{\text{Pb}^{206}}{\text{Th}^{232}}.$$

Particularly conspicuous was the decline in age values on the basis of $\text{Pb}^{208}/\text{Th}^{232}$.

As Mesozoic intrusions definitely prevail in this region and somewhat to the south of it, we expressed the view of a probable essential influence of the processes of hydro- thermal metamorphism on radioactive minerals. These processes led to the probable carrying away (leaching out) of radiogenic lead and partially of uranium (2). In this case the true age of the mineral may be gauged only on the basis of the obtained $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ value, and the age from $\text{Pb}^{208}/\text{Th}^{232}$ indicates the upper limit of the probable age of metamorphism. Thus the age value from $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ and $\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$ depends both on the loss of lead and uranium and actually gives a distortion of the true age depending upon the preferential migration of one of them.

This concept was confirmed in a determination (by the argon-potassium method) of the age of micas taken from the same pegmatites as the above mentioned radioactive minerals. Thus it was established that in the southern regions of the Stanovoi range there is noted an appreciable "rejuvenation" of micas from pegmatites which attain age values of 600-400 m.y. and moreover, sericite from diaforited schists subjected (as some investigators assume) to recrystallization in connection with Mesozoic vulcanism, showed an age of 200 m.y., i.e., they proved to be younger than the pegmatites that cross these schists (Sample 15-17, Table 2). This paradoxical phenomenon is probably associated with reduced permeability for hydrothermal solutions of large crystalline aggregates of pegmatites as compared with the smallgrained and more porous crystalline schists and gneisses enclosing them, which were more effectively subjected to later sericitization.

Thus, the Stanovoi region of the folded zone, despite the obviously ancient PreCambrian age of sedimentation of the metamorphic strata that comprises it, proved to be a region of repeated subsequent metamorphism.

The age values obtained by the argon-potassium method for micas from various granitoids of the Aldan shield, of gneisses and granulites of the Iengr and Jeltulin series coincided, in the main, with determinations by the lead-uranium-thorium method that dates the main epoch of magmatism and (associated with it) metamorphism of the Aldan shield at 1900 ± 100 m.y. It is only in isolated sections (apparently, these were less influenced by the all-prevading metamorphism of this epoch) that there were preserved blocks of rock of age 2250 m.y. There is also the possibility that in the course of more detailed investigations of this region and, chiefly, of the metamorphic rocks of the basement, far more ancient formations will be found. The first of such finds were pegmatites, among the granitogneisses of Chara river basin (the west-end of the shield). Their age was approximately 2700 m.y.

Another find was the granites of Dzhaltula series in Tyrkan river basin (the eastern part of the shield) of the approximately same age — of 2200 m.y.

The problem of metamorphism phenomena, leading to partial or total loss of argon by micas in the course of recrystallization or intense heating of the rocks in the zone of contact metamorphism of intrusions or in the case of their considerable submergence, has at present acquired particular significance for the Pre-Cambrian in general and also for the Pre-Cambrian of eastern Siberia. Thus, for example, as a result of numerous measurements (by the potassium-argon method) of the age of granitoids and metamorphic rocks in the region of the Baikal mountainous region, the eastern Sayan, the northern coast line of Taimyr, there has been detected (among the ancient complexes which are definitely overlaid by the Cambrian and belong to the lower Proterozoic or Archean) intrusions and metamorphic rocks of the Paleozoic or late Proterozoic period. In the region of Khamar-Daban (the southern coast of lake Baikal) and the basin of the Mamy river (a north-eastern continuation of the structure of the Baikal depression) there are many age determinations by the argon-potassium method that date intrusive massifs in these regions at 540-750 and 300-350 m.y. For the Khamar-Daban region the age of Sljudjanka pegmatites (550 m.y. has, as already pointed out, been confirmed by the lead-uranium-thorium method (6). For one of the samples of muscovite in the region of the Mamy river, the age of 350 m.y. has been corroborated by the rubidium-strontium method.

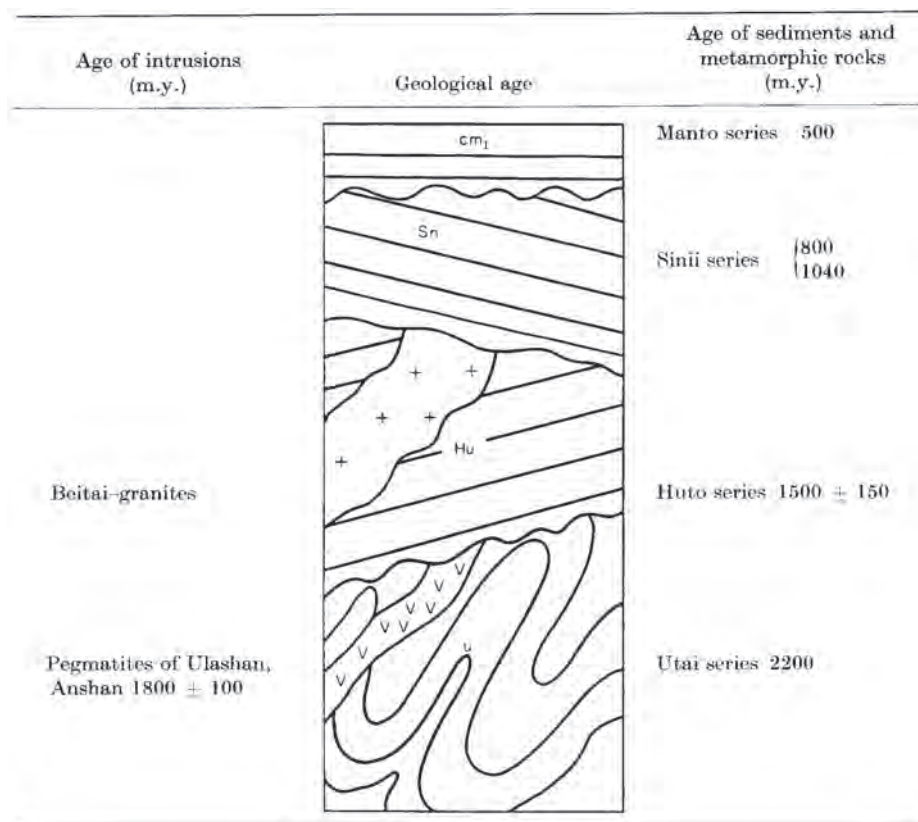
Although according to present views (3) these regions belong in every respect to the zone of the Pre-Cambrian folding, a considerable role in the formation of the metamorphic rocks that comprise them, is apparently played by late magmatic cycles, including the Paleozoic.

THE CHINESE-KOREAN SHIELD (SCHEME 2)

To the most ancient formations of the shield belong the crystalline rocks of the basement represented mainly by mica gneisses, amphibole gneisses and garnet gneisses and crystalline schists.

These were displaced by granite-gneisses very prevalent in the regions of Inner Mongolia, Shansi, Ankhui, Shandun, and southern Lyaonin. Usually, among the gneisses of the crystalline basement, in particular those conspicuous in the western part of the shield in the Utai series and the Sangan series, one encounters ferrous facies represented by biotite-magnetite gneisses up to 500 m in thickness (Laiyuan, Dushan). The crystalline formations of these series are almost universally broken by granite-gneisses, pegmatite dikes, and are magmatized. On the intensively eroded surface of this basement (according to the latest Chinese regional stratigraphic tables, this is tentatively considered as belonging to the «pre- Sinian» (10)) in various regions of the shield there are relatively weak metamorphosed sediment of the Sinian and of the problematic Huto series (20, 21).

The existence of the latter, as an independent series occupying (according to a number of workers) an intermediate stratigraphic position, between the crystalline rocks of the Utai series and the Sinian deposits (21) was, until recently, the subject of heated discussion (19). In the region of Utaichan, the Huto series which is represented by a succession (from bottom to top) of quartzites, schists and limestones was for the first time isolated as an independent series since it occurs with an explicit angular nonconformity on highly crumpled ferrous schists of the Utai series and was broken by Beitai granites, which (with obvious erosion), were overlaid by limestones of the Sinian (21). To the same Huto series, Li Yu-ing also attempted to attribute a number of series of the so-called "Lower Sinian" of South China and Korea. A Bayun- Obo series was isolated in the region of Inner Mongolia and was identified by the paleontologically barren sediments of quartzites, schists and dolomites. This series occurred on the crystalline schists of the Utai series. Its age, at one time thought to be Paleozoic, was finally recognized as being more ancient and it, too, was attributed to the Huto series (19, 21).



Scheme 2. The division of Chinese Pre-Cambrian

Also in this class of formations—the stratigraphic position of which, until recently was extremely indefinite—belong the Lyaoh series (Yu. Lyanon, Lyaodun), which are represented by phyllites, graywackes and crystalline limestones, on which Sinian deposits occur with a sharp angular nonconformity.

Thus, the stratification and age of early Sinian deposits have, until recently, proved to be the most unsolvable problem.

The Sinian deposits, first described in China by Grabau (20), are represented by substantial layers of alternating clayey schists, glauconite sandstones, limestones and dolomites containing *Collenia* relicts. The most complete cross-section of these deposits is found in the region of Pinzdru (Hebei province) to the north-east of Peking. Similarly, thick deposits of Sinian, which occur directly on the eroded surface of the crystalline basement, are found mainly in the northern regions of the Chinese-Korean shield: Silun-Tszinchou (3500 m), Telin-Sinhe (Sinhe series —3100-5600 m) and south-eastern Lyaonin (800 m).

On the Sinian deposits, with indistinct unconformity but clear-cut erosion, there usually occurs deposits of the lower Cambrian (Mantu formation), which are paleontologically well characterized and mainly consist of limestones, marbles and schists with *Helcionella rugosa chinensis* (Walcott), *Helcionella sp.* *Redlichia chinensis* (Walcott), etc. (Lyaonin), or schists with thin-layer limestones (Lyaodun). To the south, in isolated regions (Datun-

Pinlu, Sishan, Malyi Utaishan), the Sinian deposits disappear and the mica-limestone schists and sandstones of the Cambrian lie directly above the crystalline basement.

Age measurements which we made of glauconites from the lower Cambrian and Sinian deposits of China (Samples 36-38, 44; Table 2) have shown that if the age characteristic of the Cambrian of China and the U.S.S.R. is sufficiently identical, then the Sinian deposits of China actually correspond, according to the available isolated data, to the lower Sinian of the U.S.S.R. Sinian deposits pertaining to a time interval of 560-800 m.y. have not as yet been detected among the Sinian of China.

Rather intriguing data were obtained from the Huto series (Table 6), the age estimate of which (due to the absence of glauconite horizons) could be made only on the basis of common lead extracted from dolomites of the Bayunobo series from the Baotou region. Since the lead content of dolomite exceeded, by a factor of nearly 40, that of uranium and thorium, the addition of radiogenic lead could be neglected. The results obtained (see Table 5) permit evaluating the age of the upper horizon of the Huto series at 1350-1650 m.y.

A very curious fact is that similar age values were also obtained for the pegmatites intersecting feldspar quartzites of the Lyaokhe series in Southern Lyaonin. A number of investigators consider these as belonging to the stratigraphically younger strata than to the underlying crystalline rocks of the Anshan series. This could very well mean that the Lyaokhe series may prove identical (as to age of sedimentation) with Huto deposits, although its geological age is interpreted in many different ways (7).

It is possible to draw a reasonably definite age dividing-line between the Huto and Utai series, this line having been dated by numerous age determinations of pegmatites intersecting the Utai series and denuded prior to the deposition of the Huto series (pegmatites of Ulashan, Inner Mongolia, Shansi, Shandun). In all these regions, the different methods yielded highly convergent results varying within the limits of 1700-1900 m.y. (Table 4).

The most ancient formations, represented by gneisses of the lower part of the Anshan series, were detected in the region of Anshan-Gunshanlin (southern Lyaonin). The age of these intersecting pegmatites varied between 2240-2500 m.y. (Table 4, Sample 31-33, Table 2).

A typical example of a general geological description of the Chinese-Korean shield is the intense development of Hercynian magmatism found both in the northern boundary zones of the shield as well as in the separate fractures of its central part (Shansi) (Table 4).

THE CHINESE-VIETNAM PLATFORM

According to Chzhan Ven-u (18), this platform covers almost the entire territory of southern China, bounded to the north by the basin of the Yangtze river and to the west by an area of large regional faults and fractures of the north-west strike.

The formations of this region which are mostly Sinian deposits, are intensively intruded in their southern part by Mesozoic granitoids accompanied by intensive ore mineralization. The metamorphism caused by this intrusive activity is so great, that the limited number of potassium-argon determinations made in this part of the shield, including the measurement of Pre-Cambrian gneisses, yielded a Mesozoic age for the metamorphosed rocks. It was while investigating the northern fringe of the platform along the left bank of the Yangtze, near the latitude zone (that wedges out in an easterly direction) of the caledonids of Tsinlin in the Sansya region (Hubei province), that intrusions of Sinian age (800 m.y.) were detected. The slight hydration of micas that were studied might indicate a somewhat older age for these intrusions.

Thus, the platform under consideration was markedly different from the two northern shields, due to the greater submergence of the ancient Pre-Cambrian basement and the subsequent active influence of Mesozoic magnetism that was so widespread within its limits.

SUMMARY

1. We can apply to the Pre-Cambrian of eastern Asia, the same fundamental geochronological scale as for the other continents (see Scheme 3).

2. To the late Pre-Cambrian formations (it is best to retain the name Proterozoic) belong the weakly metamorphosed sediments that accumulated during the interval 600-1700 m.y. (upper limit).

During the Proterozoic there were two large magmatic cycles, 650 and 1100 m.y. ago, which roughly correspond to the so-called Katangan and Grenville epochs of magmatism and metallogeny in the international scale. In this connection, it is advisable to divide the Proterozoic into two chief eras: the upper Proterozoic (650-1100 m.y.) and the lower Proterozoic (1100-1900 m.y.).

Scheme 3.
The division of Pre-Cambrian of east Asia

Era	Age (m.y.)	Tectono-magmatic-epoch	Regions of magmatism related to this epoch
	650 ± 50	"Katanga"	North east part of Aldan shield
Upper proterozoic	1100 ± 100	"Grenville"	Ulkansky massif of granosienites. Dzhugdzhur and south part of Stanovoi range. Sansja-North part of Chinese Vjetnam platform
Lower proterozoic	1900 ± 100	"Belomorie"	Stanovoi range Inner Mongolia Shansi
Archean	2700±150	"Rodesia"	Chara and Tirkans rivers basin. Anshan
Kataarchean?			

3. The most intense magmatism, accompanied by a practically universal metamorphism of the continents, broke out about 1900 m.y. ago. Traces of it are found both in the Aldan and the Chinese-Korean shields. It is desirable to consider this particularly pronounced division in the geological history of the whole world, corresponding to a time of a radical decline in magmatic activity in the earth's crust, as a fundamental dividing line between the Archean and Proterozoic eras.

In individual areas of the Pre-Cambrian both of the Aldan shield (Chara, Tiskan and Timplon river) and the Chinese-Korean shield (Anshan), older formations of age, 2250-2700 m.y., have been detected which suggests the possibility of discovering the most ancient rocks in these regions.

4. A comparison of the geological positions of the above considered shields and platforms indicates an increasing submergence of the ancient basement of each shield in a southerly direction. Concurrently with this submergence, within the limits of each shield, the role of southern Paleo-Mesozoic magmatism increases.

Table 1
Stratigraphic division of proterozoic sediments of east Siberia
by age determinations

The data for the south-east part of Siberian platform										The data for other regions of east Siberia		
Group	Series	Suite	Type of rocks	Age (m.y.) by glauconite A/K- method	Intrusiv- complex	Age (m.y.)			Suite and the region of its distribution	Age (m.y.) by glauconite, A/K- method		
						by biotite A/K method	Pb/U/Th method	8				
1	2	3	4	5	6	7			9	10		
Paleo- zoiс	Lower Cambry	Judome	Dolomites						Zherbinskaya (Baikal)	502*		
										550		
Upper Protero- zoiс	Maiskaja	Interval			Alkaline intrusions: Ingili, Idum (East Aldan shield)	660-680	650	Chividsenskaja (Enisei range)	Kisusinskaya (Olenek);	550		
		Ust-Kirbinskaja	Alevrolites								Motskaya (Baikal)	609
		Kandiskaja Zi- pandinskaja	Sandsteries Dolomites									
		Malginskaja Omninskaja	Dolomites Alevrolites argillites									
		Enninskaja	Sandstones argillites									
		Interval							Burovaja (Turukhansk)	925		
	Uchurskaja	Omakhitin- skaja	Dolomites, limestones									
		Gonamskaja	Alevrolites						Pogoruiskaja (Enisei-mountains)	1140		
			Dolomites	1500 (?)	—							

Table 1 (end)

The data for the south-east part of Siberian platform							The data for other regions of east Siberia				
Group	Series	Suite	Type of rocks	Age (m.y.) by glauconite A/K- method	Intrusive-complex	Age (m.y.)			Suite and the region of its distribution	Age (m.y.) by glauconite, A/K- method	
						by biotite A/K method	Pb/U/Th method				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
Lower Proterozoic	Interval										
	Ujanskaja	Konkulin-skaja	Arkos	5	Ulkansky intrusive massif of granosie- nites and porphirs	940	1140				
Archean	Interval				Pegmatites and metasomates of Stanovoi range	1900	1900	Solooliiskaja (Olenek)	1260		
	Crystalline basement-granito-gneisses										
											2250

Table 2
Age determinations of intrusions, pegmatites and sedimentary rocks east Siberia and China by A/K method

No.	Rock	Mineral	Region	Composition		Calculated age (m.y.)	Probable age (m.y.)	Reference
				A.10 ⁻⁵ cm ³ /g	K (%)			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Siberian Platform								
1.	Zhetbinskaya suite Cm ₁	Glauconite	Baikal region, r. Jena basin			500		13
2.	Kisusinskaya suite Cm ₁	Glauconite	r. Olenek basin			550	550±50	13
3.	Motskaya suite Cm ₁	Glauconite	Baikal r. Umanovska basin			610		13

Table 2 (continued)

No.	Rock	Mineral	Region	Composition			Calculated age (m.y.)	Probable age (m.y.)	Reference
				A.10 ⁻⁵ cm ³ /g	K (%)				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
4.	Chividenskaya suite Su	Glauconite	Enisei range, r. Jeya			750			13
5.	Burovaja suite Su	Glauconite	Turuchansk, r. Tunguska basin			925			13
6.	Pogoruiszkaya suite Su	Glauconite	Enisei range			1140			13
7.	Solooliiskaya suite Su		r. Olenek, Ulachalom			1260			13
8.	Gonamskaya suite Su		Uchuro-Maiskii region			1500			
<i>Stanovoi range</i>									
9.	Plagiogneiss of Stanovoi range	Biotite	r. Hendele-basin	75,0	6,86	1780			5
10.	Granitogneiss	Biotite	r. Hendele-basin	81,4	6,87	1870			5
11.	Pegmatite in gneisses of Stanovoi range	Biotite	r. Chulman basin	75,3	6,72	1810			5
12.	Plagiopogmatite intruded granulites	Biotite	r. R. Chulman	99,3	7,81	1940	1900±100		5
13.	Pegmatite intruded sediments of Aldan complex	Muscovite	r. R. Chulman basin	68,6	8,4	1466*			5
14.	Pegmatite intruded sediments of Aldan complex	Biotite	r. R. Chulman basin	18,3-20,9	7,48	600 (average at 4)			5
15.	Sillimanite, garnetmica gneiss intruded by different magnitudes	Biotite	r. R. Chulman basin	12,2	7,42	403			
16.	Sillimanite-garnetmica gneiss	Muscovite	r. Chulman basin	4,87	7,22	170			5
17.	Chlorite-sericite slate (diaporite)	Sericite	r. Chulman basin	4,29	5,48	200			

Table 2 (continued)

No.	Rock	Mineral	Region	Composition		Calculated age (m.y.)	Probable age (m.y.)	Reference
				A.10 ⁻⁵ cm ³ /g	K (%)			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Aldan Shield</i>								
18.	Biotite-hypersthene gneiss	Biotite	r. R. Chulman basin	88,7	5,54	2250 [†]		5
19.	Diorite gneiss of iengr series	Biotite	r. G. Nemmir basin	87,7	7,12	1920		15
20.	Calciphyr of iengr series with flogopithe	Biotite	r. L. Nemmir basin	92,6	7,60	2000	2250	15
21.	Garnet—biotite—plagioclase crystalline shiest of Jaltuline series	Biotite	r. Uchur-basin	82,2	6,70	1910	2250	15
22.	Biotite granite intruded gneisses of Timpton series	Biotite	r. Aldan-basin	79,4	6,60	1890		15
23.	Metasomatic flogopite- diopside vein in alaskite granites	Phlogopite	Emeldjak	97,3	7,81	1920		15
24.	Pegmatite intruded gneisses of Jaltuline- series	Biotite	r. Timpton basin	87,4	6,69	1990	1900±100	15
25.	Feldspar vein in gneisses of Jaltuline series	Biotite	r. Timpton-basin	97,9	7,41	2000		15
26.	Granosienites of intrusive Ulkan massif	Biotite	East part of Aldan shield r. Berendya basin			940		12
27.	Contact metasomatites of alkaline intrusions	Phlogopite	East part of Aldan shield r. Ingili-basin			660		12
28.	Contact metasomatites of alkaline intrusions	Phlogopite	East part of Aldan shield r. Ingili-basin			680		12
29.	Contact metasomatites of alkaline intrusions	Phlogopite	East part of Aldan shield r. Ingili-basin			370		12
30.	Contact metasomatites of alkaline intrusions	Phlogopite	East part of Aldan shield r. Maja basin			280		12

Table 2 (continued)

No.	Rock	Mineral	Region	Composition		Calculated age (m.y.)	Probable age (m.y.)	Reference
				A.10 ⁻⁵ cm ³ /g	K (%)			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
China								
Province Laonine								
31.	Pegmatite intruded gneisses of Anshan series	Muscovite	Gunchanlin, r. Zigo-basin	107,0	7,26	2110		8
32.	Pegmatite intruded gneisses of Anshan series	Muscovite	Haoitaigo. r. Gunchzan basin	117,0	6,66	2330	2240±100	8
33.	Pegmatite intruded gneisses of Anshan series	Muscovite	Anshan-citv	135,5	8,47	2250	2240±100	8
34.	Pegmatites intruded Anshan series	Muscovite	Sianshan	68,5	7,22	1600	1600	8
35.	Pegmatites veins with tourmaline and allanite intruded sandstones of Lyaohe suite	Muscovite	Shafansin, Haichen	58,1	7,44	1400	1400	8
Province Hebei								
36.	Ferriferous sandstones of Zsindrui-horizont (10th section of sinii)	Glauconite	Zsi, Zsindrui	23,2	5,52	870		
37.	Ferriferous sandstones of Zsindrui horizont (10th section of sinii)	Glauconite	Zsi, Zsindrui	24,6	5,70	890	880	8
38.	Slates from the manganese horizon	Glauconite	Pinzsun, Hechzanzsi	13,1	2,48	1040	1040	8
Province Shandun								
39.	Granite Utai intruded metamorphic rocks of the basement	Biotite	Taokechzuan	56,3	4,92	1770	1800±50	8
Province Shansi								
40.	Pegmatite intruded amphibolites of Utai-series	Muscovite	Fanci	97,2	8,10	1860	1800±100	8
41.	Pegmatite, intruded amphibolites of Utai-series	Muscovite	Fanci	97,2	8,46	1680	1800±100	8

Table 2 (end)

No.	Rock	Mineral	Region	Composition		Calculated age (m.y.)	Probable age (m.y.)	Reference
				A.10 ⁻⁵ cm ³ /g	K (%)			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
42.	Pegmatite from migmatites of ekous—gneisses of Utai—series	Biotite	Dai, 2 km to the North from Eko.	69,3	6,67	1680		8
43.	Pegmatite intruded presinian gneisses	Biotite	Fanci, Chafanzsi	59,8	4,93	1870		8
44.	Sandstones with glauconite from suite Manto (Lower Cambry)	Glauconite	Utai, Chzuguanzsi	14,4	6,41	500	500	8
Province Hubei								
45.	Tonalite, intruded prasinian gneisses	Biotite	Sansya, Sandaopin	22,3	5,72	860		8
46.	Tonalite, intruded prasinian gneisses	Biotite	Sansya, Sandaopin	25,2	5,39	915	800 ± 100	8
47.	Presinian gneiss in neighborhood from tonalite intrusions	Gneiss	Sansya, Sandaopin	2,8	1,01	700		8
48.	Tonalite pegmatites in presinian granites	Muscovite	Sansja, Mizhendyao	36,4	8,76	810		8
49.	Tonalite intruded presinian granite	Vermiculite	Ichani, Taipinsi	10,46	5,54	450		8
50.	Quartz diorite, intruded presinian slates	Vermiculite	Ichani, Taipinsi	11,9	5,30	510	500	8
51.	Quartz diorite, intruded presinian slates	Vermiculite	Ichani, Dansi	11,7	5,25	500		

* *Comment*:

E.K. Gerling has determined by Sr/Rb-method for the sample No. 18-2130 m. y., anal. for the Sample No. 13-1850 m. y. A/K determinations of Samples No. 9-18 were done in the laboratory for Prof. E.K. Gerling.

Table 3
The results of the age determination for minerals from Pre-Cambrian rocks of east Siberia by the lead-uranium-thorium method

No.	Mineral-type of rock region	Composition (%)				Isotope composition of lead						Age (m.y.)				The probable age (m.y.)	Reference
		Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Th ²³²		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15			
<i>Baikalian</i>																	
1.	Zircon, Pegmatites.	0,011	0,126	0,026	0,18	80,03	7,16	12,63	455	488	485	555	550±50	(6)			
2.	Sijudjanka, Baikal region																
	Allanite Sijudjanka, Baikal region	0,043	0,015	1,32	0,119	3,48	1,93	94,47	615	315	375	475					
<i>Aldan Shield</i>																	
3.	Hattchetolite, alkaline intrusions of central type. East part of Aldan shield	0,86	8,6	2,72	0,01	84,22	5,17	10,60	650	610	740						
4.	Hattchetolite, alholine intrusions of central type. East part of Aldan shield	0,53	7,63	6,24	0,01	72,94	4,44	22,61	650	550	410	420	650±50	(1)			
5.	Ryrochlor East part of Aldan Shield	0,089	0,07	2,11	0,08	9,51	1,80	88,60	385	720	630	790					
6.	Zircon. Ulkansky massif of granosienites. East part of Aldan shield	0,041	0,09	0,071	0,76	47,8	14,39	37,05	1140	1100	1090	1100	1100±50	(1)			
7.	Allanite from pegmatites, which cut granito- gneisses r. Chara basin west part of Aldan shield	0,22	0,043	1,89	0,03	8,32	1,81	89,84	2640	2480	2560	2200	2640±100	(1)			
8.	Monazite from biotite gneiss granite of jaltuline series, r. Tirkana basin east part of Aldan shield	0,51	0,10	4,36	0,01	5,34	0,70	93,95	2150	1790	1960	2330	2330±100	(1)			
9.	Allanite from metasomataical veins of iengr series, r. Ungra basin	0,031	0,010	0,51	0,61	29,71	11,91	57,77	2240	3480	2740	475	2200±100	(1)			
10.	Allanite from metasomataical veins of Emeljak deposit	0,069	0,020	0,75	0,055	7,125	1,46	91,36	2130	1430	1550	1770	2200±100	(1)			

Table 3 (end)

No.	Mineral-type of rock region	Composition (%)			Isotope composition of lead				Age (m.y.)				The probable age (m.y.)	Reference
		Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ / Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶ / U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ / U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ / Th ²³²		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Stanovoi range</i>														
11.	Allanite from pegmatites Kuroaach	0,027		0,325	0,08	5,71	1,68	92,53	1660	—	—	1600		(2)
12.	Allanite from pegmatites r. Illin basin	0,094	0,002	1,37	0,025	1,93	0,56	97,49	1860	3870?	2690?	1430		(2)
13.	Allanite from pegmatites Tas—Urech	0,086	0,005	1,20	0,039	2,58	0,80	96,58	1660	2050	1840	1900±100		(2)
14.	Zircon from pegmatites Tas—Urech	0,008	0,019	0,08	0,10	66,92	9,22	23,76	1940	1980	1820	430	1900±100	(2)
15.	Monazite from pegmatites Tas—Urech	0,40	0,028	8,80	0,004	1,44	0,21	98,35	1800	1360	1510	980	1900±100	(2)
16.	Monazite from pegmatites Ust Nukzha	0,33	0,035	8,17	0,005	1,37	0,22	98,41	1800	860	1055	870		(2)
17.	Allanite from pegmatites Tehiltchi	0,09	—	1,22	0,03	2,40	0,67	96,90	1840	—	—	1530		(2)
18.	Monazite from pegmatites Tehiltchi	0,57	0,049	8,52	0,015	2,87	0,51	96,60	1670	1980	1860	1390	1900±00	(2)
19.	Monazite from pegmatites Tehiltchi	0,665	0,044	8,84	0,002	2,40	0,31	97,29	1960	2280	2100	1580		(2)
20.	Allanite from pegmatites r. Source Jan	0,088	0,082	1,26	0,044	17,08	2,45	80,43	1800	1210	1420	1200		(2)
21.	Allanite from pegmatites r. Timpton	0,040	0,015	0,44	0,046	14,40	2,31	83,25	1940	2280	2100	1580		(2)

Table 4

The results of the age determinations for minerals from Pre-Cambrian rocks
of Chinese Republic by the lead-uranium-thorium method

No.	Mineral-type of rocks region	Composition (%)			Isotope composition of lead				Age (m.y.)				The probable age (m.y.)	Reference
		Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Chinese</i>														
1.	Allanite Pegmatites, Anslan, Laonin	0,13	0,024	2,7	0,11	5,87	2,32	91,70	2560	1420	1900	920	2560	(8)
2.	Monazite Pegmatites Ulas- han, Inner Mongolia	0,76	0,19	8,37	0,01	7,60	0,91	100	1680	1730	1700	1770	1800 ±100	(8)
3.	Monazite Pegmatites Ulas- han, Inner Mongolia	0,31	0,05	3,58	0,034	6,09	1,06	100	1650	2100	1420	1710		(8)
4.	Monazite Pegmatites Ulas- han, Inner Mongolia	0,60	0,14	7,60	0,013	7,66	0,92	100	1570	1900	1790	1560		(8)
5.	Evksenite Pegmatites Ulas- han, Inner Mongolia	3,6	10,6	1,65	0,002	100	10,99	5,55	1830	1900	1840	1800		(8)
6.	Eshenite, Inner Mongolia	0,02	0,066	1,10	0,49	57,79	10,05	100	300	(620)	(600)	(200)	250±50	(8)
7.	Samarskite, Pegmatites Use, Shansi	0,41	9,64	1,87	0,056	100	6,14	8,93	340	270	280	290	300±30	(8)

Table 5
Lead isotope composition of galenites of Aldan-shield

No.	Region	Isotopic ratios			Probable age (m.y.)
		$\frac{\text{Pb}^{206}}{\text{Pb}^{204}}$	$\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{204}}$	$\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Pb}^{204}}$	
1.	R. Larba basin. Galenite from quartz veins on the contact of gneisses and granites of Stanovoi range	16,45	15,11	36,65	1300±200
2.	R. Ujam basin Dzhugdzhurmassiv Galenite from anorthosite	17,24	15,41	37,28	900±150
3.	East part of Aldan shield. Massiv of alkaline rocks r. Majia basin	19,61	15,65	39,15	?
4.	East part of Aldan shield Massiv of alkaline rocks "Konder"	26,39	16,91	39,24	?

Table 6
The dtermination of the age of sedimentation of dolonites Bajun-Obo series (series Huto)

No.	Object of investigation	Isotopic composition of lead.				Age (m.y.)		Probable age (m.y.)
		Region	$\frac{\text{Pb}^{206}}{\text{Pb}^{204}}$	$\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{204}}$	$\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Pb}^{204}}$	$\frac{\text{Pb}^{206}}{\text{Pb}^{204}}$	$\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Pb}^{204}}$	
1.	Dolomite	Metamorphic rocks of series Bajun-Obo Horizon No. 8.	16,08	15,31	36,07	1700	1350	
2.	Dolomite	Metamorphic rocks of series Bajun-Obo Horizon No. 8.	16,78	15,46	36,18	1350	1380	1350-1650
3.	Dolomite	Metamorphic rocks of series Bajun-Obo Horizon No. 8.	17,70	15,38	36,15	(800)	1300	
4.	Galenite from metamorphic veins	Metamorphic rocks of series Bajun-Obo Horizon No. 8.	15,95	15,32	35,77	1780	1650	
5.	Galenite from metamorphic veins	Metamorphic rocks of series Bajun-Obo Horizon No. 8.	15,92	15,24	35,78	1800	1650	

Comment:

In dolomite (Sample No. 3) the Pb/U ratio is approximately 40. This means that the addition of uranium lead— Pb^{206} during the geological life of these sediments was enough to prevent the real value of age determined by $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$. The most reliable age was established by the isotope ratio $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$.

References

1. Vinogradov A.P., Tugarinov A.I., Sykov S.I. and Stupnikova N.I. (1960) Rock ages in the Eastern part of the Aldan Shield. *Geokhimiya*, **7**.
2. Vinogradov A.P., Tugarinov A.I., Sykov S.I. and Stupnikova N.I. (1960) The age of pegmatites of the Stanovoi complex. *Geokhimiya*, **5**.

3. Markovskii A.P. (Editor) 1958) *Geological Structure of the U.S.S.R. Geologicheskoye Stroyeniye S.S.S.R.* Vols. 1, 2 and 3, GOITI, Moscow.
4. Dzevanoskii Yu.K. (1958) On the geology of the Western framework of the Aldan Shield. Byull. VSEGET. 1.
5. Drugova G.M., Neyelov A.N. (1961) Polymetamorphism of Pre-Cambrian formations of the Southern part of the Aldan Shield and the Stanovoi ridge. *Proc. Lab. Pre-Cambrian Geol.* 10.
6. Zhirona V.V., Zykov S.I., Tugarinov A.I. (1957) The age of pegmatites of the Sludjanka region. *Geokhimiya*, 7.
7. Kobayasi T. (1959) *The geology of Korea and adjacent territories of China*. Foreign Literature Publishing House, Moscow.
8. Li Pu., Chen Yu-Ni., Tu Gon Chzhi., Tugarinov A.I., Zykov S.I., Stupnikova N.I., Knorne K.G., Polyevaya N.I. and Brandt S.B. (1960) Rock age in the Chinese Peoples Republic. *Geokhimiya*, 6.
9. Li Sy-Guan (1954). *The Geology of China (Geologiya Kitaya)*. Foreign Literature Publishing House, Moscow.
10. Li Khyn-Yun., Fan Iszya-Sun., Din Lei-Chzhen., In Sy-Khuai, Chzyn Yu-Kai (1959) *Regional Stratigraphic tables of China* (Russian translation).
11. Moralev V.M. (1959) The age of ultrabasic and alkali rocks of the Aldan Shield. *Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R.* 127, 1 p. 168.
12. Nuzhnov S.V., Yarmolyuk V.A. (1959) Late Pre-Cambrian of the South Eastern borders of the Siberian platform. *Sovetskaya Geologiya*. 7.
13. Kazakov G.A., Tugarinov A.I. Absolute age of the Upper Pre-Cambrian. *Stratigrafiya*, 1.
14. Sinitsyn V. (1955) Main features of the tectonics of China. Collection "Problems in the geology of Asia" (Noprosy geologii Azii). Vol. 2. Izdat. Akad. Nauk. S.S.S.R.
15. Sudovikov I.G., Krylova M.D., Neyelov A.I. (1960) On the problem of the absolute age of the Archean of the Aldan Shield. *Proc. Lab. Pre-Cambrian Geol.* 9.
16. Chzhan Ven-Yu. (1958) *Explanatory note to the tectonic map of China and adjacent states*. Foreign Literature Publishing House Moscow.
17. Sheiman Yu-. M. (1958) Some features of the development of the folded structure of Asia. *IZV. VYSSH. UCHEB ZAV. Geologiya i razvedka*. 8.

К ДИСКУССИИ О МЕХАНИЗМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ РАДИОГЕННЫХ ГАЗОВ*

В течение последнего времени развернулась дискуссия по вопросу о механизме выделения радиогенных газов, в частности аргона из минералов. В редакцию «Геохимия» поступило большое число статей по этому вопросу, часть этих статей была опубликована в журнале. Причём, многие склонны считать, что характер потери этих газов, наблюдаемый в экспериментах с нагреванием различных минералов до высоких температур, полностью объясняет потерю аргона породой или минералами, обнаруживаемые при параллельном определении абсолютного геологического возраста этих пород двумя или больше радиоактивными методами — напр. $\text{Ar}^{40}/\text{K}^{40}$ и $\text{Sr}^{87}/\text{Rb}^{87}$. В большинстве известных случаев определения возраста пород по $\text{Ar}^{40}/\text{K}^{40}$ методу, как правило, даёт более низкие значения, чем например, по методу $\text{Sr}^{87}/\text{Rb}^{87}$. Эти заниженные по $\text{Ar}^{40}/\text{K}^{40}$ методу значения возраста стали легко принимать за возраст метаморфизма породы, при котором и произошла потеря аргона. Но мне представляется, что нельзя забывать о том, что метаморфизм пород идёт, по-видимому, при температурах относительно более низких, чем те температуры, при которых ныне различные авторы изучают механизм диффузии аргона в минералах. С другой стороны, несомненно в процессе

* Геохимия. 1962. № 12. С. 1108. Дискуссия.

сложной жизни породы в ней могли возникнуть и новые минералы на базе полностью разрушенных кристаллических решёток более древних минералов. Но, конечно, знание механизма потери аргона минералами многое могло бы объяснить. Поэтому, несмотря на то, что дискуссия касалась, по существу, частного вопроса, Редакция приняла решение опубликовать, так сказать, заключительные статьи, отражающие различные взгляды на понимание механизма потери аргона и др. радиоактивных газов минералами и породами.

Мы публикуем в настоящем номере журнала намеченные по предложению Редакции статьи Э.К. Герлинга и И.М. Морозовой «Определение спектра значений энергии активации выделения аргона и гелия из минералов» и С.Б. Брандта «По поводу дискуссии с Э.К. Герлингом».

Далее Редакция считает нецелесообразным продолжать обширную дискуссию на страницах журнала «Геохимия», по крайней мере, до появления новых фактов.

3 октября 1962 г.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПО C^{14} Сообщение 3*

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР,
Москва*

В данном сообщении, так же как и в сообщении 1 и 2 [1, 2], приводятся результаты определения абсолютного возраста образцов по C^{14} , представляющих интерес для исторической геологии, археологии и других наук. Подробное описание методов получения счётных газов CO_2 и C_2H_6 и проведения измерений дано в работе [3].

Среди представленного и анализированного материала было три типа образцов: торф, древесина и уголь, которые перед сжиганием в большинстве случаев подвергались тщательной очистке для отделения от посторонних примесей, содержащих углерод. Как известно [4], наиболее часто встречаются два вида загрязнений, попадающих в ископаемые образцы из окружающих природных (грунтовых) вод: 1) растворимые неорганические соли, содержащиеся в воде в виде карбонатов кальция, и 2) растворимые органические вещества-гуминовые кислоты. Для удаления карбонатов образцы обрабатывали кипячением в течение 5-10 мин с 5%-ным раствором HCl , для удаления посторонних гуминовых кислот их подвергали обработке 2%-ным раствором $NaOH$ при кипячении. После этого следовало многократное нагревание с дистиллированной водой и сушка образцов в сушильном шкафу при $\sim 105^\circ C$. Однако при такой предварительной обработке образцов имеют место потери, поэтому, когда образца немного, от такой обработки приходилось отказываться (например, в случае образца Мо-11). Кроме того, для некоторых образцов (например, Мо-195, Мо-239, Мо-240), учитывая условия их залегания и вытекающую отсюда невозможность загрязнения, предварительная обработка не требовалась.

При очистке углекислоты от электроотрицательных примесей использовали окись кальция, полученную прокаливанием при температуре до 1000° кристаллов исландского шпата, как наиболее чистой разновидности карбоната кальция.

В области измерения активности C^{14} получены новые данные для величины фона пропорционального счётчика и чистого счёта современного углерода. Для сравне-

* Геохимия. 1962. №5. Стр. 387–402. Соавторы А.Л. Девирц, Э.И. Добкина, Н.Г. Маркова.

ния старые и новые данные сведены в таблицу. (Объём счётчика 0,94 л, давл. 2 атм, экранировка прежняя).

	CO ₂		C ₂ H ₆	
	2-е сообщение	настоящая работа	2-е сообщение	настоящая работа
Средняя скорость счёта фона (N_{ϕ}) в <i>имп/мин</i>	8,9	7,09±0,06	14,3	10,27±0,06
Средняя скорость чистого счёта современного углерода (N_0) в <i>имп/мин</i>	9,5	10,57±0,08	18,5	23,47±0,10

Из данных таблицы видно, что фон счётчика, наполненного углекислотой, стал на 20% меньше, чем указывалось ранее. Это уменьшение связано с более тщательным подбором счётчиков в кольце антисовпадений. Фон в этановом пропорциональном счётчике снижен ещё более, на 28%. Это снижение, помимо указанной причины, было достигнуто за счёт использования артезианской воды для разложения карбида кальция. Воду для всех химических операций брали из одной скважины на глубине 160 м. Применение артезианской воды позволяет избежать попадания искусственного трития, обязанного ядерным испытаниям. Увеличение чистого счёта современного углерода связано с нахождением оптимальных условий использования электронного оборудования. Новые значения фона и счёта современного углерода в случае счётного газа этана увеличили «показатель качества» счётной системы $N_0/\sqrt{N_{\phi}}$ с 4,9 до 7,3, что расширило возрастную шкалу метода.

Максимальный возраст, который может быть определён для древнего образца, вычисляется по формуле:

$$A_{\max} = \tau \ln \frac{N_0}{N_{\min}}, \quad (1)$$

где $N_{\min}$ — минимальный счёт образца, принимаемый равным 3σ (σ — квадратичная ошибка счёта); τ — среднее время жизни C^{14} .

Подставляя значение $N_{\min}$, выраженное через время измерения и фон счётчика, в уравнение (1), формула для определения максимального возраста примет расчётный вид:

$$A_{\max} = 8033 \ln \frac{N_0 \sqrt{t}}{\sqrt{N_{\phi}} \sqrt{18}}, \quad (2)$$

Увеличение счётного времени в два раза увеличивает максимальный возрастной предел приблизительно на половину периода полураспада радиоуглерода. Для этанового пропорционального счётчика при измерении в течение 48 час и принятом «критерии» утроенной статистической ошибке счёта максимальный возраст составляет более 36000 лет. Поскольку в литературе часто пользуются критерием 4σ , то $A_{\max}$ в этом случае — 34000 лет.

Статистическая ошибка в определении возраста, которая приводится в списке дат, рассчитывалась по формуле [3]:

$$\sigma_A = \tau \sqrt{\frac{N_0 + 2N_{\phi}}{N_0^2 \cdot t} + \frac{N_i + 2N_{\phi}}{N_0^2 \cdot t}} \quad (3)$$

где: Nt — средняя скорость счёта образца в *имп/мин*, t — время измерения в минутах (обычно около 1440).

В ранее описанную схему [3] для регистрации $\beta^- C^{14}$ внесено изменение: верхний порог амплитудного дискриминатора используется для счёта больших импульсов (α -частицы). Импульсы с этого амплитудного дискриминатора поступают на

свою схему антисовпадений (1 каскад 6 Ж 2 П). Запрещающими импульсами в этом каскаде служат те же импульсы, которые поступают в основной канал счёта $\beta^- C^{14}$ от экранирующего кольца гейгеровских счётчиков. Это дополнение позволяет быстро находить рабочую точку на счётной характеристике, а также контролировать общее усиление в начале и в конце суточных измерений.

Датирование образцов проводили в двух пропорциональных счётчиках равного объёма, наполняемых либо углекислотой, либо этаном. Эталон современного углерода использовался тот же, что и в прежних работах — древесина годовых колец берёзы 1878-1908 гг. с Камчатки.

Даты для образцов Мо-99, Мо-104, Мо-172, Мо-174, Мо-175, Мо-193, Мо-194, Мо-196, Мо-198, Мо-199, Мо-200, Мо-237, Мо-238, Мо-35, Мо-36, Мо-37, Мо-195, Мо-239, Мо-240, Мо-169, Мо-171, Мо-11 получены путём счёта этана. Остальные даты получены счётом углекислоты.

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ, АНАЛИЗИРОВАННЫХ ПО C^{14}

Археологические образцы

В сообщении 2 уже приводились результаты датирования археологических находок, найденных при раскопках Хорезмской комплексной археолого-этнографической экспедицией АН СССР в Средней Азии (южнее Аральского моря). В настоящей работе продолжалось датирование находок той же экспедиции как прежних лет — 1953, 1954 гг. (Мо-99, Мо-104, Мо-193), так и самых последних лет — 1958, 1959 гг. (Мо-172, Мо-174, Мо-175, Мо-194) [5]. Новый представленный материал: (последние четыре образца) получен с памятников, открытых впервые Хорезмской экспедицией в северной части пустыни Кызыл-Кум в зоне сухих протоков древней дельты Сыр-Дарьи. В этом районе на протяжении многих веков существовала интереснейшая культура племён предскифского и скифского времени. Эти племена сыграли значительную роль в истории, однако до последнего времени о них было известно только по кратким упоминаниям в древних источниках. К археологическому изучению этой культуры Хорезмская экспедиция приступила только недавно и поэтому датировки по C^{14} являются большой помощью в решении

этой исторической проблемы. Все приведённые ниже образцы изучались археологами и датировались ими на основе археологических комплексов, включающих хорошо датируемые предметы — наконечники стрел, керамические изделия и др. Образцы были переданы для определения их абсолютного возраста руководителем экспедиции чл.-корр. С.П. Толстовым (Институт этнографии им. Н.Н. Миклухо-Маклая АН СССР). Месторасположение образцов — см. карту (рис. 1).

В исследованной серии из семи образцов часть датировок (пять) совпадает с оценками археологов в пределах ошибок метода, включающих как синтез счётных газов, так и измерение β^- активности C^{14} . Сильное расхождение



Рис. 1. Расположение образцов Хорезмской экспедиции

(на 600-700 лет в сторону удрежнения возраста) между археологическими оценками и датами по C^{14} дают два образца: Мо-172 и Мо-193. Можно предположить, что причиной расхождений в некоторых случаях является то, что в качестве строительного материала и топлива могли быть использованы деревья, погибшие задолго до их употребления.

Кроме этой серии археологических образцов, был датирован единичный археологический образец, представляющий несомненно исторический интерес. Для определения времени первой эксплуатации золотых месторождений на территории Армянской ССР был определён возраст куса древнего крепления, обнаруженного при прохождении новых выработок (Мо-176).

1. Мо-99

2340±100 лет

Уголь из горелого слоя. Левобережный Хорезм, сев.-вост. Кара-Кумы, Туркменская ССР; городище Калалы-гыр I, дворцовое здание, помещение № 1. Образец взят в 1953 г. Предполагаемый возраст IV-III вв. до н. э.

2. Мо-104

2160±100

Уголь. Правобережный Хорезм, сев.-зап. Кара-Кумы, Кара-Калпакская АССР, окрестности Адамли-кала, точка 13/70. Образец взят в 1953 г. Предполагаемый возраст IV-III вв. до н. э.

3. Мо-172

2980±100

Фрагменты деревянной балки. Северные Кзыл-Кумы, Казахская ССР, Кзыл-Ординская обл., городище Бабиш-мулла I, большой дом, помещение № 5 между 2 и 3 полом. Условия залегания: в рыхлом грунте, не более 30 см от поверхности. Образец взят в 1959 г. Предполагаемый возраст IV-III вв. до н. э.

4. Мо-174

2520±100

Древесный уголь. Правобережный Хорезм, сев.-зап. Кзыл-Кумы, Кара-Калпакская АССР, поселение Якке-персан 2, дом № 8 (полуземлянка). Место залегания: на земляном полу, условия залегания: супесчаный культурный слой, 0,8 м от современной поверхности. Образец взят в 1959 г. Предполагаемый возраст IX-VIII вв. до н. э.

5. Мо-175

3090±100

Древесный уголь. Северные Кзыл-Кумы, Казахская ССР. Кзыл-Ординская область, могильник. Тагискен, погребальное сооружение № 7. Место залегания: центральная часть погребения, условия залегания: вдоль стен, 15-20 см от современной поверхности. Образец взят в 1959 г. Предполагаемый возраст IX-VIII вв. до н. э.

6. Мо-193

3090±100

Уголь. Левобережный Хорезм, северные Кара-Кумы, Туркменская ССР, городище Кюзели-гыр, раскоп VI, помещение № 1. Место залегания: очаг, условия залегания: под слоем глины 0,3-0,5 м. Образец взят в 1954 г. Предполагаемый возраст VI-V вв. до н. э.

7. Мо-194

2580±100

Древесный уголь. Северные Кзыл-Кумы, Казахская ССР, Кзыл-Ординская обл., городище Чирик-рабат, раскоп III, круглое погребальное здание, проход из помещения № 1 в помещение № 4. Место и условия залегания: в гнёздах для жердей каркаса глиняной обмазки стен. Образец взят в 1958 г. Предполагаемый возраст IV в. до н. э.

8. Мо-176

1715±100

Дерево, часть древнего рудничного крепления. Армянская ССР. Образец взят из древних выработок на глубине 100 м от поверхности в сентябре 1959 г. Амиряном Ш.О. Предполагаемый возраст XI-IX вв. до н. э. или VII-VIII вв. н. э.

Геологические образцы

Работу проводили в направлении изучения последних этапов геологической истории Земли: верхнего плейстоцена и голоцена. Материалом для исследования

служили древесина, уголь, торф. Предполагаемый возраст этих материалов оценивался на основе геолого-геоморфологических данных и при помощи спорово-пыльцевого анализа, которые до недавнего времени были единственными методами геохронологии. В настоящей работе радиоуглеродные определения в большинстве случаев согласуются с данными указанных методов. Однако бывают и расхождения в возрасте. По-видимому, датирование по пыльце не всегда является надёжным средством оценки возраста отложений. Особенно это относится к единичным образцам, так как пыльца или образец могут быть случайно занесены в исследуемое отложение. Для решения геологических задач, основанных на определении абсолютного возраста по C^{14} , необходим самый тщательный отбор, серии взаимосвязанных образцов. Это исключит возможные ошибки.

Образцы четвертичных отложений Литвы (Мо-202, Мо-203, Мо-204, Мо-205) исследовали с целью разработки абсолютной хронологической шкалы Юго-Восточной Прибалтики (один образец, относимый к межстадиальным отложениям, и три — примерно аллередского возраста) [6, 7]. Определения по C^{14} позволяют провести корреляцию с сопредельными территориями (Польша). Образцы представлены В.К. Гуделисом (Институт геологии и географии АН Литовской ССР).

Для палеогеографии четвертичного периода предполагаемое существование в верхнем плейстоцене, кроме микулинской межледниковой эпохи, ещё более молодого молодого-шекснинского межледниковья, высказанное А.И. Москвитиным в 1941 г., а в настоящее время поддерживаемое В.П. Гричуком [8], является до сих пор дискуссионным. В связи с этим датировались три образца, представленные В.П. Гричуком (Институт географии АН СССР). Все образцы (Мо-198, Мо-199, Мо-200) взяты из разрезов низких террас р. Клязьмы и её притока р. Б. Липна; на образцы имеется палеоботаническая характеристика. Схема условий залегания образцов дана на рис. 2.

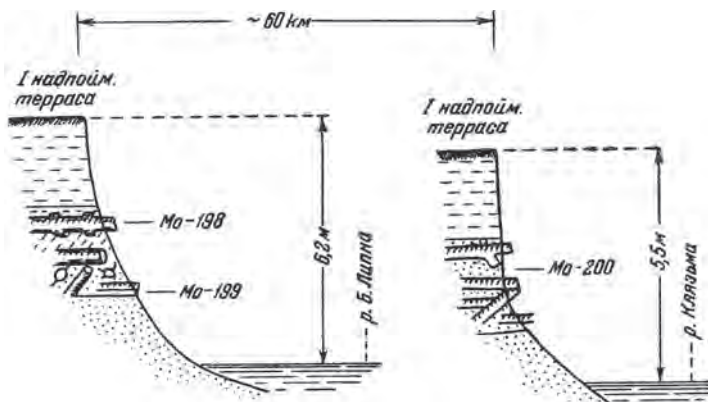


Рис. 2. Схема условий залегания образцов: Мо-198, Мо-199, Мо-200

Однако вместо предполагаемого возраста 25000-35000 лет получены данные в интервале от 1000 до 3000 лет, говорящие о голоцене. В связи с таким большим расхождением были датированы ещё два образца (Мо-237, Мо-238) из района Калининского Заволжья, представленные Н.С. Чеботаревой (Институт географии АН СССР) с целью обоснования правомочности выделения Калининского оледенения. Полученные датировки не позволяют считать, что Калининское оледенение покрывало территорию, на которой располагаются изученные разрезы [91].

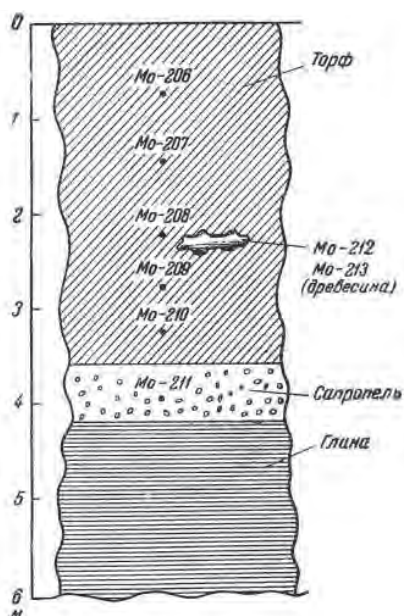


Рис. 3. Схема залегания образцов из торфяного болота «Берендеево»

ной залежи. На рис. 3 представлена схема расположения образцов торфяного болота «Берендеево» по глубине залегания. Радиоуглеродные определения образцов торфа из данной серии (Мо-206, Мо-207, Мо-208, Мо-209, Мо-210, Мо-211) дают несколько более молодой возраст, чем ожидалось на основе спорово-пыльцевого анализа, хотя и показывают ту же закономерность, т.е. увеличение абсолютного возраста с увеличением глубины залегания. Исключение в этом смысле представляет образец Мо-210. Возраст этого образца получился моложе, что может быть связано с загрязнением образца более молодым торфом во время пробоотбора буром. Возраст древесины Мо-212, взятой из того же разреза, близко подходит к возрасту торфа на той же глубине (2,25 м). Древесина Мо-213, найденная на той же глубине, но в некотором отдалении, в разрушенном карьере, дала несколько омоложенный возраст; здесь, возможно, сказалась неодинаковая осадка торфа (болото осушено).

Большой интерес представляет образец Мо-201, являющийся ископаемой сосновой древесиной. Датирование его даёт новые данные об абсолютном возрасте аллередских отложений в окрестностях Ленинграда [11]. Определение по C^{14} хорошо совпало с ранними геохронологическими оценками К.К. Маркова [12].

Датирование образца Мо-11 даёт материал не только для создания точной хронологической шкалы четвертичных отложений СССР, но и для решения вопросов периодизации палеолита и его сопоставления с западно-европейским. Этому способствует то, что отложения, вмещающие культурные слои, детально расчленены, широко прослеживаются по всему среднему Приднестровью и могут сопоставляться с отложениями многих районов юга Европейской части СССР и с аналогичными образованиями смежных территорий (Румынии, Чехословакии, Польши) [13].

При отборе образцов из Белоруссии (Мо-35, Мо-36, Мо-37), представленных Л.Н. Вознячуком (Институт геологии АН БССР), предполагалось, что они могут способствовать уточнению представлений об истории развития рельефа в бассейне р. Немана. В частности, имелось в виду, что определение абсо-

Таким образом, выяснение вопроса о наличии или отсутствии более молодого оледенения, чем валдайское (вюрмское), и более молодого межледниковья, чем микulinское (рисс-вюрмское), требует дальнейших исследований в этом направлении.

Впервые сделано определение абсолютного возраста отдельных слоёв торфяных отложений в голоцене. На изучении торфяных отложений (частично озёрных) построена при помощи пыльцевого метода вся относительная хронология этого периода. При помощи радиоуглеродного метода определялся абсолютный возраст торфяного месторождения и его отдельных слоёв. Серия образцов, представленная М.И. Нейштадтом (Институт географии АН СССР) была взята из торфяного болота «Берендеево» Ярославской обл. [10]. Выбор торфяного отложения определялся широкой известностью этого торфяника (разрабатывается с 1906 г.), значительным количеством карьеров и канав, на которых можно хорошо проследить строение торфя-

лютного возраста этих образцов поможет установить, когда произошло очередное врезание р. Немана в связи с тектоническим поднятием Гродненской части его бассейна, когда сформировался уступ II надпойменной террасы на участке Гродно-Каунас, когда стало возможным заселение поверхности этой террасы. Схема условий залегания образцов представлена на рис. 4. В сообщении 2 уже приводилась датировка одного образца (Мо-34) из той же серии образцов из долины р. Немана. Этот результат по C^{14} 8500 ± 300 лет хорошо совпадал с предложением автора, оценившего отложения, где залегал образец, по спорово-пыльцевым диаграммам и геоморфологическим наблюдениям в 8500-9500 лет [14]. Предполагаемый возраст для Мо-34 18 000 лет или 100 000 лет, как сообщалось ранее, относится к другому образцу (из обнажения 75) и был нам дан ошибочно. Результаты датирования по C^{14} трёх образцов, которые приводятся в данном сообщении, не дают современный возраст. По-видимому, остаются вопросы, так как Мо-36 и Мо-37 имеют современный возраст. По-видимому, исследованный материал попал в отложения случайно. Против такого вывода не возражает и автор.

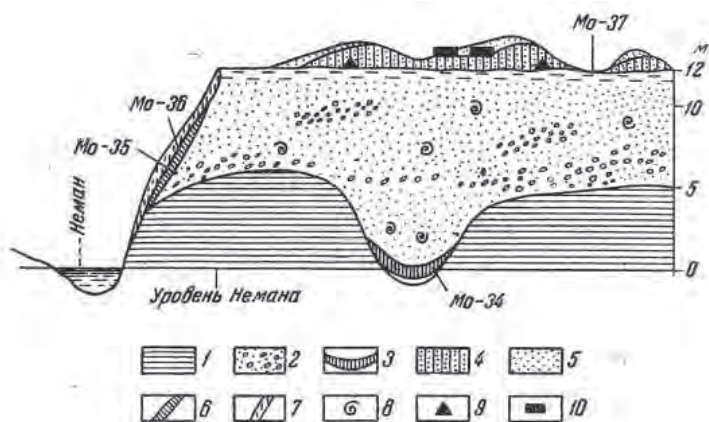


Рис. 4. Схема условий залегания ископаемой древесины и древесного угля и взаимного расположения мест отбора образцов: Мо-34, Мо-35, Мо-36, Мо-37 (составил Л.Н. Вознячук)

1 — ленточные глины вюрмского возраста; 2 — аллювиальные пески и галечнику II надпойменной террасы р. Немана; 3 — линза старинных отложений, обнаруженных у дер. Гожа и содержащих большое количество древесины, шишек сосны и других растительных остатков; 4 — голоценовые (отложенные до XIV—XVI вв. н. э.), эоловые пески слагающие ныне развееваемые дюны у дер. Пальница; 5 — современные эоловые пески; 6 — торфяник на уступе надпойменной террасы у дер. Липлюнай; 7 — осыпь; 8 — раковины моллюсков; 9 — мезолитические или неолитические стоянки у дер. Пальница, Перевалка и Швендубре; 10 — средневековые погребения

Были датированы три образца с Земли Франца-Иосифа (Мо-195, Мо-239, Мо-240), представленные М.Г. Гросвальдом (Институт географии АН СССР). Даты по ним позволяют сделать некоторые выводы по истории голоцена Земли Франца-Иосифа, помогая увязать стратиграфию голоцена архипелага со Шпицбергенской [15]. Определения по Земле Франца-Иосифа и Шпицбергену позволяют выделить два этапа: климатический оптимум потепления (атлантический век) и похолодание, совпадающие по времени с европейскими. Кроме того, эти датировки позволяют оценить потери мощности льда в процессе убывания оледенения, темп изостатического поднятия архипелага, решить вопрос о том, сохранились ли на Земле Франца-Иосифа более древние, чем голоценовые, морские террасы. Датировки по

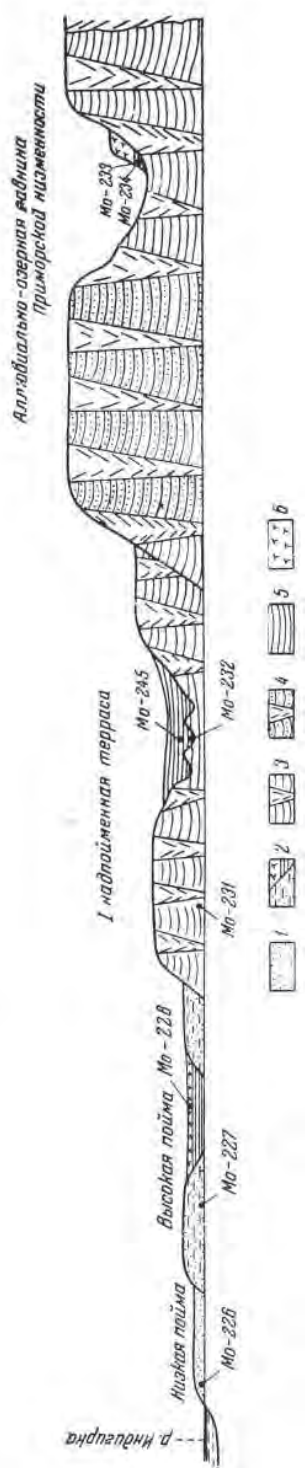


Рис. 5. Схема соотношения различных элементов рельефа в низовьях р. Индигирки и место взятия образцов (составил Ю. А. Лаврушин)

1 — аллювий низкой поймы р. Индигирки; 2 — аллювий высокой поймы р. Индигирки; 3 — аллювий I надпойменной террасы р. Индигирки; 4 — отложения аллювиально-озёрной равнины (II надпойменная терраса Индигирки); 5 — озерные отложения на поверхности I надпойменной террасы р. Индигирки, 6 — торф

Земле Франца-Иосифа представляют интерес ещё и потому, что расчленить голоцен в её пределах обычными методами (т.е. по палеоботаническим данным или спектрам морской фауны) не представляется возможным. Следовательно, абсолютный возраст по C^{14} — единственная возможность датирования геологической истории этого архипелага.

Впервые удалось установить абсолютную хронологическую последовательность основных событий голоцена на Северо-Востоке СССР. До последнего времени абсолютных датировок верхнего плейстоцена и голоцена для данной территории почти не было [2], в то время как для центральной части Европы и Америки таких данных накопилось много. Полученные первые даты абсолютно-го возраста по C^{14} (Мо-226, Мо-227, Мо-228, Мо-229, Мо-230, Мо-231, Мо-232, Мо-233, Мо-234, Мо-245) позволили установить, что климатический оптимум голоцена на Северо-Востоке СССР охватывал интервал времени от 9000 до 4500 лет. Это сопоставимо с аналогичными явлениями в Западной Европе и на Аляске. Тем самым появилась возможность говорить о синхронности крупных этапов голоцена в северной части почти всего северного полушария. Одновременно полученные даты позволили сделать вывод об абсолютном возрасте низкой и высокой поймы р. Индигирки, высокой поймы р. Б. Эрчи, о скорости роста поверхности поймы и скорости накопления осадков в различных фациях аллювия [16]. Работа была выполнена на материалах коллекции образцов, собранной в 1960 г. Ю.А. Лаврушиным (Геологический институт АН СССР) из четвертичных отложений бассейна нижнего течения р. Индигирки. На представленный материал имеются спорово-пыльцевые диаграммы, которые наряду с геологическими и геоморфологическими данными позво-

лили установить предположительный возраст исследуемых образцов. Абсолютные датировки по C^{14} в основном согласуются с предварительными соображениями автора. Схема расположения образцов в бассейне нижнего течения р. Индигирки дана на рис. 5 и 6.

9. Мо-202 >29 000

1. Торф. Литовская ССР, район Клайпеды, пос. Пурмалай. Условия залегания: торф находится на глубине ~20 м, над торфом залегает песок с примесью органического вещества (мощность ~4 м), который закрыт 6-метровым слоем валунного суглинка. Под торфом залегает также песок с примесью органического вещества. Источников загрязнения образцов нет. Образец взят в августе 1960 г. Представлен В.К. Гуделисом. Предположительный возраст — межстадиальный, по-видимому, относящийся к последнему оледенению.

10. Мо-203 8580 ± 270

Торф. Литовская ССР, 15 км юго-зап. г. Вевис, болото оз. Бержуолайтис. Это болото находится в гляцигенной ложбине на полосе конечных морен. Подсапропелевая прослойка торфа залегает на глубине 8-9 м. Непосредственно над торфом расположен известковый сапропель. Образец взят в сентябре 1960 г., представлен под № Вевис-4. Предположительный возраст — аллеред, возможно поздний дриас или даже начало раннего голоцена.

11. Мо-204 9860 ± 300

Торф. Литовская ССР, болото в пределах г. Вевис (на 40 км северо-западнее г. Вильнюс). Условия залегания: холмистый моренный рельеф, верхняя подсапропелевая прослойка торфа, залегающая на глубине 6,55 м. Источников загрязнений — карбонатных отложений — поблизости нет. Образец взят в сентябре 1960 г., представлен под № Вевис-3. Предположительный возраст — конец позднего дриаса, начало раннего голоцена.

12. Мо-205 11 200±340

Торф. Из того же болота, что и Мо-204. Нижняя подсапропелевая прослойка торфа, залегающая на глубине 7,0 м. Образец взят в сентябре 1960 г., представлен под № Вевис-1. Предполагаемый возраст — вторая половина аллередского периода.

13. Мо-198

2400±100

Древесина из толщи I надпойменной террасы р. Б. Липны у дер. Бармино (60 км западнее г. Владимира). Характер отложения: скопление стволов деревьев, обрывков растительных тканей, шишек и т.д., залегает в виде линзы в толще I надпойменной террасы. Образец отобран из расчистки берегового обрыва реки с глубины 2, 3 м от поверхности террасы высотой 4 м. Образец несколько моложе, чем древесина образца Мо-199. По разрезу, из которого взят образец, произведены микропалеоботанические исследования, дающие основания относить отложения к межледниковью, более молодому, чем риссворм (микулино). Образец взят в июле 1960 г. В.П. Гричуком и Л.Р. Серебряным и представлен под № Г-1.

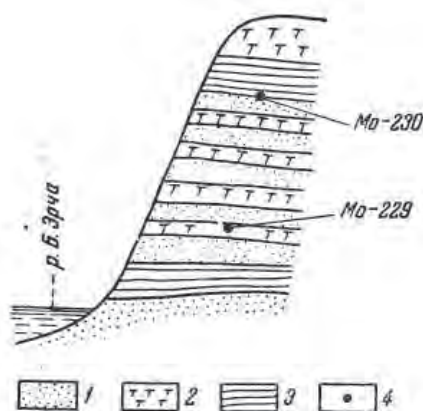


Рис. 6. Места взятия образцов из разреза высокой поймы р. Б. Эрчи.

1 — пески, 2 — торф; 3 — алевриты опесчаненные; 4 — места взятия образца

14. Мо-199

2760±100

Древесина из той же террасы, что и образец Мо-198, но с глубины 3,4 м от поверхности террасы. Образец взят одновременно с предыдущим и представлен под № Г-2.

15. Мо-200

960±95

Древесина из отложений I надпойменной террасы р. Клязьмы у г. Орехово-Зуево близ дер. Воинова Гора. В толще этой террасы в виде линзы залегает скопление стволов деревьев, обрывков растительных тканей и т. д. Образец взят из расчистки берегового обрыва реки на глубине ~3 м. Разрез, из которого взят образец, имеет палеоботаническую характеристику, дающую основание относит отложения к межледниковой эпохе, более молодой, чем рисс-вюрм (микулино). Образец взят в июле 1960 г. и представлен под № Г-3.

16. Мо-237

8580±150

Торф из аллювиальных отложений высокой поймы р. Мелеча у дер. Борок к северу от г. Бежецка Калининской обл., взят летом 1960 г. на глубине 2,2-2,4 м. Кроме высокой поймы, в долине реки не имеется ни более высоких террасных уровней, ни бичевника. Характерно, что коренные берега, сложенные с поверхности светло-коричневыми алевритами (ниже залегает морена), обладают очень пологими склонами. Высокая пойма имеет высоту около 3,65-4 м, над урезом реки. Этот уровень является заливаемым. В нескольких местах около дер. Борок имеются обнажения, которые позволяют судить о строении этой террасы. С поверхности имеются алевриты, постепенно переходящие в тонкую серую глину, с большим количеством растительных остатков в нижней части, ещё ниже залегает торф (мощностью всего 0,1-0,3 м), а далее серая глина. Разрез у дер. Борок указан в литературе давно (с 1909 г.); считалось, что эти отложения перекрыты мореной и накапливались в микulinское межледниковье [17], т.е. возраст торфа должен быть больше 50 000-60 000 лет. Датировать отложения по спорово-пыльцевому анализу невозможно из-за неясности полученного спектра. По мнению Чеботаревой Н.С., представившей образец, на основании того, что эти отложения принадлежат пойме, предполагаемый возраст образца — голоцен.

17. Мо-238

>33 000

Древесина взята летом 1960 г. между Калинином и Бежецком, на водоразделе у восточного края дер. Топориха Калининской обл., в котловане, только что вырытом для пруда. Сверху вниз здесь обнажаются тонкие песчаные отложения, алевриты, серая глина с растительными остатками, торф с большим количеством древесины. Под торфом снова залегают алевриты, переходящие книзу в песок. Отложения, залегающие под торфом, были вскрыты в результате бурения. Общая мощность вскрытых отложений 4,1 м, образец взят с глубины 2-2,5 м. Предварительные результаты спорово-пыльцевого анализа не дали ясной картины. Предполагаемый возраст 10 000-65 000 лет.

18. Мо-206

1035±150

Торф сфагновый, из разрабатываемого торфяного месторождения «Берендеево», расположенного у железнодорожной станции того же названия в Ярославской обл., в 100 км на сев.-восток от Москвы. Шурф заложен в сев.-западной части болота, имеющего верховой тип торфяной залежи, у второго карьера. Общая мощность торфа в месте взятия шурфа 365 см, под ним 55 см сапропеля, ниже сизая глина. По этому шурфу была сделана пыльцевая диаграмма, которая позволила по данным пыльцевых спектров определить относительный возраст отдельных торфяных слоёв. Образец взят в декабре 1960 г. М.И. Нейштадтом, с глубины 0,75 м. Предполагаемый возраст — верхняя часть позднего голоцена (субатлантический период) ~ 1000 лет.

19. Мо-207

3360±150

Торф сфагновый, из того же шурфа, что и Мо-206, но с глубины 1,5 м. Относительный возраст — нижняя часть позднего голоцена (субатлантический период). Примерный абсолютный возраст ~2500 лет.

- 20. Мо-208** **4730±190**
Торф сфагново-пушицевый, из того же шурфа, что и Мо-206, но с глубины 2,25 м. Относительный возраст — середина среднего голоцена (атлантический период). Примерный абсолютный возраст — 5000 лет.
- 21. Мо-209** **5415±195**
Торф то же, что и Мо-208. Шурф тот же. Глубина взятия образца — 2,75 м. Относительный возраст — первая половина среднего голоцена (атлантический период), абсолютный возраст ~ 6000 лет.
- 22. Мо-210** **4220±180**
Торф осоковый (торф рыжак). Шурф тот же, что и Мо-206. Глубина взятия образца - 3,25 м. Относительный возраст — начало среднего голоцена (атлантический период). Предполагаемый абсолютный возраст ~7000 лет.
- 23. Мо-211** **6090±210**
Сапрпель, шурф тот же, что Мо-206. Глубина взятия образца — 4,0 м. Относительный возраст — верхняя часть раннего голоцена (бореальный период). Предположительный абсолютный возраст ~7500 лет.
- 24. Мо-212** **4720±190**
Древесина, шурф тот же, что Мо-206. Глубина залегания образца — 2,25-2,5 м. Примерный возраст ~5000 лет.
- 25. Мо-213** **3630±165**
Срез корня с глубины 2,25-2,5 м. Разрез тот же, что и Мо-206. Предполагаемый возраст ~5000 лет.
- 26. Мо-214** **9160±280**
Древесина из того же болота «Берендеево», но из другого разреза, где верхняя часть залежи уже выработана, у самого дна торфяной залежи. Относительный возраст—первая половина бореального периода. Примерный абсолютный возраст ~9000 лет.
- 27. Мо-201** **12 150±390**
Древесина сосны. Ленинградская обл., южнее пос. Лигово, у станции Горелово. Образец взят из торфяника, который перекрыт трансгрессивно залегающими отложениями молодой стадии балтийского ледникового озера. Местами торф переходит в ископаемую глеевую почву. Торф не содержит остатков арктической флоры, в его составе много коры берёзы и древесины сосны. Перекрывающие торф пески образуют береговой вал абсолютной высотой ~30 м над ур. м. Он входит в изобазовую поверхность последней стадии балтийского ледникового озера, которая синхронна моренам сальпаусселькя. Отсюда относительный возраст торфяника — позднеледниковый (древнеголоценовый). Образец представлен К.К. Марковым (МГУ, географический факультет).
- 28. Мо-11** **23000±800**
Уголь из остатков костров верхнепалеолитического человека. Образец отобран летом 1956 г. из VII культурного горизонта на многослойной палеолитической стоянке Молодова V, близ села Молодова Кельменецкого района Черновицкой обл. СССР (среднее Приднестровье). Палеолитический слой, из которого взят образец, расположен в лёссовидных суглинках со слабыми следами почвообразования на глубине ~3,5 м от поверхности. По геологическому возрасту отложения, из которых взят образец, относятся к верхнему плейстоцену (Q₃), середина вюрма. Аналогичные по археологической датировке культурные слои датировались в Западной Европе (в Чехословакии и Австрии) радиоуглеродным методом, причём получены результаты в пределах 25 900-26 000 лет. Образцы костей животных из того же VII культурного горизонта анализировались в лаборатории В.В. Чердынцева в 1956 г. методом соотношения изотопов тория, продуктов распада радиоактивных рядов урана и актиния. Получены данные от ~10 000 до 30 000 лет. Описываемый образец взят из стратотипного

санные обр. Мо-195). Предполагаемый возраст 7 000 лет. Образец взят в августе 1960 г. Л.С. Говорухой. Судя по результатам образец является переотложенным.

35. Мо-226

370±145

Древесина. Образец взят на правом берегу р. Индигирки в 80 км выше пос. Ожогоино. Низкая пойма, высота террасы около 2,0 м. В разрезе снизу вверх вскрыты слои: алевроиты с видимой мощностью 1 м, пески тонкозернистые, мощностью 1,1 м. Образец взят с глубины 1,2 м в верхней части осадков старичного аллювия. Спорово-пыльцевой спектр отложений этого разреза близок к современной растительности, распространённой в этом районе. Предполагаемый возраст низкой поймы р. Индигирки — конец голоцена (субатлантический период). Формирование её не закончилось и в настоящее время. Образец представлен под № 218.

36. Мо-227

4125±180

Древесина. Образец взят на левом берегу р. Индигирки в 0,8 км ниже начала протоки Полоустной в разрезе высокой поймы р. Индигирки высотой до 4,5 м. Разрез террасы состоит из грязновато-коричневых мелкозернистых песков. Образец — древесный плавник — найден в разрезе в нижней четверти толщи (0,5 м над урезом воды). Предположительный возраст — суббореальное время. Образец представлен под № 237.

37. Мо-228

2100±160

Торф. Образец взят на левом берегу р. Индигирки в 0,85 км ниже начала протоки Полоустной, в том же разрезе высокой поймы р. Индигирки, что и предыдущий образец. Вниз по течению поверхность террасы снижается к выполненной осадками речной дайде, разрез которой снизу вверх следующий: алевроиты мощность 1,5 м, торф, мощность 1,0 м. Образец взят из средней части торфа и характеризует конечные фазы формирования лайды, а так же и высокой поймы р. Индигирки. Предполагаемый возраст — конец суббореального времени. Образец представлен под № 241.

38. Мо-229

4770±280

Древесина берёзы. Образец взят из разреза высокой поймы р. Б. Эрчи, на её левом берегу примерно в 50 км от устья. Высота террасы 4,0 м. Формирование этой террасы одновозрастно времени формирования нижней части высокой поймы р. Индигирки. Снизу вверх здесь вскрыты пески с максимальной мощностью 1,5 м, чередование тонких прослоев темно-бурого торфа и тёмно-серого алевроита мощностью 1,3 м. Образец взят в нижней части толщи (1 м над урезом воды), где найдены кора и небольшие стволы древовидной берёзы. Под этой толщей следует слой алевроитов, мощностью 0,4-0,5 м, и слой торфа, мощностью 0,4-0,5 м. Образец характеризует время климатического оптимума голоцена. Предполагаемый возраст — атлантическое время. Образец представлен под № 274.

39. Мо-230

3470±170

Древесина ольхи из того же разреза, что и Мо-229, из верхней части той же толщи, где встречены вертикально стоящие стволы древовидной ольхи. Образец характеризует конец формирования высокой поймы р. Б. Эрча. Предполагаемый возраст — атлантическое время. Образец представлен под № 275.

40. Мо-231

2285±160

Древесина лиственницы. Образец взят в разрезе I надпойменной террасы на правом берегу р. Индигирки в 14 км выше пос. Хайагыстах. Высота террасы 15 м. Образец взят на глубине 12 м, где встречены остатки древесной растительности. Предполагаемый возраст отложений — время последнего (зырянского) оледенения — конец верхнего плейстоцена. Образец представлен под № 293. Расхождение между полученной и предполагаемой датировками образца можно объяснить тем, что место взятия образца подвержено воздействию паводковых вод. По-видимому, вследствие этого в данное место разреза мог попасть плавник более молодого возраста, чем отложения террасы.

разреза и представлен геологом И.К. Ивановой (Комиссия по изучению четвертичного периода АН СССР).

29. Мо-35

960±100

Древесина из обнажения 234, левый берег р. Немана у дер. Липлюнай в 5 км выше г. Друскенинкай Литовской ССР. Здесь на уступе 12-13-метровой террасы обнаружен погребённый всячий торфяник (см. рис. 4). Верхний конец его расположен на высоте 7,0 м, а нижний на высоте 2,5-3,0 м над рекой. Торфяник сформировался во время более высокого стояния уровня грунтовых вод на данном участке левобережья р. Немана — в период формирования поймы высотой ~3 м — в позднесуббореальное или субатлантическое время, он не древнее 2000-3000 лет, а может быть и ещё моложе. Образец взят в октябре 1956 г. геологом Л.Н. Вознячуком и представлен под № Б-10.

30. Мо-36

Современный

Древесина, из того же обнажения, что и Мо-35. Образец взят с внешней стороны торфяника. Одновозрастна ли древесина с торфяником — сказать трудно. Представлен под № Б-11.

31. Мо-37

Современный

Древесный уголь. Обнажение 100, правый берег р. Немана, ниже г. Гродно, окраина дер. Пальница. Образец взят из культурного слоя неолитической стоянки, расположенной на высоте ~9-11 м над рекой. Здесь над I надпойменной террасой высотой 7-8 м над р. Неманом слегка поднимаются останцы II надпойменной террасы. Культурный слой представлен 3-4 пятнами скоплений древесного угля, обнажающихся в котлованах выдувания и залегающих над маломощным дюнным песком. Наряду с кремневыми изделиями бронзового века, здесь обнаружены обломки посуды железного века и серебряная монета Великого княжества Литовского. Таким образом, в данном отложении оказались захороненными остатки материальной культуры, имеющие возраст от 5000 до 300-400 лет до наших дней. Не исключено, что к древнему древесному углю здесь примешан совсем молодой. Образец представлен под № Б-12.

32. Мо-195

745±135

Древесина, морской плавник. Место взятия: Земля Франца-Иосифа, о. Гукера, мыс Данди (80°15' с. ш., 52°20' в. д.). Образец отломлен от конца древесного ствола, погребённого валунно-галечными отложениями ~30-метровой морской террасы. Галечники имеют ненарушенную морскую слоистость. Древесина, взятая в качестве образца, находилась на глубине 10-30 см от уровня дневной поверхности. Никаких признаков карбонатного загрязнения не наблюдалось, так как в разрезе коренных пород, слагающих Землю Франца-Иосифа, карбонатные породы отсутствуют. Загрязнения образца органическим веществом не приходится ожидать, так как на террасе и поблизости от неё всякая растительность отсутствует. По высоте террасы над ур. м. ~26 м и среднему темпу изостатического поднятия областей древних оледенений (0,5-1,0 м/100 лет) предполагаемый возраст считался 500-10000 лет. Образец взят в августе 1959 г. М.Г. Гросвальдом.

33. Мо-239

4775±115

Древесина, морской плавник. Место взятия: Земля Франца-Иосифа, о. Хейса, поверхность морской террасы, высота 10 м над ур. м. Образец залегает на поверхности террасы, частично занесён морскими песками. Карбонатное загрязнение, засорение органическим веществом и искусственный занос образца на террасу исключены. Предполагаемый возраст 4000-4500 лет. Образец взят в августе 1960 г. Л.С. Говорухой.

34. Мо-240

290 + 85

Древесина, морской плавник. Место взятия: Земля Франца-Иосифа, о. Хейса, поверхность морской террасы высотой 20 м над ур. м. Образец залегал на поверхности морской террасы. Карбонатное загрязнение и засорение органическим веществом исключены (см. опи-

41. Мо-232

8670±270

Древесина берёзы. Образец взят на правом берегу р. Индигирки в 6 км ниже совхоза Шаманово [18]. В данном месте на поверхности I надпойменной террасы имеется спущенная озёрная котловина, которая частично выполнена озёрными осадками. В основании этих отложений на глубине около 4 м найдены остатки древовидной берёзы. Образец характеризует начало климатического оптимума голоцена. Предполагаемый возраст — атлантическое время. Образец представлен под № 305.

42. Мо-245

6850±225

Древесина лиственницы. Образец взят из средней части тех же озёрных отложений, что и образец Мо-232, глубина ~2,3 м. Образец представлен под № 307.

43. Мо-233

7820±210

Древесина ольхи из основания толщи озёрно-аласных отложений, частично выполняющих термокарстовую западину на поверхности аллювиально-озёрной равнины Приморской низменности. Образец взят на правом берегу р. Берелеех (приток Индигирки), в 4 км ниже протоки Омук-Сээне с глубины 5,9 м. Предполагаемый возраст — климатический оптимум голоцена. Образец представлен под № 395.

44. Мо-234

7850±250

Древесина берёзы, там же; образец взят с глубины ~6,0 м. Предполагаемый возраст — климатический оптимум голоцена. Образец представлен под № 396.

Прочие образцы

В связи с возросшим интересом к истории Тунгусского метеорита было определено содержание C^{14} в древесине дерева (образец Мо-171), росшего в районе взрыва названного выше метеорита. По нашим определениям, количество радиоуглерода в этом образце дерева соответствует атмосферному содержанию C^{14} конца XIX начала XX в., т.е. равно естественному содержанию C^{14} в природе. Датирование образца Мо-169 характеризует деятельность вулкана Хангар на Камчатке и необходимо для детализации стратиграфии четвертичных отложений Камчатки [19].

45. Мо-171

Современный, $\Delta C^{14} = -7\%$

Древесина. Верхушка дерева (сухостой), погибшего в 1908 г. и оставшегося стоять до 1958 г. Образец (лиственница) взят К.П. Флоренским (Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР) из центральной части района поваленного леса в месте взрыва Тунгусского метеорита: хребет в верховьях ручья Чургима, левого притока р. Хушмо в бассейне Подкаменной Тунгуски, в 70 км к северу — сев.-зап. от пос. Вановара.

46. Мо-169

6460±135

Обугленная древесина, обломок ствола берёзы, превращенный в древесный уголь. Образец взят А.Е. Святловским (Лаборатория вулканологии АН СССР) летом 1948 г. в пемзовой террасе среднего течения р. Хейван в районе Срединного хребта Камчатки. Обломки обугленной древесины найдены среди рыхлых пемзовых отложений, выброшенных вулканом Хангар при образовании эксплозивного кратера на вершине молодого дацитового конуса Хангара. При образовании этого кратера раскаленные лавины, мчавшиеся по склонам вулкана, срывали деревья и погребали их в толщах несортированных пирокластических отложений у подножья вулкана. На основании предположения об образовании дацитового конуса Хангара в послеледниковое время предполагаемый возраст образца тоже послеледниковый.

Когда статья была подготовлена к печати появились новые сообщения об уточнении периода полураспада радиоуглерода [20, 21]. До сих пор все радиоуглеродные лаборатории при вычислении абсолютного возраста пользовались значением $T_{1/2} = 5568 \pm 30$. Это значение периода полураспада было принято и нами. Новые

значения периода полураспада 5760 ± 50 и 5780 ± 65 . Если принять новое значение в расчёт, то величины абсолютного возраста (A) и статистической ошибки (σA) несколько возрастут ($K_A 1,036$).

Авторы выражают благодарность всем товарищам, представившим свой материал для определений.

*Поступила в редакцию
3 февраля 1962 г.*

ЛИТЕРАТУРА

1. А.П. Виноградов, А.Л. Девирц, Э.И. Добкина, Н.Г. Маркова, Л.Г. Мартищенко, Геохимия, № 8, стр. 3, 1956.
2. Авторы те же. Геохимия, № 8, стр. 663, 1959.
3. Авторы те же. Определение абсолютного возраста по C^{14} при помощи пропорционального счётчика, Изд-во АН СССР, М., 1961.
4. E.A. Olson, W.S. Broecker. Trans. N. Y. Acad. Sci., ser. 11, 20, No. 7, 593, 1958.
5. С.П. Толстов, Сов. этнография, № 4, стр. 114, 1961.
6. В.К. Гуделис. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы, Варшава, 1961.
7. А.А. Сейбутис. Тр. АН Лит. ССР, серия Б, № 3 Вильнюс, 1962.
8. В.П. Гричук. Докл. АН СССР 137, № 2, 380, 1961.
9. Н.С. Чеботарева. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений сев.-зап. Русской равнины, Изд-во АН СССР, стр. 136, 1961.
10. М.И. Нейштадт. Вести. торф. дела, № 2, 1929.
11. Л.Р. Серебряный, А.Л. Девирц, Н.Г. Маркова. Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, № 27, 1962.
12. К.К. Марков. Очерки по географии четвертичного периода, Географгиз, 1955.
13. И.К. Иванова. Тр. комиссии по изучению четвертичного периода, № 15. стр. 215 Изд-во АН СССР, М., 1959.
14. Л.Н. Вознячук. Весці АН БССР, сер. фіз.-тэхн. навук., № 4, стр. 112, 1959.
15. М.Г. Гросвальд, А.Л. Девирц, Э.И. Добкина. Докл. АН СССР, 141, № 5, 1175, 1961.
16. Ю.А. Лаврушин, А.Л. Девирц, Р.Е. Гитерман, Н.Г. Маркова. Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, № 28, 1962.
17. А.И. Москвитин. Вюрмская эпоха неоплейстоцена Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, М., 1950.
18. Ю.А. Лаврушин. Перигляциальные явления на территории СССР, Изд-во МГУ, стр. 130, 1961.
19. Т.Ю. Маренина. Тр. лаборатории вулканологии, вып. 17, стр. 3, Изд-ва АН СССР, М., 1959.
20. W.S. Mann, W.F. Marlow, E.E. Hughes. Intern. J. Appl. Radiation a. Isotopes 11, № 2/3, 57, 1961.
21. D.E. Watt, D. Ramsden, H.W. Wilson. Intern. J. Appl. Radiation a. Isotopes, 11, № 2/3, 68, 1961.

DETERMINATION OF THE ABSOLUTE AGE ACCORDING TO C^{14} . CONTRIBUTION

*V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Academy of
Sciences, USSR, Moscow*

Results of an absolute age determination of samples from quaternary deposits of the south — western Baltic territory, from the Alleröd deposits of the Leningrad area, from river terraces of the centre of the European part of the USSR and Byelorussia, from river terraces of isles of the Franz Josef Land archipelago a. o. are given in the article. For the first time a determination of the absolute age of peat deposits in the Holocene was made

and the chronological sequence of the principal events of the Holocene at the north-east of the USSR was established. The determinations of geological samples according to radiocarbon are compared with data of spore — and pollen analysis. The dating of finds of the Khoresm archeological expedition in the Central Asia was continued.

Measurements of the C^{14} activity were carried out according to two counting gases: CO_2 and C_2H_6 . In the region of measurements new data for the background value for the proportional counter and the pure counting of recent carbon. The age range in a counter with a volume of 1 l at 2 atm of C_2H_6 is 34000 years (at 4 σ and 48 hours of counting).

ДАТИРОВАНИЕ ПО C^{14} *

Abstract — Resume — Аннотация — Resumen

Dating by C^{14} . This report summarizes the results of studies made with two assemblies for dating geological and archaeological objects with C^{14} .

The advantages and drawbacks of three ways of determining C^{14} activity in solid, liquid and gaseous substances are discussed.

Data are given of the chemical preparation and cleaning of the gaseous carbon compounds ethane, acetylene and carbon dioxide, and the calculation of their C^{14} activity.

The report assesses the mistakes that can be made in determining age by C^{14} , and gives data for geological and archaeological objects in the Soviet Union.

Evaluation de l'âge au moyen du carbone-14. Le mémoire expose brièvement les résultats de recherches effectuées dans deux installations sur l'évaluation, au moyen du carbone-14, de l'âge de spécimens géologiques et archéologiques.

L'auteur examine les avantages et les inconvénients de trois méthodes permettant de déterminer l'activité du carbone-14 dans les substances solides, liquides et gazeuses.

Il donne des renseignements sur la préparation chimique et la purification du carbone-14 et sur le comptage de son activité dans les composés gazeux du carbone: éthane, acétylène, acide carbonique.

Le mémoire évalue les erreurs possibles dans la détermination de l'âge au moyen du carbone-14 et fournit des renseignements sur des spécimens géologiques et archéologiques trouvés en URSS.

Датирование по C^{14} . В докладе кратко излагаются результаты исследований, проведённых на двух установках для датирования по C^{14} геологических и археологических объектов.

Рассматриваются преимущества и недостатки трёх способов определения активности C^{14} в твёрдом, жидком и газообразном материалах.

Приводятся данные по химической подготовке, очистке и счету активности C^{14} газообразных соединений углерода — этана, ацетилен, угольной кислоты.

В работе оцениваются возможные ошибки определения возраста по C^{14} и приводятся данные для геологических и археологических объектов СССР.

Determinacion de edades con carbono-14. En esta memoria se resumen los resultados de los estudios realizados con dos aparatos para determinar edades de objetos geológicos y arqueológicos mediante C^{14} .

* Radioisotopes in the physical sciences and industry: Proc. of the Conf. on the use of radioisotopes in the physical sciences and industry, Copenhagen, 6-17 Sept. 1960. Vienna, 1962. Vol. 1. P. 75-89.

Se examinan las ventajas e inconvenientes de tres métodos de determinación de la actividad del ^{14}C on sustancias sólidas, líquidas y gaseosas.

Se ofrecen datos sobre la preparación química y la purificación de los siguientes compuestos de carbono gaseosos: etano, acetileno y anhídrido carbónico. Se calcula la actividad del ^{14}C en dichos compuestos.

En la memoria se estudian los errores que pueden cometerse al determinar edades mediante ^{14}C y se indican datos correspondientes a objetos geológicas y arqueológicos encontrados en la Unión Soviética.

Радиоуглеродный метод в настоящее время широко используется для определения абсолютного возраста в четвертичной геологии, археологии, океанологии. Известны многочисленные данные, полученные во многих лабораториях.

В сообщении освещается метод датирования по C^{14} с помощью пропорционального счётчика, когда в качестве счётного газа были испытаны CO_2 и этан.

Применяемый метод описан в работе [1] и в более ранних статьях [2, 3].

Эталоны C^{14} . Как известно нормально исходя из данных по космическому фону (числа образующихся $\sim 0,1^2$ в атмосфере) в каждую секунду образуется ~ 2 атомов C^{14} на квадратный сантиметр поверхности Земли или $\sim 3,5 \cdot 10^{26} C^{14}$ в год, т.е. около 60-70 тонн C^{14} в так называемом обменном резервуаре Земли.

При этих расчётах мы принимаем активность $C^{14} = \sim 15$ расп./г. мин. Период полураспада 5568 ± 30 лет. Мне не хотелось бы дискутировать вопрос об отсутствии флуктуаций в образовании C^{14} (в связи, например, с нарушением интенсивности космического облучения Земли и т.п.). За относительно длительный период времени — например 100000 лет, имеется достаточно оснований (см. напр. данные по определению C^{14} в древесине деревьев 500 лет и больше возраста, или прекрасное совпадение дат по C^{14} и по данным на монетах и т.п. при археологических исследованиях для Египта, а так же наши, для Хорезма и т.д.) чтобы сегодня считаться с постоянством в образовании C^{14} за этот длительный период времени и тем самым иметь оправдание в смысле практического применения метода датирования по C^{14} .

Однако в настоящее время появились другие причины, которые значительно нарушают естественный процесс генерирования и равновесия по C^{14} в обменном резервуаре Земли.

Во 1-х эффект разбавления CO_2 атмосферы за счёт CO_2 образующейся в результате усиленного сжигания топлива, в связи с развитием индустриализации. По различным оценкам этот эффект не велик и, по-видимому, не превышает 1-2% снижения содержания C^{14} за счёт разбавления, т.е. это лежит в пределах наблюдаемых многовековых колебаний.

Значительно более серьёзным является добавление C^{14} в результате взрывов атомных и водородных бомб. По данным BROECKER [4] этот прирост примерно с 1953 года ежегодно составит +5%, а за последние 7-8 лет прирост C^{14} на 25-30%. Недавно TAUBER [5] по анализам злаков за последние 5 лет обнаружил прирост C^{14} почти в два раза больше чем считал BROECKER. Следовательно сегодня генерация C^{14} в результате взрывов примерно в 15 раз больше, чем естественным путём. Таким образом выбор современного эталона для C^{14} связан с рядом условий. Мы за образец с современным содержанием C^{14} выбрали дерево возраста около 30 л., срубленное в 1908 году в Сибири (берёза). Число распадов составляло 13,6/мин на 1 г. С.

Древним эталоном для C^{14} был выбран антрацитовый уголь из Донбасса. Практически фон счётчика является счётном древнего углерода.

Методы определения C^{14}

LIBBY [6] для возрастных определений предложил определить β -частицы природного C^{14} в твёрдом углероде — угле. Органическое вещество датируемого образца — например, дерево сжигалось до CO_2 , подвергалось очистке от вредных примесей и восстанавливалось Mg при t_0 900° до элементарного углерода (аморфный углерод) — сажа наносилась тонким слоем (20 мг/см²) на внутренней поверхности металлического цилиндра сеточностенного счётчика. Измерение β -частиц C^{14} осуществлялось на этом счётчике, работающем в гейгеровской области, для которой характерна независимость амплитуды импульса от ионизации. Для снижения фона от космических частиц — счётчик окружался кольцом защитных счётчиков Гейгера и помещался в стальной, тяжёлый экран: Импульсы от счётчика (и защитного кольца) усиливались (до 20 раз) и после преобразования поступали на схему антисовпадения. Этим методом у нас был сделан ряд определений [7] в 1952-54 г.г. Но этот метод имел ряд крупных недостатков. Подготовка образца также весьма сложна и велась открыто на воздухе, что могло вести к загрязнению. На угле легко сорбировались газообразные радиоактивные вещества и прежде всего Rn. Метод имел низкий эффективный счёт — считалось ~5% всех частиц.

В связи с усовершенствованием фотоумножителей появился метод счёта β -частиц C^{14} с помощью жидких сцинтилляционных счётчиков. Метод основан на свойствах определённых веществ, находящихся в растворе, преобразовывать часть поглощаемой ими энергии β -частиц C^{14} в видимый свет. Для этого необходимо углерод датируемого образца перевести в это определённое органическое соединение (сцинтиллятор) паротерфенил или др. полиарилы и т.п. и растворить в подходящем органическом растворителе, например, в бензоле и т.п. Метод весьма прецизионный, по-видимому, приобретёт значение для определения очень малых количеств C^{14} и тем расширит диапазон определения возрастов, но метод требует сложных химических синтезов, весьма длительных.

Наконец третьим методом является определение β - C^{14} в газообразной фазе. С этой целью были испытаны различные счётные газы — CO_2 , CH_4 , C_2H_2 , C_2H_6 . Наш опыт показал, что счёт β - C^{14} (эффективный счёт ~100%) в газе имеет значительные преимущества по сравнению с другими при определении возраста в пределах до 40000 лет и его техника легко унифицируется.

Дальнейшее расширение диапазона возрастной шкалы связано с созданием „бесфонового“ счётчика, над которым многие исследователи как и мы работают. В Таблице I приведены для сравнения данные по различным установкам, работающим газовым методам.

Счётные газы.

Мы работали с CO_2 и C_2H_6 и пробовали C_2H_2 . Наиболее простым казалось было использовать в качестве счётного газа CO_2 . Однако требовалась высокая очистка CO_2 от электроотрицательных примесей (которые вызвали ложные импульсы) O_2 (до 1:10⁶), Cl_2 (до 1:10⁷), H_2O и др. От Rn можно было освободиться путём выдержки подготовленного газа в течение 2-3 недель (4 - 5 периодов распада Rn). С этими примесями таким образом боролись либо путём схем гашения ложных импульсов [21], либо сложной химической обработкой.

Метан не представляет больших преимуществ по сравнению с CO_2 . Значительно более интересно было использовать молекулы углеродных соединений с содержанием двух и больше атомов. В сочетании с повышенным давлением газа в счётчике представляет огромный выигрыш для того же объёма и t_0 . Как известно при повышении давления газа (в пропорциональном счётчике) увеличение полезной скорости счёта не пропорционально увеличению фона, который растёт незначительно.

Таблица I.
СРАВНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ УСТАНОВОК, РАБОТАЮЩИХ ГАЗОВЫМ МЕТОДОМ

Автор	Тип счётчика	Раб. объем литр.	Газ	Давл. атм.	Экранирование	Фон имп/м	Совр. углерод имп/м	Максим. возраст 4 σ при счёте 48 час. годы	Показатель качества №/N _φ
De Vries [8]	Пропорц.	0,3	CO ₂	3	60 см. Fe+15 см парафина с бор-ной кислотой +10 см Fe; 3,2 см Pb	2,4	5,64	31000	3,6
		0,7	CO ₂	3		0,92	14,6	42000	15,2
		2,0	CO ₂	3		2,44	37	47000	24
Fergusson [9]	Пропорц.	6	CO ₂	3	20 см Fe; 2,5 см Hg	14	103	47000	28
		6	CO ₂	1		9,8	37,5	41000	12
Brannon [10]	Пропорц.	0,7	CO ₂	10	10 см Fe; 2,5 см Hg	13,5	45,2	41000	12
Nydal [11]	Пропорц.	2,5	CO ₂	4	Бомбоубеж. 20 см Fe	14,9	58	43000	15
Olsson [12]	Пропорц.	0,45	CO ₂	3	40 см Fe+ 15 см парафина с бор-ной кислотой+10 см Fe, 3 см Hg	0,98	9	38000	9,2
Burke [13]	Пропорц.		CH ₄	2	20 см Fe; 2,5 см Hg	2,6	7,5	33000	4,7
Diehorn [14]	Пропорц.		CH ₄	5	35 см Fe; 2,5 см Hg	13,6	30,7	38000	8,3
Suess [15, 10]	Пропорц.		C ₂ H ₂		21 см Fe; 1,5 см Hg	2,3	15,8	40000	10
Preston [17]	Пропорц.		C ₃ H ₂	0,895	21 см Fe; 1,25 см Hg	8,2	28,4	39000	9,9
Hautermans [18, 19]	Пропорц.	1,5	C ₂ H ₂	0,93		0,95	15,15	43000	15,9
			C ₂ H ₆	2,7		98	20	26000	2,0
Виноградов А.П. и др.	Пропорц.	0,9	CO ₂	2		8,9	9,5	27000	3,2
		0,9	C ₃ H ₆	2	23 см Fe; 2,5 см Hg	14,3	18,6	31000	4,9
		1,9	C ₂ H ₆	2		19,1	26,2	32000	6,0
		1,9	C ₃ H ₆	2	30 см Fe+15 см парафина с бор-ной кислотой+10 см Fe; 2,5 см Hg	15,6	26,2	33000	6,6
						9,3	9,9	27000	3,2

Поэтому мы работали в начале с C_2H_2 , но при объёмах в 2-3 литра и при давлении 3 и больше атмосферы это было небезопасно. Проще было использовать C_2H_6 , который обладает лучшим счётным свойством по сравнению с CO_2 . Был разработан метод получения этана через карбид кальция.

Подготовка образца к определению C^{14} и получение счётного газа

а) Этан

Для определения достаточно даже 2 г углерода. Уголь, торф, древесина и т.п. полностью сжигались в токе чистого O_2 , после предварительного выделения CO_2 из образцов (разложением с HCl) как это показано на схеме (рис. 1). CO_2 поглощалось раствором NH_3 (свободным от CO_2) и затем прибавлением $CaCl_2$ осаждался $CaCO_3$.

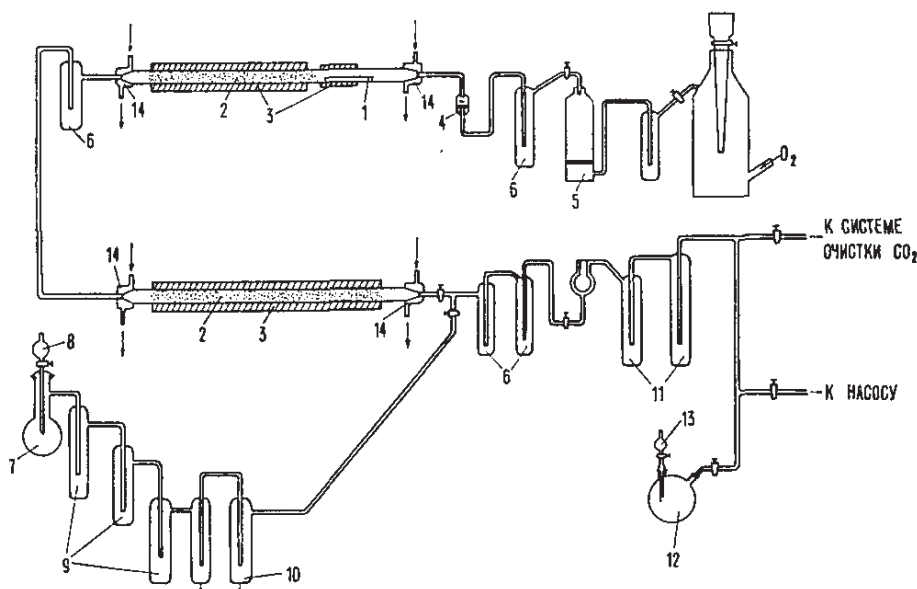


Рис. 1

Система сжигания, разложения и поглощения.

1 — Лодочка с образцом; 2 — Окислительные слои; 3 — Электроды; 4 — Предохранительный клапан; 5 — Слянка со щелочным раствором; 6 — Ловушка для вымораживания влаги; 7 — Калда для разложения карбоната; 8 — Делительная воронка с HCl ; 9 — Ловушка с раствором $AgNO_3$; 10 — Ловушка с H_2SO_4 ; 11 — Ловушка для замораживания CO_2 ; 12 — Колба с раствором NH_4OH ; 13 — Делительная воронка с раствором $CaCl_2$; 14 — Холодильник.

$CaCO_3$ с порошком Mg в металлической пробирке нагревали до t_0 800° . Образовавшийся CaC_2 разлагался, H_2O и ацетилен гидрировался. Этот процесс гидрирования заключается в многократном прохождении C_2H_2 и H_2 при помощи циркуляционного насоса под Ni -катализатором при комнатной температуре (рис 2).

Все операции были изолированы от воздуха. Перевод газов CO_2 , C_2H_2 и C_2H_6 из одного реактора в другой, а также в счётчик совершался путём конденсаций этих газов путём замораживания жидким азотом и последовательным размораживанием. Дистиллированную воду следует готовить из воды артезианских скважин. Компрессированный водород должен быть исследован на отсутствие следов T .

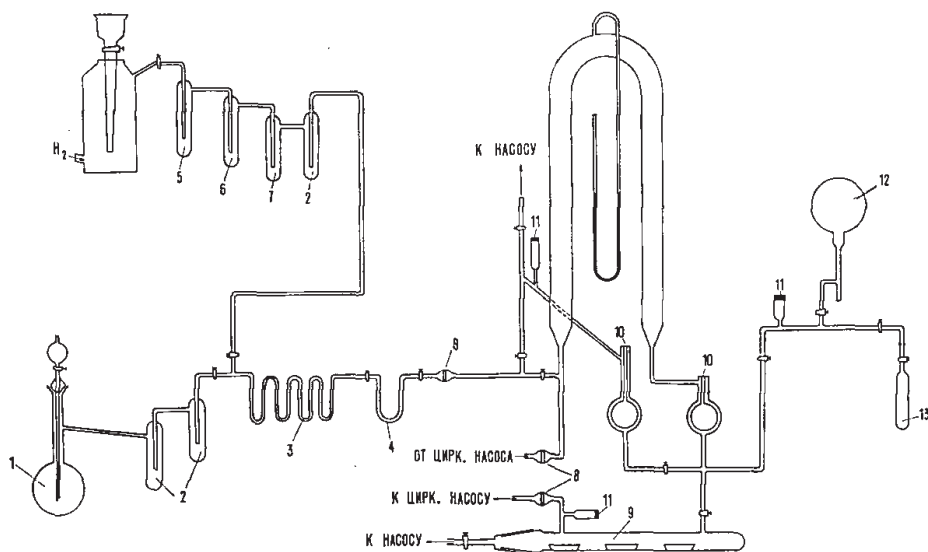


Рис. 2

Установка для получения этана.

1 — Колба с карбидом; 2 — Ловушка для вымораживания влаги; 3 — Многоколенчатая ловушка для улавливания тумана; 4 — U-образная трубка с P_2O_5 ; 5 — Ловушка с раствором пирогаллола; 6 — Ловушка с раствором $KMnO_4$; 7 — Ловушка с H_2SO_4 ; 8 — Пористый фильтр; 9 — Реактор; 10 — Ловушка для замораживания C_2H_2 и C_2H_6 ; 11 — Термопарная лампа ПТ-2; 12 — Шар для сбора этана; 13 — Съёмная пробирка для передачи в систему наполнения счётчика.

б) CO_2

В этом случае образец также освобождается предварительно от CO_2 , сжигается в токе чистого O_2 . Затем CO_2 для очистки от примесей поглощается CaO при t_0 700–800°, а далее при t_0 разложения $CaCO_3 \sim 1000^\circ C$ CO_2 освобождается. Путём замораживания и откачки примесей в вакууме CO_2 переводится наконец таким же путём в пропорциональный счётчик. Очистка путём конденсации газа и откачки (и замораживание в свою очередь примесей) — наиболее ответственна (рис. 3).

Обычно мы выдерживали газы до счёта ~2-3 недель, чтобы распался Rn. В процессе подготовки счётного газа велась проверка при помощи определения C^{12}/C^{13} масс-спектральным путём на отсутствие фракционирования изотопов (рис. 4).

Пропорциональный счётчик

Вид его дан на рис. 6. Материалы, которые были использованы для счётчиков, были выбраны с наименьшими радиоактивными загрязнениями. Счётчики изготовлены были из нержавеющей стали — трубы длиной 340 мм (катод). Объёмы счётчиков были от 0,6 до 2 литров (рис. 5).

Анодом служила натянутая вольфрамовая нить — 0,028 мм. Торцы счётчика были из изоляционного материала фторпласт-4. Для лучшей герметизации счётчика по окружности торцов имелись болты. В центре торцов укреплены штуцера. Они же являются охранными кольцами для анода. Счётчик имеет кран (соединённый со штуцером) для вакуумирования или наполнения счётчика счётным газом. Были испытаны счётчики того же типа — разного объёма. Счётчики перед работой

тщательно чистились. В табл. 2 приведены в качестве примера результаты их испытания.

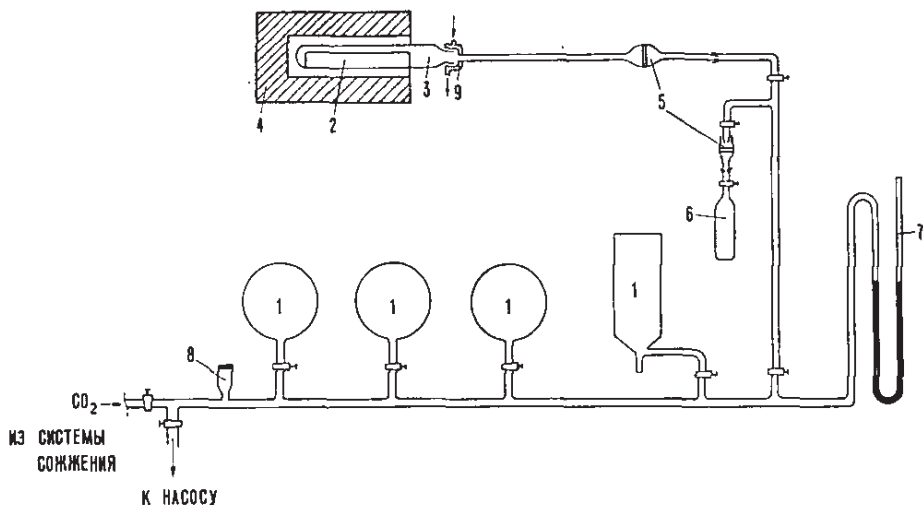


Рис. 3
Система очистки CO .

1 — Сосуды хранения CO_2 ; 2 — Трубка с CaO ; 3 — Кварцевая труба; 4 — Электродпечь; 5 — Пористый фильм; 6 — Съёмная пробирка; 7 — Манометр; 8 — Термопарная лампа ПТ- 2; 9 — Холодильник.

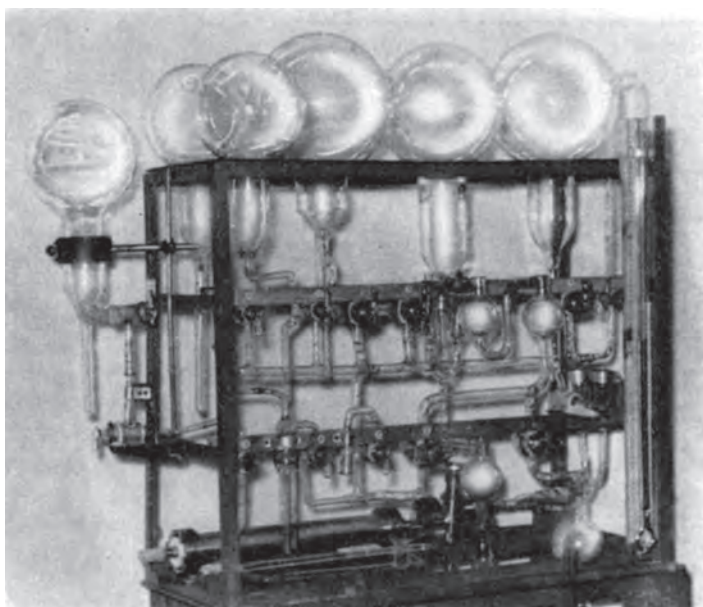


Рис. 4
Наполнение счётчика счётным газом.

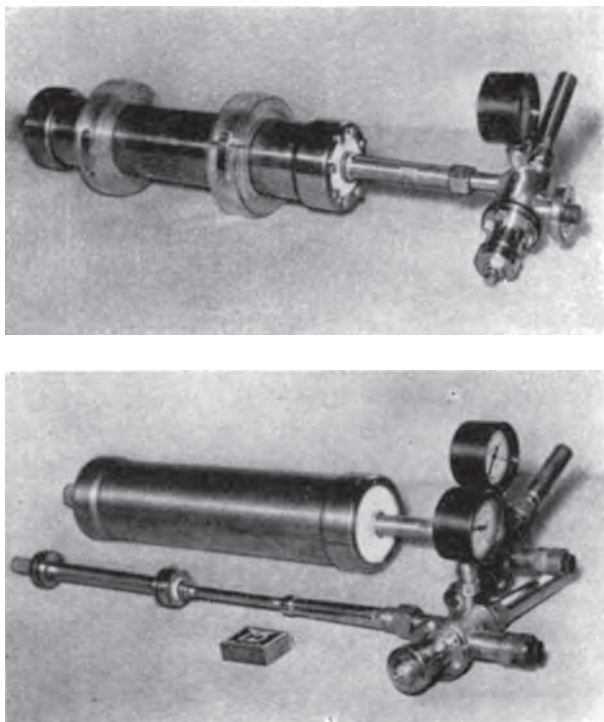


Рис. 5а и б
Вид пропорционального счётчика.

Таблица II.

Счётчик	Газ	Рабочий объём в литрах	Давление в атм	Длина счётчика в мм	Чистый счёт № имп/мин	Фон Nф имп/мин	Показатель качества №/√Nф
1	CO ₂	0,85	2	450	9,5	8,9	3,2
2	C ₂ H ₆	0,9	2	450	18,6	14,3	4,9
3	C ₂ H ₆	1,9	2	350	26,2	19,1	6
4	CO ₂	0,5	2	425	5,6	6,7	2,2
5	CO ₂	1,2	2	350	—	14,5	—

Экранирование счётчика

Оно составлялось из стального и ртутного экранов и кольца защитных счётчиков. Экран из мягкой стали (Ст. - 3) защищает от γ -лучей и мягкой компоненты космических лучей. Он слагался из плит толщиной в 20 и 25 мм. Толщина основания 235 мм, стенки 250 мм и крыша 340 мм. Размер камеры 500 × 800 × 896 мм. Они установлены на бетонном фундаменте (рис. 6).

Мы имели две подобные камеры.

Для снижения нейтронной компоненты фона в одной из камер дополнительно были установлены блоки парафина, спрессованного с борной кислотой (75% парафина и 25% борной кислоты).

Для защиты от γ -излучения самого стального экрана был сделан ртутный экран (рис. 7). Толщина ртутного слоя, окружающего счётчик, 24 мм. Наконеч для исключения счета космических частиц использовалось кольцо счётчиков Гейгера вокруг пропорционального счётчика (на ртутном экране), включённые с ним по схеме анτισовпадения.

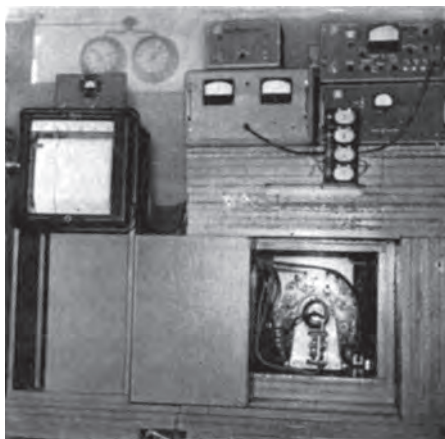


Рис. 6
Общий вид установки для счёта β -частиц C^{14} .

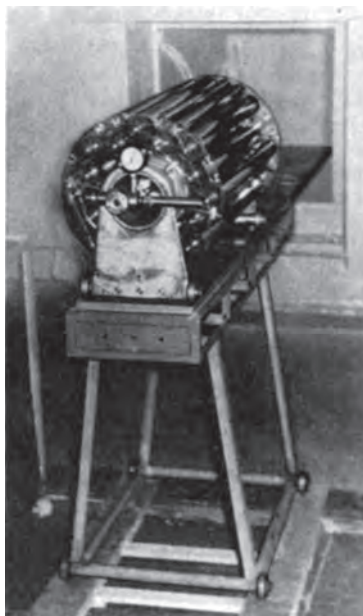


Рис. 7
Вид счётчика, ртутного экрана и кольца защитных счётчиков.

Измерение C^{14}

Ниже приводится блок-схема счётной аппаратуры (Рис. 8), которую мы не описываем здесь, а все сведения о ней можно почерпнуть из названной мною выше работы [1]. Импульсы от пропорционального счётчика усиливаются предусилителем, затем усилителем, анализируются по амплитудам в одноканальном анализаторе и формируются в прямоугольные импульсы.

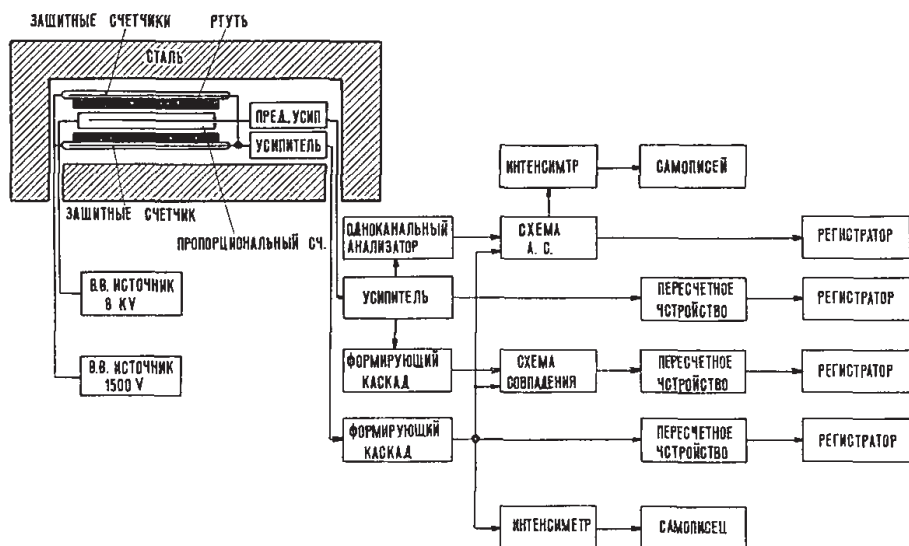


Рис. 8

Блок-схема счётной аппаратуры.

Последние поступают на схемы совпадений и антисовпадений. С импульсами идущими от кольца защитных счётчиков повторяется тоже. Регистрация импульсов ведётся по четырём каналам:

- а) Счёт антисовпадений между пропорциональным счётчиком и кольцом защитных счётчиков.
- б) Интегральный счёт пропорционального счётчика.
- в) Счёт совпадений между пропорциональным счётчиком и кольцом защитных счётчиков.
- г) Счёт импульсов кольца защитных счётчиков.

Электронная аппаратура — усилитель импульсов, специальный амплитудный анализатор импульсов для счёта и слабых активностей, защитные счётчики (со схемой гашения), а также высоковольтный источник питания пропорционального счётчика был смонтирован из деталей выпускаемых промышленностью и подвергались длительному испытанию, в смысле хорошей стабилизации работы двух установок. Обе установки работали круглосуточно и результаты счёта могли быть записаны самописцами (ЭПП-09). Работа пропорционального счётчика достаточно хорошо описана в литературе. Напомню некоторые основные положения. Когда напряжение на счётчике превышает значение, при котором начинается образование вторичных электронов соударения, то величина импульса на аноде будет расти, т.к. при столкновении образуются добавочные ионы. Напряжённость поля dv/dr создаёт условия для ионизации из-за столкновений вблизи нити счётчика. Накопление иони-

зации приводит к образованию „лавин“ электронов. Если на своём пути к нити каждый электрон при соударении с молекулами газа создаст A пар ионов, то величина импульса напряжения в вольтах на нити определяется уравнением

$$\Delta V = 1,6 \cdot 10^{-7} (An/C),$$

где n — число первичных электронов, и

C — ёмкость в μF .

Величина A называется коэффициентом газового усиления и может изменяться от $A = 1$ до 10^4 и более в зависимости от рода газа, от напряжения, геометрических и др. факторов счётчика. Если A остаётся постоянным, то счётчик даёт импульсы ΔV , величины которого пропорциональны числу ионов, образованных при первичной ионизации. Область напряжений, в которой A постоянно, называется пропорциональной областью, а счётчик, работающий в этой области, называется пропорциональным.

На рис. 9 показан счёт C^{14} с экраном и без него.

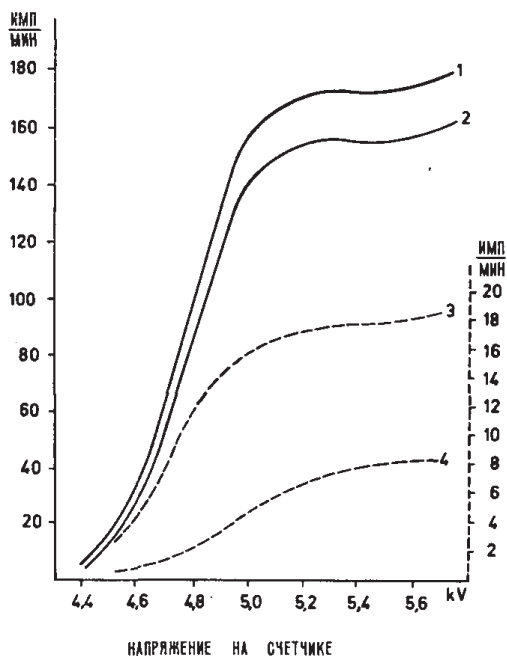


Рис. 9

Характеристики пропорционального счётчика (для CO_2).

- 1 — Космические частицы + бета-частицы от C^{14} ; 2 — Космические частицы;
3 — остаточный фон + бета-частицы от C^{14} ; 4 — остаточный фон.

На кривых видны горизонтальные участки, так называемые плато. Из-за ложных импульсов плато может уменьшиться в длине и увеличивать наклон. Определение C^{14} производилось по сравнению с современным эталоном.

При работе с этаном в качестве счётного газа можно было повторить счёт через несколько месяцев и при этом характеристика счётчика полностью воспроизводилась.

Были проанализированы источники ошибок при счёте B^- C^{14} . Они складывались из статистической ошибки (при измерениях в течение 48 часов), нестабильности

электронной аппаратуры ошибок при наполнении счётчика и др. и в общем составили ~1%. Основной вклад вносит статистическая ошибка счёта. Результаты рассчитывались по формуле:

$$\frac{\text{Возраст}}{\text{в годах}} = (T^{1/2} \ln 2) \ln \frac{N_0}{N_t} = T \ln \frac{N_0}{N_t} = 8033 \ln \frac{N_0}{N_t},$$

где N_0 = среднее арифметическое значение скорости счёта в имп/мин соврем. C^{14} (по 3 и больше измерениям).

N_0 = средняя скорость счёта образца в имп/мин (2—3 измерен).

Некоторые результаты

Ниже приводятся некоторые результаты полученные на двух установках для определения возраста по C^{14} .

Интересно сравнить некоторые параллельные определения, полученные по разным методам или по разным счётным газам, например:

Таблица III.

№№ п/п	Обознач. образцов	Описание образцов	Возраст в годах	Счётный газ
9	Мо 3	Древесина ископаем. дерева (Salix) из мамонтового горизонта Сев. б. Таймырского озера	11700 ± 300	C_2H_6
		Тоже (остатки мамонта, шерсть)	12000	Твёрдый углерод
2	Мо 46	Торф и древесина из пласта Клайпедск. р. Литовской ССР	6100 ± 230	C_2H_6
		Тоже	6000 ± 300	CO_2
3	Мо 141	Торф, Левый берег р. Вилюй, Якутия	> 30000	C_2H_6
		Тоже	24800	CO_2
13	Мо 91	Уголь. Хорезмские раскопки	1780 ± 180	CO_2
		Тоже	1950 ± 180	CO_2

Из таблицы видны хорошие совпадения данных полученных на разных установках с разным счётным газом.

Таблица IV.

№№ п/п.	Наимено- вание образца	Описание материалов	Возраст в годах	Счётный газ	Предполагаемый возраст
1	Мо-34	Образец древесины, БССР, дер. Гожа, правый берег, р. Неман, обнажение № 76 по сборам 1956 г. Западного геолог. упр. Представлен Л.Н. Вознячуком за № Б-9	8500 ± 300	CO_2	По геологическим данным 18-20 тыс. или более 100000 лет

Таблица IV (продолжение)

№.№ п/п.	Наимено- вание образца	Описание материалов	Возраст в годах	Счётный газ	Предполагаемый возраст
2	Мо-46	Образец торфа с древесиной. Литовская ССР, Клайпедский район, пос Пурмалей. Образец взят из пласта мощностью 0,4-0,6 м. на глубине 15 см. Представлен Гуделисом В.К. за №2 (Ин-т геологии и географии АН Литовской ССР)	6100±230 6000±300	C ₂ H ₆ CO ₂	
3	Мо-6	Образец древесины. Ярославская обл. Образец взят из обнажения на правом берегу р. Долгополки в 3 км на восток-северо-восток от г. Тутаево. Представлен кафедрой геологии Ярославского пединститута	>30000	C ₂ H ₆	Из межморенных отложений озерно-болотного типа, относится к середине последней межледниково-й эпохи
4	Мо-137	Образец древесины. Якутия. Левый берег р. Виллой, 1 км ниже устья р. Бырыкан. Образец взят с глубины 2,5 м от поверхности из отложения высокой поймы, образовавшейся частично во время термического оптимума в голоцене. Обнаружение №4, сбор 1955 г. А.В. Трофимова. Представлен М.А. Алексеевым за №423	1920± 120	C ₂ H ₆	2-10 тыс. лет.
5	Мо-138	Образец древесины. Якутия, левый берег р. Виллой, в 5 км. выше пристани Ланхолах. Обнажение №10, сбор 1955 г. Представлен М.Н. Алексеевым за № 441	>30000	C ₂ H ₆	12-30 т. лет
6	Мо-139	Образец древесины из гумусированного горизонта. Якутия, левый берег р. Виллой в 4 км к северо- западу от устья р Тангнары. Обнажение №3. Сбор 1955 г. Представлен М.Н. Алексеевым за №420	>30000	C ₂ H ₆	12-30 т. лет
7	Мо-140	Обломок дерева и торфа из суглинков. Якутия, левый берег р. Виллой в 5 км к северу от устья р. Тангнары. Сбор 1953 г. Характер осадка указывает на усиление континентальности климата. Представлен М.Н. Алексеевым за №125	>30000	C ₂ H ₆	Конец О
8	Мо-141	Торф из озёрных суглинков, смятых криотурбациями. Якутия, левый берег р. Виллой, образец взят с глубины 10 м в 13 км ниже устья р. Чебыды. Сбор 1953 г. Представлен М.Н. Алексеевым за №219	>30000 24800	C ₂ H ₆ CO ₂	Конец верхнего плейстоцена. Соответствует примерно последней Сартанской стадии оледенения
9	Мо-3	Древесина ископаемого дерева, ива. Из мамонтового горизонта, северный берег Таймырского озера, раскопки 1949 г. Представлен Б.А. Тихомировым	11700±300	C ₂ H ₆	Около 12000 лет.

Таблица IV (окончание)

№№ п/п.	Наимено- вание образца	Описание материалов	Возраст в годах	Счётный газ	Предполагаемый возраст
10	Мо-4	Образец древесины. Район Игарки. Слой вечно-мерзлой породы с глубины 6,5 м от поверхности. Представлен А.М. Пчелинцевым (ин-т мерзлотоведения им Обручева АН СССР)	>24800	CO ₂	3-5 тыс. лет.
11	Мо-1	Древесина ископаемого дерева из стоянки „6-й разрез“ на Горбуновском торфянике близ Тагила. Раскопки 1949 г. Представлен Б.А. Рыбаковым.	4360±200	C ₂ H ₆	Конец III тысячелетия до н.э.
12	Мо-2	Ископаемое дерево из стоянки „Стрелка“ на Горбуновском торфянике близ Тагила. Представлен Б.А. Рыбаковым.	4800±200	C ₂ H ₆	Конец III тысячелетия до н.э.
13	Мо-91	Образец угля. Раскопки Хорезмской экспедиции (Кара-Калпакская АССР). Канга-Кала, центральное здание, помещение №1. Взят в 1955 г. Представлен С.П. Толстовым.	1780±180	CO ₂	IV- в. н.э.
14	Мо-96	Образец угля. Раскопки Хорезмской экспедиции. Кой- Крылган-Кала, восточный сектор, помещение № 13-В. Яма №7. Взят в 1955 г. Представлен С.П. Толстовым.	2100± 180	CO ₂	IV-II в. до н.э.
15	Мо-100	Образец угля. Раскопки Хорезмской экспедиции. Калады-Гор, башня 15 у входа в топку большой (нижней) обжигательной камеры. Взят в 1953 г. Представлен С.П. Толстовым.	1 780± 180	CO ₂	II-III в. н. э.
16	Мо-129	Часть обгорелого бревна из слоя пемзы древнего извержения вулкана Шивелуча, ниже морены последнего оледенения. Камчатка. Взят в 1955 г. Представлен Горшковым Г.С. за № 738.	1 500± 170	CO ₂	10-12 тыс. лет
17	Мо-130	Уголь из очага стоянки древних камчадалов. Образец взят с глубины 2,7 м. Отложения перекрыты несколькими слоями пепла и песка гигантских извержений вулкана Шивелуча. Сбор 1955 г. Представлен Горшковым Г.С. № 744.	3 100±200	CO ₂	1000 лет

Таким образом, в заключение можно сказать, что метод счёта $\beta^- C^{14}$ с помощью счётных газов CO₂ и C₂H₆ может быть широко и надёжно использован для определения абсолютного возраста геологических и археологических образцов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П., Девирц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г. и Мартищенко, Л.Г., Определение абсолютного возраста по C^{14} с помощью пропорционального счётчика, Изд. АН СССР (1960).
2. Те же Геохимия, **8** (1956) 3.
3. Те же Геохимия **8** (1959) 663.
4. Broecker, W.S. and Walton, A., Science **130** (1959) 309.
5. Tauber, H., Science **131** (1960) 921.
6. Libby, W.F., "Radiocarbon Dating", Univ. Chem. Press (1952).
7. Виноградов, А.П., Вестник АН СССР, **5** (1954) 33.
8. De Vries, N.I., Nuclear Physics **3** (1957) 65.
9. Fergusson, G.I., Nucleonics **13** (1955) 18.
10. Brannon, H.R., Tasgart, M.S. and Williams, M., Rev. Sci. Instr., **26** (1955) 269.
11. Nydal, R. and Sigmond, R.S., Appl. Sci. Res. **B. 6** (1957) 393.
12. Olsson, I., Arkiv. für Physik **13** (1958) 37.
13. Burke, W.H. and Meinshein, W.C., Phys. Rev. **23** (1954) 915.
14. Diethorn, W.A., "Methane Proportional Counter System for Natural Radiocarbon Measurements", Carnegie Inst. (1956).
15. Suess, H.E., Science **122** (1955) 415. [16]
16. Тот же, Science **120** (1954) 5
17. Preston, R.S., Person, E.P. and Dolkey, E.S., Science **122** (1955) 954.
18. Houtermans, F.G. and Oeschgar, H., Helv. Phys. Acta **28** (1955) 464.
19. Те же Helv. Phys. Acta **31** (1958) 117.
20. Falting, N., Naturwissenschaft **39** (1952) 378.
21. Noscicki, W., Acta Phys. Polon, **12** (1953) 238.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИЦЫ ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВОГО ВРЕМЕНИ ПО C^{14} И ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА*

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского
и Институт географии АН СССР, Москва

Установление хронологических рубежей, отделяющих ледниковые эпохи от межледниковых, имеет большое значение при решении ряда вопросов палеогеографии и стратиграфии четвертичного периода. Особый интерес представляет выделение и датировка в толще четвертичных осадков горизонта, маркирующего окончание позднеледниковья и переход к послеледниковому времени. При решении этой проблемы большинство исследователей исходило из предпосылки о том, что последняя ледниковая эпоха завершилась коренным изменением физико-географической обстановки в большинстве районов Европы. Так, Марков [1] связывает окончание валдайского оледенения с началом непрерывного отступления ледника от внутренней (третьей) конечноморенной гряды Сальпаусселькя в Финляндии, осолонением Балтийского моря и переходом человеческого общества от палеолита к неолиту. Чутким индикатором изменения физико-географических условий явился растительный покров, из состава которого стали исчезать гляциальные элементы.

* Геохимия. 1963, № 11. С. 971-981. Соавторы: А.Л. Девирц, Н.Г. Маркова, Н.А. Хотинский.

Перелом в истории развития северо-европейского ледникового щита, соответствующий окончанию последней ледниковой эпохи, по мнению большинства исследователей, произошёл примерно 10 000 лет назад*. При определении возраста до настоящего времени базировались, в основном, на абсолютных датировках, полученных в результате подсчёта годовых слоёв ленточных глин (геохронологический метод И.Д. Геера). Однако этот метод, связанный с редко встречающимися осадками, формировавшимися в строго локальных условиях, не всегда мог быть использован, поскольку пространственный диапазон его применения был сильно ограничен.

В последние годы в связи с возможностью определения возраста органических осадков по C^{14} возникла прочная основа для создания абсолютной хронологической шкалы верхних отрезков четвертичного периода и уточнения наших представлений о хронологии поздне- и послеледниковых времен. Особенно ценные выводы были получены в результате увязки данных радиоуглеродного метода с материалами спорово-пыльцевого анализа. Исследования, основанные на этих двух методах, позволили провести широкие палеогеографические реконструкции и корреляции событий, связанных с окончанием последнего оледенения и переходом к послеледниковому времени.

Было установлено, в частности, что в западных районах Центральной Европы позднеледниковое время завершилось $10\,300 \pm 350$ лет назад. Радиоуглеродные датировки этого рубежа были получены в Дании [4] и Англии [5].

На спорово-пыльцевых диаграммах большинства районов Центральной Европы этому времени соответствует уровень, ниже которого в отложениях позднеледниковья господствует или играет большую роль пыльца травянистых растений. Выше уровня преобладают пыльцевые спектры лесного типа. Кривая пыльцы берёзы образует здесь характерный максимум, относящийся уже к послеледниковому времени. В системах зонального деления диаграмм поздне- и послеледниковых времен, разработанных для различных стран, выделенная граница проходит между III и IV зонами Фирбаса, Иверсена, Йессена, X и IX зонами Нильссона [6], IV и V зонами Овербека [2] или соответственно между 11 и 10 зонами Нейштадта [3] (табл. 1)**.

По окончании позднеледниковых времен в растительном покрове бывших перигляциальных районов Западной Европы произошёл переход от почти безлесных ландшафтов верхнего дриаса (заклучительной фазы последнего оледенения) к широкому распространению лесных формаций. Уже в начале послеледниковых времен (предбореальном периоде) берёзовые и отчасти сосновые леса заняли доминирующее положение в большинстве районов Центральной Европы [7]. Было замечено, что выделенная на диаграммах граница, соответствующая началу послеледниковых времен является в целом синхронной для большинства областей, поскольку облесение территорий происходило не в результате длительных миграционных процессов, а за счёт быстрого распространения лесных формаций из местных, позднеледниковых рефугиумов [8].

Резкий перелом в ходе развития растительного покрова, связанный с деградацией ледникового щита в Скандинавии, можно рассматривать как общую закономерность, которая должна была проявиться не только в западных, но и в восточных районах Европы. Это подтверждается в настоящее время данными спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного метода, полученными в центральных районах Русской равнины.

* В качестве рубежа между поздне- и послеледниковым временем мы, в соответствии с Йессеном, Нильссоном и др. [2], принимаем начало финигляциальной фазы отступления ледника. В то же время рядом авторов поздне- и послеледниковое время объединяется под общим термином — голоцен, нижняя граница которого разными исследователями понимается по-разному [3].

** Схема составлена М.И. Нейштадтом и Н.А. Хотинским.

Таблица 1
Схема хронологии голоцена

Периоды голоцена	Время (лет назад)	СССР Центральные районы Русской равнины по Нейштадту	Радиоуглеродные датировки по району оз. Сомино		Швеция по Нильсону	Дания по Йессену	Средняя часть Западной Европы		Периоды	
		зоны					по Фирбасу	по Овербеку		
Поздний голоцен (Н1 ₄)	1000	1 2		Последнее время	I	IX	X	XII	Субатлантический	
	2000	3			II		IX	XI		
	3000	4			III	VIII	VIII	X	Суббореальный	
Средний голоцен (Н1 ₃)	4000	5			IV			IX		
	5000	6			V	в VII а	VII	IX	Атлантический	
	6000				VI		VI			в VIII а
	7000				7					
Ранний голоцен (Н1 ₂)	8000	8			9430 ± 300	VII	VI	V	VII	Бореальный
	9000	9			9560 ± 345	VIII	V		VI	
	10000	10			9780 ± 315	IX	IV	IV	V	Предбореальный
				9890 ± 300						
Древний голоцен (Н1 ₁)	11000	11	10260 ± 330	Позднее время	XDR-3	III	III	IV	Верхний дриас	
	12000	12			XI AL	II	II	III	Аллерёд	
					DR-2	Ic	Ic	II	Средний дриас	
	13000				BÖ	Iв	Iв		Бёллинг	
	14000					DR-1	Ia	Ia	I	Нижний дриас

Более древние осадки были вскрыты скважиной 86, которая на глубине от 17 до 22 м обнаружила погребённые сапропеля, подстилаемые песками. Составленная по материалам этого разреза спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 2, нижняя диаграмм-

ма) является как бы продолжением предыдущей*. Основанием для этого могут служить радиоуглеродные датировки, полученные по двум разрезам (табл. 2), и значительное сходство спорово-пыльцевых спектров в примыкающих частях диаграмм.

Таблица 2

№ скважины	Индекс лаборатории 12	Глубина, м	Абсолютный возраст	Сопоставление полученных датировок с западноевропейской хронологической шкалой
10	Мо-259	36,0-37,0	9560±345	Предбореальный период
10	Мо-262	38,0-38,5	9780±315	» »
10	Мо-264	39,0-39,5	9890±300	» »
86	Мо-266	17,05-17,45	9430±300	» »
86	Мо-268	18,5-19,5	10 260±330	Граница между поздне- и послеледниковым временем
86	Мо-271	21,0-22,0	10 535±330	Верхний дриас

Абсолютный возраст образцов определялся при помощи пропорционального счётчика, наполняемого углекислотой, как это уже описывалось нами ранее [10, 11]. 5-10 г сапропеля после предварительной обработки сжигалось в токе кислорода до углекислоты, которая затем подвергалась очистке над окисью кальция. CO_2 вводилась в счётчик объёмом около 1 л до давления ~2 атм, что соответствовало ~ 1 г углерода. Чистый счёт современного углерода и фон счётчика при этом были равны соответственно 10,1 и 6,6 имп/мин.

Описание образцов (Мо-259, 262, 264, 266, 268, 271) дано нами так же в сообщении 4 [12].

Сопоставляя полученные датировки с абсолютной хронологической шкалой, принятой в Западной Европе (табл. 1), легко видеть, что большинство их относится к предбореальному периоду, когда происходило накопление верхних горизонтов погребённых сапропелей (Мо-266) и нижних слоёв 40-метровой озёрной толщи (Мо-259, Мо-262, Мо-264). Таким образом, в предбореальных частях обе диаграммы, как бы перекрывают друг друга, что позволяет связать их в единое целое. Особое значение имеет датировка образца из скважины 86 с глубины 18,5-19,5 м (Мо-268). Абсолютный возраст этого горизонта (10 260±330) хорошо совпадает с датировкой контакта поздне- и послеледниковых отложений в Дании и Англии (10 300 лет). Наконец, радиоуглеродная датировка нижнего горизонта погребённых сапропелей (Мо-271) показывает, что их формирование происходило в заключительную фазу поздне- ледникового времени (верхнем дриасе).

Располагая радиоуглеродными данными, можно теперь на основе палеоботанических материалов попытаться проследить за ходом развития растительности центральных районов Русской равнины и установить насколько он соответствует тем

* Обе диаграммы составлены по методу Л. Поста несколько модифицированному Нильссоном [6]. При этом за основную расчётную сумму принимается суммарное количество пыльцы древесных пород (исключая орешник). Процентное содержание недревесной пыльцы и спор вычисляется по отношению к этой сумме.

изменениям, которые отмечались в растительном покрове Западной Европы в связи с окончанием ледниковой эпохи. В этом отношении особый интерес приобретает спорово-пыльцевая диаграмма погребённых сапропелей, где на глубине 19 м можно провести уровень, соответствующий началу послеледникового времени.

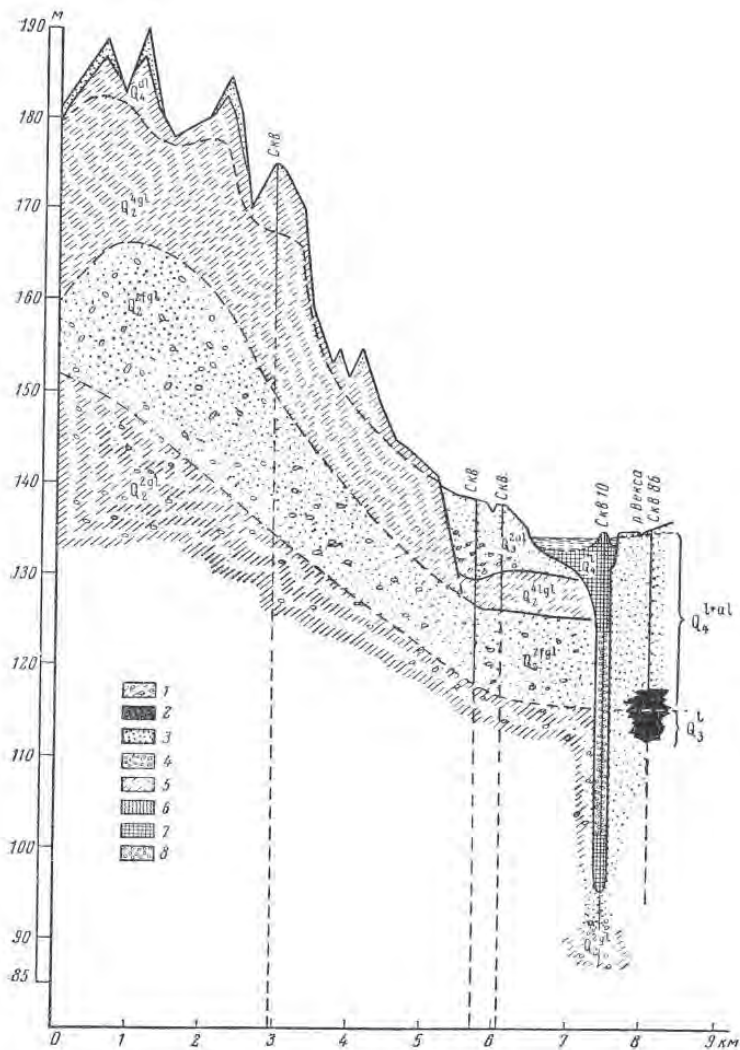


Рис. 1. Профиль через озеро Сомино (составлен по материалам экспедиции Гидропроекта)
 1 – суглинок грубый с галькой, 2 – сапропель (погребённый), 3 – песок, 4 – галька и валуны, 5 – суглинок средний, 6 – тростниковый торф; 7 – тонко, детритовый сапропель, 8 – диатомовый сапропель, Q_4^I – озёрные отложения послеледникового времени, Q_3^{2al} отложения первой надпойменной террасы; Q_2^{4lgl} – озерно-ледниковые отложения заключительной фазы московского оледенения, Q_2^{4gl} – морена московского ледникового времени, Q_2^{2lgl} – флювиогляциальные отложения днепровского ледникового времени, Q_2^{2gl} морена днепровского ледникового времени.

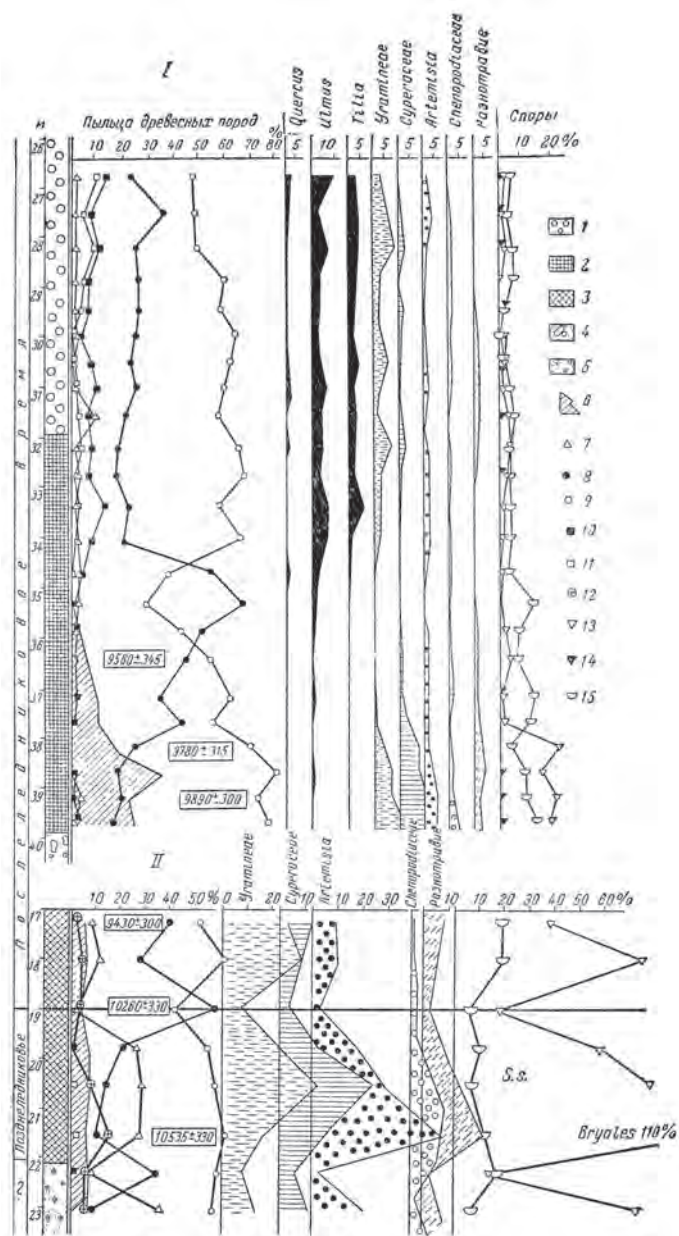


Рис. 2. I — спорово-пыльцевая диаграмма нижней половины озёрных отложений воронки оз. Сомино (скважина 10); II — спорово-пыльцевая диаграмма погребённых сапропелей (скважина 86)

1 — диатомовый сапропель, 2 — тонкодетритовый сапропель, 3 — сапропель (погребённый), 4 — песчано-галечная толща, 5 — пески с растительными остатками, 6 — кривая пыльцы кустарниковых видов берёз, 7 — ель, 8 — сосна, 9 — берёза, 10 — широколиственные породы, 11 — ольха, 12 — ива, 13 — зелёные мхи, 14 — сфагновые мхи; 15 — папоротники. Сокращения на диаграмме: S. s. — *Selaginella selaginoides*

Ниже этого уровня (до глубины 22 м) выделяется типичный для позднеледниковых осадков состав спорово-пыльцевых спектров. Кривые пыльцы травянистых растений образуют здесь чётко выраженные максимумы. В большом количестве встречается пыльца злаков (Gramineae), осок (Cyperaceae), особенно характерно высокое содержание пыльцы полыней (Artemisia), а также маревых (Chenopodiaceae) и разнотравия. Сумма пыльцы травянистых растений по отношению к древесной пыльце достигает 120-125%. Все это указывает на широкое распространение травянистых группировок в ландшафтах того времени.

Среди полыней отмечаются пыльцевые зерна, относящиеся к подроду *Scirphidium*, большинство представителей которого является типичными растениями — ксерофитами. Определения пыльцы маревых выявили наряду с широко распространёнными видами (*Chenopodium album*, *Axyris amaranthoides*) ряд растений пустынно-степных областей (*Eurotia ceratoides*, *Kochia prostrata*). Наличие во флоре позднеледникового времени степных группировок хорошо согласуется с современными представлениями о широком расселении ксерофитов в перигляциальных районах Русской равнины [1, 13].

Древесная растительность, занимавшая в этот период подчинённое положение, была представлена в основном березняками. В отдельных местообитаниях сохранялись, вероятно, небольшие участки сосновых и еловых лесов. Характерно также присутствие тундровых (лесотундровых) и северотаёжных элементов, о чём свидетельствуют находки спор *Selaginella selaginoides*, пыльцы кустарниковых видов берёз: карликовой полярной берёзки (*Betula nana*) и берёзки низкой (*Betula humilis*). Однако следует отметить, что кривая пыльцы кустарниковых берёз на диаграмме погребённых сапропелей не достигает характерного для неё высокого уровня, что, по-видимому, связано с какими-то локальными условиями*. По имеющимся у нас данным на синхронных участках других диаграмм исследованного района кривая пыльцы кустарниковых берёз образует хорошо выраженный максимум, совпадающий с подъёмом кривых пыльцы травянистых растений (см. стр. 980).

Материалы спорово-пыльцевого анализа дают основания считать, что в течение периода, соответствующего верхнему дриасу, в районе оз. Сомино существовал своеобразный растительный комплекс перигляциального облика, образованный сочетанием степных, тундровых (лесотундровых) и отчасти лесных группировок.

С окончанием этого периода, синхронно с событиями, происходившими в Западной Европе [4, 5], произошло резкое изменение в характере растительного покрова. Уровень, отвечающий контакту поздне- и послеледниковых отложений (Мо-268), чётко маркируется падением Кривых пыльцы травянистых растений. Преобладающим компонентом становится пыльца древесных пород, среди которых на первое место выходит сосна. Коренная перестройка спорово-пыльцевых спектров отражает переход от почти безлесных ландшафтов верхнего дриаса к лесным, более однородным ландшафтам послеледниковья. Существовавший до этого своеобразный растительный комплекс перигляциального облика был в значительной мере разрушен. Редкий отбор проб из разреза погребённых сапропелей не позволяет установить подробную палеоботаническую характеристику и продолжительность этого переходного этапа, который можно принять за начало послеледникового времени. Вместе с тем несомненно, что столь характерный перелом в развитии растительного покрова мог произойти лишь в результате резкого потепления, охва-

* Процентное содержание пыльцы кустарниковых берёз, показанное на диаграммах суммарной кривой, вычислялось по отношению к общему количеству встреченных при анализе пыльцевых зёрен берёзы.

тившего перигляциальные районы Русской равнины и ознаменовавшего окончание позднеледниковое время.

Дальнейший ход эволюции растительного покрова в предбореале можно проследить по верхнему отрезку диаграммы погребённых сапропелей и нижней части диаграммы озёрных отложений воронки оз. Сомино. Последняя — наиболее показательна. Здесь преобладают спорово-пыльцевые спектры лесного типа. Максимальное развитие получает кривая пыльцы берёзы. Пыльцевые зерна ели отмечаются спорадически. Заметно нарастает вверх по разрезу кривая сосны и начинают систематически встречаться пыльца широколиственных пород (вяза).

Анализ диаграммы показывает, что в предбореальном периоде на территории центральных районов Русской равнины широкое распространение получили лесные формации, представленные в основном березняками. В отдельных местообитаниях появлялись сосняки, тогда как темно-хвойные (еловые) леса почти полностью отсутствовали.

В то же время на общем фоне господства лесных сообществ в предбореале произошло частичное восстановление перигляциального растительного комплекса, выразившееся в увеличении роли травянистых группировок и расселении кустарниковых видов берез. На диаграмме погребённых сапропелей выше уровня, соответствующего началу послеледниковое время, отмечается некоторый подъём кривых недревесной пыльцы (*Gramineae*, *Cyperaceae*, *Artemisia* и др.). Ещё более типичную картину можно наблюдать на нижней, предбореальной части диаграммы озёрных отложений оз. Сомино, где относительно высокое содержание пыльцы травянистых растений совпадает с подъёмом кривой кустарниковых видов берёз.

Есть основания считать, что травянистые группировки и кустарниковые берёзы, почти исчезнувшие в начале предбореала, снова несколько расширили область своего распространения во вторую половину этого периода. Подобное изменение в растительности, вероятно, было вызвано новым похолоданием, которое, однако, по своим масштабам значительно уступило суровым климатическим условиям позднеледниковое время, и его можно рассматривать как колебание переходного характера. Изменения, происходившие в растительном покрове, имели на этот раз чисто региональный характер и не разрушили общего лесного облика послеледниковых ландшафтов.

Последующий этап формирования растительности района оз. Сомино проходил под знаком всё более усиливавшегося потепления, что отразилось в появлении вяза, шедшего в авангарде теплолюбивых широколиственных пород, продвигавшихся из своих позднеледниковых рефугиумов в центральные районы Русской равнины.

В заключение следует подчеркнуть, что выделенный нами контакт поздне- и послеледниковых отложений хорошо прослеживается на многих спорово-пыльцевых диаграммах. Примером может служить диаграмма озерно-болотных осадков Половецко-Купанского торфяного месторождения (рис. 3), где соответствующий рубеж ясно выделяется на глубине около 10 м*.

Спорово-пыльцевые спектры, расположенные ниже этого уровня (зона 11), почти полностью совпадают со спектрами позднеледниковое отрезка диаграммы погребённых сапропелей (скважина 86). Здесь, как и на предыдущей диаграмме, выделяются мощные пики кривых недревесной пыльцы, отвечающие безлесным ландшафтам верхнего дриаса. Наряду с широким распространением травянистых сообществ, заметно увеличилась роль кустарниковых формаций из карликовой полярной берёзки и берёзки низкой. Суммарная кривая пыльцы этих берёз образует

* Половецко-Купанское болото расположено в 8 км к северу от озера Сомино.

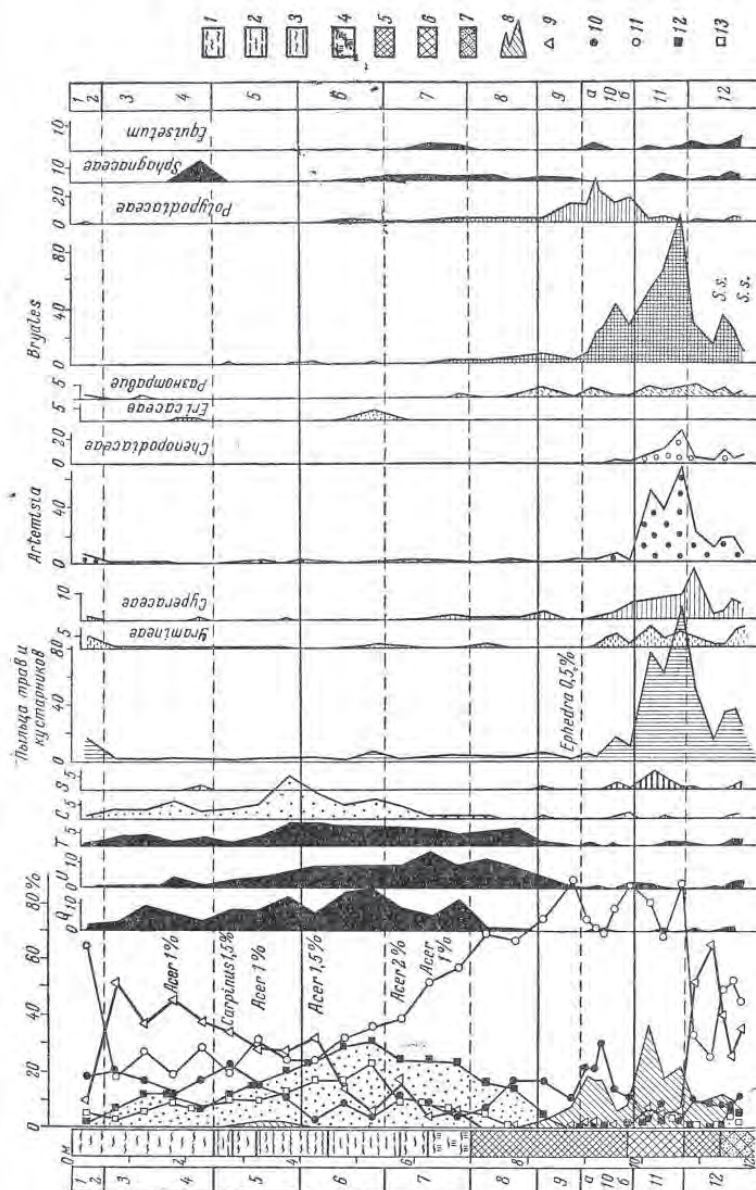


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма озерно-болотных отложений Половецко-Купанского торфяника

1 — комплексный верховой торф, 2 — медиумторф, 3 — сфагново-пушицевый торф, 4 — шейхцериево-сфагновый торф, 5 — темно-серый сапропель, 6 — светло-серый сапропель, 7 — песок с сапропелем, 8 — кривая пыльцы кустарниковых видов берез, 9 — ель, 10 — сосна, 11 — береза, 12 — широколиственные породы, 13 — ольха. Сокращения на диаграмме: Q — дуб, U — вяз, T — липа, C — орешник, S — ива, S. s. *Selaginella selaginoides*.
Примечание. В крайних колонках диаграммы приведена схема зонального деления голоцена (по М.И. Нейштадту).

в 11 зоне характерный максимум. Напомним, что на диаграмме погребённых сапропелей, в силу каких-то местных причин, было встречено гораздо меньшее количество пыльцы кустарниковых берёз.

Иной состав спорово-пыльцевых спектров зоны 10, расположенной над выделенным уровнем. Здесь, на фоне падения кривых пыльцы травянистых растений, преобладает пыльца древесных пород, что указывает уже на значительную облесенность района. Интересно отметить, что в слоях, расположенных непосредственно над верхнедриасовыми отложениями, наблюдается некоторый подъём кривой пыльцы сосны, идентичный тому, который отмечался на диаграмме погребённых сапропелей в спорово-пыльцевом спектре контакта поздне- и послеледниковых отложений. На фоне этого подъёма кривой сосны в нижней половине предбореальной зоны (подзона 10б) наблюдается уменьшение количества пыльцы кустарниковых берёз, кривая которых образует выше второй максимум (подзона 10а). Этот верхний максимум является полным аналогом предбореального пика кривой пыльцы кустарниковых берёз, отмеченного на диаграмме озёрных осадков воронки оз. Сомино.

Суммируя приведённые материалы по спорово-пыльцевому анализу и радиоуглеродному методу, можно наметить и предварительную схему развития растительного покрова при переходе от позднеледникового времени к послеледниковому.

В период, соответствующий верхнему дриасу, в центральных районах Русской равнины существовал характерный для позднеледникового времени своеобразный растительный комплекс, образованный сложным сочетанием степных, тундровых, лесотундровых и отчасти лесных сообществ. В Западной Европе верхний дриас также соответствовал почти безлесным ландшафтам, в которых господствовали тундровые группировки и травянистые сообщества с участием полыней, маревых и др.

С окончанием позднеледникового времени (примерно 10 300 лет назад) на территории Европейской части СССР и в Западной Европе произошёл чётко выраженный переход от растительности перигляциального типа к постепенному становлению растительного покрова современного облика. Можно считать, что, начиная с этого времени, на всей огромной территории перигляциальных районов Европейского континента перестали существовать условия, характерные для ледниковой эпохи.

Дальнейшая послеледниковая история растительности складывалась в условиях быстрого облесения бывших перигляциальных областей за счёт небольших участков берёзовых и отчасти сосновых лесов, сохранившихся здесь в позднеледниковое время. Вместе с тем данные спорово-пыльцевого анализа показали, что во второй половине предбореального периода на территории Европейской части СССР произошло похолодание, которое привело к частичному восстановлению растительности перигляциального облика и выразилось в увеличении роли травянистых группировок и расселении кустарниковых видов берёз. В настоящее время трудно решить, насколько отразилось это ухудшение климата на растительном покрове западных районов Европы. Можно лишь, по аналогии с нашим материалом, предположить, что предбореальный максимум кривой пыльцы берёзы, характерный для большинства западноевропейских спорово-пыльцевых диаграмм, обусловлен широким расселением кустарниковых группировок.

*Поступила в редакцию
27 июля 1963 г.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Марков К.К. Сб. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений сев.-зап. Русской равнины. Изд-во АН СССР, стр. 138, М., 1961.
2. Серебрянный Л.Р. Сб. Вопросы голоцена. Вильнюс, стр. 180, 1961.
3. Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене, стр. 48, Изд-во АН СССР, 1957.
4. Иверсен И. Сб. Изотопы в геологии, стр. 495, М., 1954.
5. Godwin H., Walker D., Willis E.H. Proceedings of the Royal society, Ser. B, 147, N 928, 352, 1957.
6. Nilsson T. Publications from the Institutes of Mineralogy, Paleontology and Quaternary geology, University of Lund, Sweden, N 96, 1961.
7. Firbas F. Waldgeschichte Mitteleuropas, I Band, S. 308, 1949.
8. Kubitzki K. Flora, Bd. 150, H. I, S. 46, 1961.
9. Нейштадт М.И. Вестн. торф. дела, № 2, 1929.
10. Виноградов А.П., Девирц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} при помощи пропорционального счётчика. Изд-во АН СССР, М., 1961.
11. Виноградов А.П., Девирц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г. Геохимия, № 5, стр. 387, 1962.
12. Виноградов А.П., Девирц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г. Геохимия № 9, 1963.
13. Моносзон М.Х. Мат-лы совещания по изучению четвертичного периода, 1, стр. 317, 1961.

DETERMINATION OF THE BOUNDARY BETWEEN THE LATE-GLACIAL AND THE POST-GLACIAL TIME ACCORDING TO DATA OF C^{14} AND SPORE-POLLEN ANALYSIS

*V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry
and Institute of Geography of the Academy of Sciences,
USSR, Moscow*

In the paper are given results of an investigation of the late-glacial and post-glacial sediments of the lake Somino area (southern part of the Yaroslav region). Two sections of lake deposits were analyzed: buried Sapropels (well N 86), which had accumulated to the end of the late-glacial and at the beginning of the post-glacial time and a strata of lake deposits which during the post-glacial time filled the cave of the lake Somino (well N 10). From data according to C^{14} and spore-pollen diagrams it follows that the contact of late-glacial and post-glacial times (Mo-268) well coincides with the dating of the contact of late- and post-glacial time in Denmark and in England (10 300 years ago). On the basis of radiocarbon and paleobotanic data it is possible to follow the development course of vegetation in the central regions of the Russian plain and to ascertain how much it answers the changes which were noted in the vegetative cover of Western Europa in connection with the end of the glacial epoch.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПО C^{14} Сообщение 4*

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР,
Москва*

В настоящем сообщении, как и в предыдущих, приводятся результаты датирования геологического материала радиоуглеродным методом [1, 2, 3]. Для большинства приведённых образцов активность C^{14} считалась в виде углекислоты, вводимой в счётчик, работающий в пропорциональной области, для единичных, предполагаемых с большим возрастом, в виде этана. Методика получения счётных газов, счётная аппаратура и проведение измерений были описаны нами ранее [3, 4].

Накопившийся в последние годы результативный материал, естественно, ставит вопрос о сравнимости абсолютного возраста образцов, выполненных в разных лабораториях мира, для чего необходим единый современный стандарт. Нами, как и прежде, в качестве современного стандарта использовалась древесина годовых колец березы 1878-1908 гг. с Камчатки. В нашем распоряжении имелось небольшое количество щавелевой кислоты Национального бюро стандартов США, принятой на Международном симпозиуме по C^{14} в 1959 г., как единый международный стандарт современного радиоуглерода [5]. Активность этой щавелевой кислоты, умноженная на коэффициент 0,95, соответствует активности дерева XIX века. Для проверки нашего лабораторного стандарта, из указанной щавелевой кислоты, была выделена CO_2 путём термического разложения при температуре до $900^\circ C$. Выход углекислоты — количественный. Дальнейшая обработка такая же, как для обычных образцов. Активность счётного газа из щавелевой кислоты, умноженная на коэффициент 0,95, совпала с активностью нашего стандарта. Таким образом, наши данные абсолютного возраста по C^{14} можно сопоставлять с результатами зарубежных лабораторий. Наш эталон был проанализирован в радиоуглеродной лаборатории Ленинградского отделения Института археологии АН СССР, получено хорошее совпадение его с современным стандартом, принятым в указанной лаборатории.

Большой интерес представляет знание изотопного состава стабильных изотопов углерода в древних образцах для выяснения возможных колебаний радиоуглерода за последние 30-40 тысяч лет. С этой целью были проведены масс-спектрометрические определения величины C^{13}/C^{12} в углекислоте ископаемых образцов торфа, древесины, древесного угля. Значения изотопных отношений сравнивались с величиной C^{13}/C^{12} в нашем современном стандарте. Всего проанализировано 15 образцов разного возраста, включительно до 35 тыс. лет. Анализы выполнялись Гриненко по описанной методике [6]. Значительных отклонений не замечено, на что указывалось и Крейгом [7]. На этом основании мы не вводили для приведённых ниже образцов поправку на $\Delta C^{14} = 2\delta C^{13}$.

Как мы обычно делаем, в этом очередном сообщении приводятся возрастные данные, касающиеся ряда проблем. Наибольшее значение приобретают датировки, связанные с темой: палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена. Эта работа проводилась совместно с Институтом географии АН СССР — акад. И.П. Герасимовым, М.И. Нейштадтом, Н.С. Чеботаревой, А.А. Величко и др., под руководством которых, по выработанной заранее программе, отбирался материал. В данной работе мы приводим лишь фактический материал — данные

* Геохимия. 1963. № 9. С. 795–812. Соавторы А.Л. Девирц, Э.И. Добкина, Н.Г. Маркова.

по C^{14} и краткое описание образцов. Подробное рассмотрение затронутых вопросов будет сделано в специальных статьях, здесь мы касаемся лишь тех задач, которые ставились при отборе образцов, и отмечаем очевидные выводы. Работа эта продолжается; по окончании её совместно с географами мы сумеем, очевидно, дать полную картину истории последнего оледенения на территории СССР. Путём создания эталонов по глубине разрезов торфяников предполагается увязать абсолютный возраст с отдельными этапами голоцена. Другой материал в этом сообщении касается возраста грунтов Чёрного моря, датировок по остаткам ископаемых животных на территории СССР, приводятся данные по Арктике, по археологическим находкам и др.

Весь полевой материал, представленный Институтом географии АН СССР, тематически может быть разбит на несколько направлений. Одно из них связано с решением вопроса о времени конца последнего (валдайского) оледенения на северо-западе Европейской территории СССР, о стадиях продвижения ледника, о возрасте его краевых форм [8]. Образцы собирались по границе оледенения (когда это было возможно), внутри области, занятой льдами — для установления межстадиалов, скорости отступления ледника и прочее, и за пределами территории оледенения — с целью выяснения влияния оледенения на формирование отложений перигляциальной зоны. Образцы, отвечающие этому направлению, можно разделить на несколько групп. Так образцы Мо 296, 302, 339, 340, 341 связаны с этапами позднеледникового времени. Интересные результаты получены при определении возраста образцов Мо-302 и 296, которые при сочетании с ранее опубликованным образцом Мо-201—12150 лет [3], позволяют проследить время отступления ледника с юга Литвы через Латвию на север до Ленинграда. На это потребовалось 3-5 тыс. лет. Образцы Мо-339, 340, 341, взятые из района близкого к Мо-302, оказались моложе, и требуется их повторная проверка с точки зрения отбора.

Для решения вопроса о правомочности выделения более молодого межледниковья чем микулинское были датированы образцы из озёрноболотных отложений: внутри границы валдайского оледенения, залегающие под мореной — Мо-256, 257, 317, 318 и непокрытые мореной южнее этой границы — Мо-299, 304, 307, а также лежащие на верхней морене — Мо-242, 243, 244, 293. Счёт активности C^{14} в образцах первых двух групп получился равным фону при выбранных условиях измерений. Этим определился древний возраст образцов, как лежащих за шкалой метода. Таким образом, эти данные не подтвердили предположения некоторых исследователей о существовании в интервале ~ 25-30 тыс. лет назад молодого шекснинского межледниковья. Молодой возраст образцов последней из названных групп, лежащих над мореной, также исключает возможность существования молодого межледниковья, так как подморенные отложения на основе спорово-пыльцевого анализа оценены как микулинские.

Кроме перечисленных, анализировались образцы из района ст. Горелово — Мо-315 и 316, которые были взяты для подтверждения возраста самого последнего межстадиала — аллерёда. Однако полученные данные не согласуются с ранее полученной датировкой Мо-201 из того же района, что объясняется, по-видимому, отбором образцов из неидентичных отложений. Не подтвердилось также предположение относительно образца Мо-297, который должен был выявить древний межстадиал (гетвейгский или паудорфский). Образец оказался моложе. Предположительный возраст всех упомянутых выше образцов, кроме литовских, основывался на спорово-пыльцевых диаграммах, выполненных в лаборатории Института географии под руководством В.П. Гричука.

Из перигляциальной зоны были представлены образцы Мо-289, 336, 337, 342 — погрёбённые почвы, находящиеся в лёссовых отложениях. Такие образцы дела-

ются в Советском Союзе впервые. Как известно, погребённые почвы прослеживаются на больших площадях и знание их абсолютного возраста даст возможность установить корреляцию с ледниковой стратиграфией, а также увязать основные этапы ледниковой эпохи Русской равнины с западноевропейским оледенением, для которого уже составлена абсолютная хронология по ископаемым почвам [9]. Содержание в образцах погребённых почв углерода, который характеризует возраст образца, очень незначительно (доли %) и потому для получения необходимого количества углерода пришлось обработать 5-10 кг почвы. Применительно к данным образцам, Д.Г. Левитан и О.А. Чичагова разработали методику выделения гуминовых веществ, видоизменив описанные в литературе методы обработки почв [9]. Этому методу — очень длительному и трудоёмкому — были подвергнуты все 4 образца и выделено нужное количество углерода на анализ по C^{14} . В настоящей работе образцы погребённых почв взяты из двух разрезов, Находящихся на расстоянии ~200 км друг от друга. В этих разрезах имеется 23 слоя погребённых почв, нижний из которых относится к микулинскому межледниковью. Нами анализировались средние горизонты в обоих разрезах (валдайская или брянская почва по А.А. Величко) и верхний горизонт (постлессовая почва) из района Брянска. Валдайская почва в обоих разрезах получалась одновозрастной, порядка 24-25 тыс. лет, что синхронно паудорфскому межстадиалу на Западе. Выделение одновозрастных горизонтов, предполагаемых по стратиграфии и подтвердившихся по абсолютной хронологии, указывает на правильность выбранной методики подготовки проб для анализа по C^{14} .

Другое направление связано с созданием абсолютной хронологической шкалы голоцена для центральных и северо-западных районов Русской равнины. Интерес к изучению самого последнего отрезка истории Земли привёл к необходимости определения абсолютного возраста основных этапов развития растительного покрова и климатических условий голоцена. Для решения этой задачи был получен ранее абсолютный возраст отложений болота Берендеево (Ярославской области) [10]. Для настоящей работы выбран ряд опорных разрезов торфяников, по которым были составлены детальные спорово-пыльцевые диаграммы. Отбор образцов в каждом разрезе производился послойно с учётом стратиграфии торфяных месторождений на всю мощность торфяной залежи. В качестве таких разрезов были проанализированы по C^{14} следующие объекты: озёрно-болотные отложения района озера Сомино (Мо-259, 262, 264, 266, 268, 271); Шуваловский торфяник (Мо-319, 320, 321, 322, 323, 324, 325); болото Осеченский мох (Мо-326, 327, 328, 329, 330, 331). С той же целью анализировалось Потийское торфяное месторождение (Имнатское болото) (Мо-249, 251, 253, 254) на Кавказе, С целью установления абсолютной хронологии наиболее древних отрезков голоцена в районе озера Сомино были исследованы образцы озёрных отложений из двух скважин (№ 10 и № 86), расположенных на расстоянии 0,5 км друг от друга. Полученные результаты по C^{14} и спорово-пыльцевых анализов позволяют установить время окончания позднеледникового (Мо- 268) [11]. На основании этих данных можно считать, что переход позднеледникового к послеледниковью был синхронным с Западной Европой. Переход сопровождался резким изменением физико-географических условий во всех перигляциальных районах последнего оледенения. Выбор торфяных месторождений Шуваловское и Осеченский мох определялся широкой известностью этих торфяников, которые можно рассматривать как классические примеры болот верхового типа, характерные для центральных и северо-западных районов Европейской части СССР. Отбор образцов производился непосредственно из карьеров с расчисткой до одного метра, чтобы исключить возможность загрязнения. Радиоуглеродные

датировки по торфяным месторождениям Шуваловское и Осеченский мох необходимы для уточнения детальной схемы зонального деления голоцена.

В работе даются первые абсолютные даты для причерноморских районов. Так, выбор известного Имнатского болота определялся значительной мощностью торфяной залежи ~ 11,3 м, а также предварительными данными о том, что это торфяное месторождение начало формироваться примерно 9000-10 000 лет тому назад (рис. 1). На основании такого разреза можно было бы получить абсолютную хронологическую шкалу, охватывающую почти весь голоцен. Однако датирование по C^{14} показало, что одиннадцатиметровая толща торфяника образовалась около 6000 лет назад (Мо-254). В этой связи интересно использовать данные, полученные одновременно в нашей лаборатории при исследовании донных осадков Чёрного моря. Так, морские осадки, взятые вблизи Батуми (Мо-283, 344), характеризуют более древние фазы голоцена и даже захватывают верхний плейстоцен и могут рассматриваться как продолжение Потийского разреза. Это позволило, на базе объединения данных по Имнатскому болоту и морским осадкам в районе Батуми, получить новые сведения о эволюции растительного покрова в течение голоцена. По результатам датирования легко представить интенсивность накопления как автохтонных болотных отложений, так и морских осадков (древнечерноморских и новозвксинских).

Совершенно особая задача, связанная с изучением изотопного состава соединений серы в Чёрном море, стояла при определении возраста морских придонных осадков [12]. Материал, представляющий из себя морской ил, был собран из нескольких районов Чёрного моря во время 32-го рейса экспедиционного судна «Витязь» (Мо-283, 284, 284-А, 286, 287, 344) (рис. 1). Пробы брались по вертикальным разрезам. Образцы были с малым содержанием органического углерода. Такой материал определялся в лаборатории впервые и потребовалась большая работа по выделению углерода для анализа. Радиоуглеродные даты позволили установить, что сероводородное заражение в Чёрном море возникло после того, как в пресноводный бассейн Чёрного моря через Босфор прорвались воды Средиземного моря. Это произошло около 8000 лет назад.

С помощью C^{14} определялся возраст ископаемых животных. В частности, по датированию находок трупов мамонтов можно решить проблему о времени вымирания этих животных. Известно несколько хорошо сохранившихся находок этих не существующих в настоящее время животных: Березовский, Таймырский, Чекуровский и др. Возраст Таймырского мамонта определялся в нашей лаборатории ранее около 12 тыс. лет [13]. В настоящем сообщении приводится возраст Чекуровского мамонта (Мо-215) 26 600 лет, что не согласуется с оценкой, данной в литературе [14], где вымирание мамонта на севере Сибири относится к ксеротермическому максимуму послеледникового времени, т.е. 2500-7700 лет. Кроме шерсти мамонта, нами анализировался вышележащий торф (рис. 2) (Мо-215-А), возраст которого 5610 лет попадает в указанный интервал времени. Это позволяет предположить что авторы упомянутой статьи, правильно оценив возраст отложений торфа, необоснованно увязали эту цифру с возрастом мамонта. К этой же группе образцов ископаемых животных следует отнести ещё одну интересную находку — мумию тюленя из Антарктиды (Мо-255). Полученный возраст хорошо согласуется с возрастом аналогичных находок из других мест Антарктиды [15]. До сих пор остаётся неясным, возможно ли при современных физико-географических условиях проникновение тюленя в глубь материка (находка отделена от моря непрерывной 80-километровой полосой шельфового льда). Если попадание тюленя при современных условиях невозможно, то находка может иметь важное палеогеографическое значение.

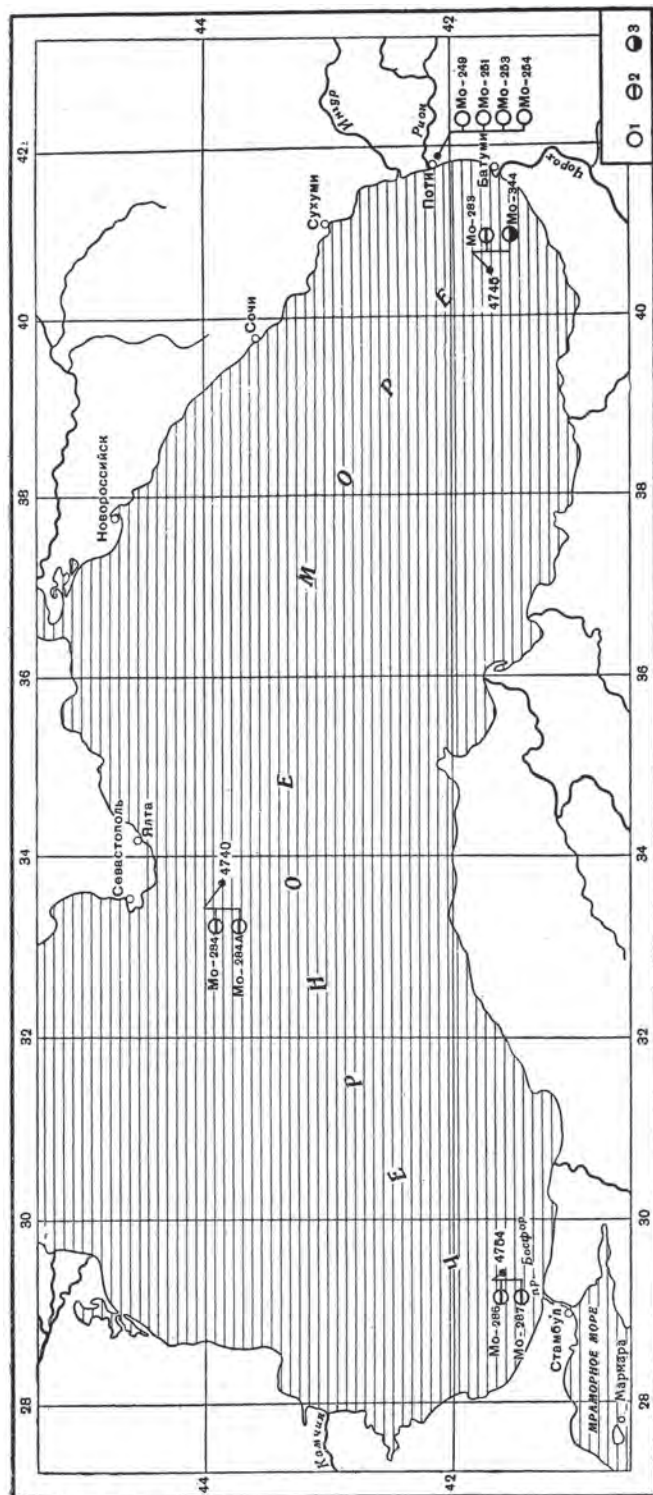


Рис. 1. Места отбора образцов в Чёрном море и прибрежном районе (Поти, Имнатское торфяное месторождение)
 1 — образцы с Имнатского болота (голоцен); 2 — образцы донных осадков (голоцен); 3 — образцы донных осадков (плейстоцен)

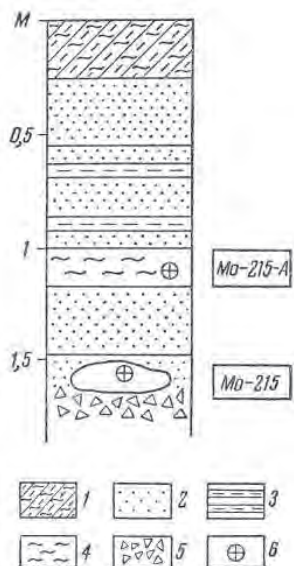


Рис. 2. Разрез террасы р. Лены с трупом мамонта.
1 — современный торф (мох), 2 — тонкая супесь, 3 — тонкая супесь с прослойками разложившегося вещества, 4 — торфянистая прослойка, 5 — щебенка элювия, 6 — место отбора образца на C^{14} .

В заключение следует упомянуть, что было проанализировано несколько единичных образцов, каждый с отдельной частной задачей. Однако эти образцы, не связанные с нашей основной темой, могут представлять интерес для специалистов — геологов и археологов. Так, образец Мо-258 связан с проведённой ранее работой [16] по датированию образцов с Земли Франца-Иосифа и дополнит наши знания об истории поднятия островов в западном секторе Советской Арктики. Датирование образца Мо-290 вызвано чисто практической задачей. В связи с проектированием крупного деревообрабатывающего комбината в районе озера Байкал, при буровых работах на строительной площадке под наносами, были найдены пни деревьев. Для установления сейсмической активности в зоне строительства важно было знать время опускания найденных деревьев под дно озера. Геологический и археологический интерес представляют находки древней стоянки людей в Киргизии — Мо-334. Совместное нахождение в речной террасе керамики, орудий, костей животных и углей даёт возможность уточнить не только возраст террасы и керамики, но так же сделать выводы относительно скорости аккумуляции и эрозии в условиях горного рельефа. Наконец, образец Мо-343, из культурной стоянки вблизи г. Красноярск, интересен для изучения каменного века на территории СССР. Полученная датировка важна для решения вопроса о соотношении террас р. Енисей в среднем и верхнем течении.

На рис. 3 дана карта северо-запада Европейской части СССР с нанесением мест сбора образцов, для которых определялся абсолютный возраст по C^{14} (из 2, 3 и 4 сообщений).

В приведённом ниже списке образцов абсолютный возраст рассчитывался, принимая период полураспада C^{14} равным 5568 ± 30 лет. При новых значениях $T_{C^{14}} = 5760$ и $T_{C^{14}} = 5780$ необходимо указанный возраст умножить на коэффициент, равный 1,036 [3]. Для удобства пользования списком, образцы в нём расположены согласно тем разделам, в которых они упоминаются во вступительной части.

Образцы, связанные с оледенением

1. Мо-242

5120 $\pm$ 200

Растительные остатки, отмытые от глины. Взяты Н.С. Чеботаревой летом 1961 г. из отложений 5-6 м террасы р. Балазны, впадающей в р. Касплю (бассейн Западной Двины), близ с. Боярщина (Смоленской области). Образец взят на глубине 2 м от бровки террасы. Обнажение находится в 150 м выше устья р. Балазны на её левом берегу, где терраса имеет меньшую высоту над урезом реки (всего 4,3 м), нежели в остальных её местах, что связано с расположением на её поверхности хорошо выраженного в рельефе старичного понижения. Обнажение вскрывает строение старичной линзы, сложенной глинами, в нижней части переслаивающихся с песками. Глины содержат большое количество растительных остатков. Предположительный возраст — голоцен или 25 000-30 000 лет, так как спорово-пыльцевой анализ со смежными (микулинскими) отложениями не дал чёткой картины.

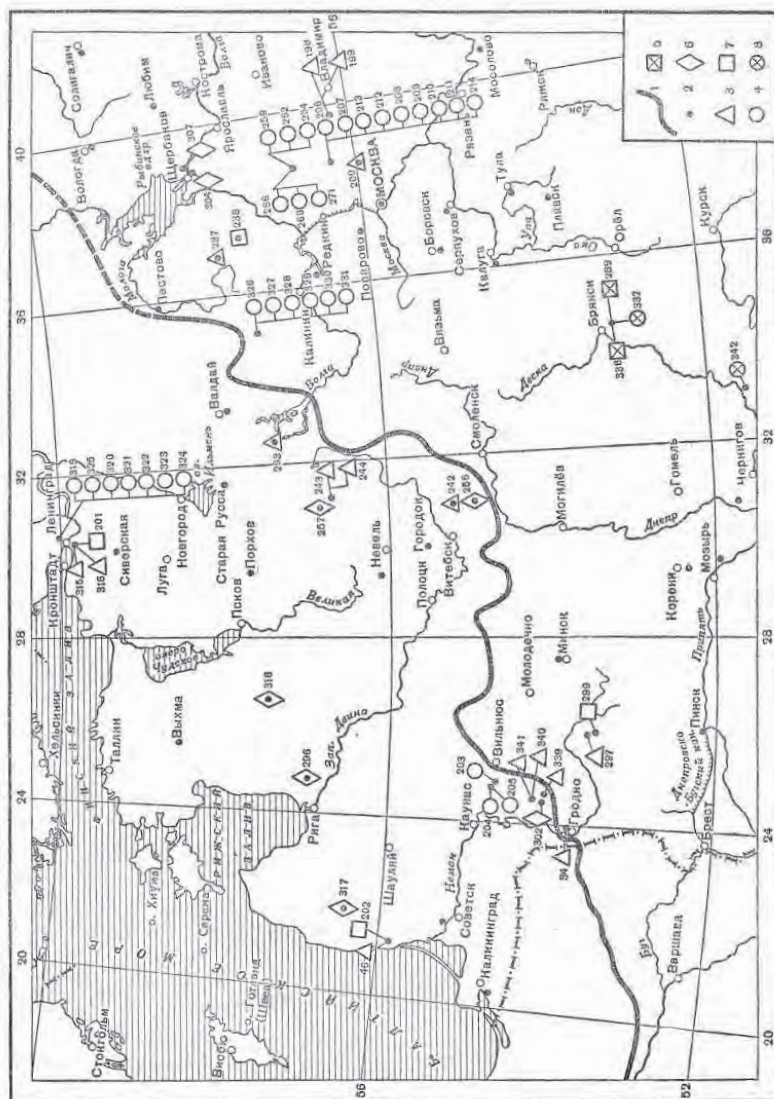


Рис. 3. Места отбора образцов на северо-западе Европейской части СССР, для которых определялся абсолютный возраст по C^{14} (сообщ./ 2, 3, 4)
 1 — граница максимального распространения последнего оледенения, — пункт взятия образца Голоценовый возраст — образцы из отложенных речных террас, оврагов и т. п., — образцы из озерно-болотных отложений, 5 — образцы ископаемых почв Верхнеплейстоценовый возраст
 6 — образцы из отложений речных террас, оврагов и т. п., 7 — образцы из озерно-болотных отложений, 8 — образцы ископаемых почв

2. Мо-243

6675±235

Древесина. Образец взят Н.А. Кориной и М.А. Фаустовой (ИГАН СССР) летом 1960 г. из аллювиальных отложений I надпойменной террасы р. Куны у д. Сухая Горка, Торопецкого района Калининской области (56°40' с. ш., 31°10' в. д.). Образец взят из расчистки с глубины 2,15-2,20 м. Расчистка вскрывает строение I надпойменной террасы р. Куны. Под пойменными супесями залегают песчаные отложения старичной линзы, содержащие растительные остатки, ниже залегают крупнозернистые пески русловой фации. Анализ пыльцы в отдельных образцах показал большое содержание пыльцы липы и вяза (~23%). Предположительный возраст 25 000-35 000 лет или голоцен.

3. Мо-244

7120±245

Древесина из того же разреза, что и Мо-243, но с глубины 2,75- 2,80 м.

4. Мо-256

>34 000

Торф и остатки древесины. Взят Н.С. Чеботаревой в 1958 г. в с. Микулино, Руднянского района Смоленской области (55° с. ш., 31° в. д.). Расчистка заложена на склоне неглубокого оврага, прорезающего моренное плато, на котором расположено с. Микулино. В расчистке под маломощной глинистой мореной обнажаются озёрные илы, затем торф с обломками древесины, ниже — гиттии и под ними пески. Ещё ниже — моренные отложения. Согласно пыльцевым диаграммам и стратиграфии разреза предположительный возраст оценён в ~64 000 лет.

5. Мо-257

>29 000

Торф. Образец взят Н.А. Кориной в 1960 г. у деревни Спас-Прилуки Плоскошского района Псковской области (56°50' с. ш. и 31° в. д.) из слоя торфа коренного берега р. Куны. Глубина взятия 9,9-10,0 м от верха расчистки, на 10 см выше уреза воды р. Куны. Расчисткой вскрыты (сверху вниз): морена — супесь с гравием и галькой, озёрноледниковые глины, горизонтально-слоистые озёрные пески с растительными остатками, листоватый торф, песок грубозернистый. Предполагаемый возраст — межстадиал начала отступления последнего оледенения, предшествовавший крестецкой стадии, или древнее, т.е. от 55 000 до 30-25 000 лет. Имеются данные пыльцевого анализа, устанавливающие межстадиальный характер отложений.

6. Мо-293

7835±255

Древесина, отобрана Н.С. Чеботаревой в 1962 г. из разреза 7-метровой террасы р. Щеберихи близ деревни Рвеницы (к с. з. от озера Селигер и к северу от озера Стерж) Калининской обл. (32° в. д., 57°20' с. ш.). Разрез находится в пределах валдайского оледенения. В изученном разрезе террасы вскрываются старичные отложения, содержащие растительные остатки и древесину. Старичные отложения лежат на морене, являющейся последней для данной террасы — самой высокой в долине р. Щеберихи. Морена перекрыта аллювием. Образец взят с глубины более 3,5 м. Предположительный возраст отложений — голоцен. По данным спорово-пыльцевого анализа, накопление старичных осадков, входящих в состав террасы, могло происходить в период относительно тёплый, видимо, несколько теплее современного. Однако В.П. Гричук не исключает межледниковый характер этих отложений.

7. Мо-296

13 390±500

Растительные остатки, содержащиеся в алеврите с песком, отобраны И.Я. Даниланс (АН ЛатвССР) и Н.С. Чеботаревой в 1962 г. из разреза на р. Рауне близ хутора Рацени (по дороге Вацелава — Цесис), в 100 м ниже моста через реку (к В-СВ от г. Риги), ЛатвССР. В этом разрезе обнажается мощная толща морены, на которой залегают озёрные отложения, перекрытые маломощным прослоем красно-бурого суглинка и алевритами. Озёрные отложения представлены маломощными алевритами и песками, содержащими остатки полярной фауны (полярная берёзка, ива, куропаточная трава и т.д.). Образец был взят из этого слоя на глубине около 3 м от поверхности. Накопление озёрных отложений, судя по характеру растительности, происходило в условиях холодного климата — в позднеледниковье.

8. Мо-297

1720±170

Образец торфа, отобран Н.С. Чеботаревой в 1962 г. из известного в литературе [17] разреза у дер. Тимошковици Кореличского района Гродненской обл. БССР (26° в. д., 53°30' с. ш.). Дер. Тимошковици расположена на Новогрудской возвышенности за пределами границы

валдайского оледенения. Разрез приурочен к громадной древней балке бассейна р. Неман. Здесь вскрываются два разновозрастных горизонта торфа: нижний торф накопился, судя по спорово-пыльцевой диаграмме, во время микулинского межледниковья; верхний, залегающий под алевритами овражно-делювиального генезиса, по мнению одних исследователей — накопился во время второго климатического оптимума микулинского межледниковья, а по мнению других — во время раннего межстадиала валдайского оледенения. На анализ взят верхний торф с глубины 3,5 м от поверхности.

9. Мо-299

>28 000

Древесина, отобрана Н.С. Чеботаревой в 1962 г. в карьере Кирпичного завода у дер. Забердово Кореличского района Гродненской обл. БССР (25°54' в. д., 53°30' с. ш.). Дер. Забердово расположена на Новогрудской возвышенности, за пределами валдайского оледенения. Озёрно-болотные отложения приурочены к понижению в поверхности морены московского оледенения и залегающих на ней озёрно-ледниковых глин. Представлены они торфом, глинами, алевритом. В торфе включено много древесины. На анализ был взят образец древесины с глубины около 1 м от поверхности. Поверх торфа залегают только алевриты, никаких ледниковых отложений не имеется. Судя по стратиграфическим условиям залегания, торф мог накопиться как во время микулинского межледниковья, так и во время межстадиалов последнего оледенения и даже в голоцен. По данным спорово-пыльцевого анализа, торф отлагался во время довольно прохладного климата, однако такой климат имел место в разные периоды плейстоцена и голоцена.

10. Мо-302

16 260±640

Мох, отобран Н.С. Чеботаревой и О.П. Кондратене (АН Литовск. ССР) в 1962 г. из разреза, вскрытого р. Улой — левым притоком р. Меркис, у дер. Зервинюс, район гор. Варена к ЮЗ от Вильнюса, Литов. ССР (24°30' в. д., 54°30' с. ш.). Река Ула прорезает толщу зандров, располагающихся по внешнему краю Балтийской гряды, образованной во время померанской стадии валдайского оледенения, ниже залегают межстадиальные озёрно-болотные отложения, а также пески бренденбургской стадии. Озёрно-болотные отложения, представленные глинами и алевритами, образуют линзу, залегающую между песками. В основании этих отложений, на глубине более 2 м от поверхности, залегают 0,05-метровая прослойка хорошо сохранившегося зелёного мха, из которой был взят материал на анализ расчисткой глубиной 0,75 м. Предположительный возраст накопления озёрно-болотной толщи, по мнению литовских исследователей, на основе спорово-пыльцевого анализа — межстадиал между померанской и бренденбургской стадиями [18, 19].

11. Мо-304

>29 000

Древесина, отобрана Н.С. Чеботаревой в 1962 г. в разрезе террасы на р. Черёмуха (правый приток Волги) к югу от гор. Рыбинска против санатория им. Воровского (Ярославская обл.). В этом разрезе в цоколе террасы вскрываются озёрные осадки, принадлежащие древнему Молого-Шекснинскому озеру. По данным спорово-пыльцевого анализа, накопление озёрных осадков происходило в микулинское межледниковье. Абсолютный возраст этих отложений определялся ранее равным 42–43 тыс. лет [20]. Полученная датировка оказалась значительно моложе общепринятого значения возраста микулинского межледниковья. Этим обстоятельством было вызвано повторное определение тех же отложений.

12. Мо-307

>28 000

Древесина, отобрана Н.С. Чеботаревой летом 1962 г. в разрезе 14-метровой террасы Волги у дер. Черменино под Рыбинском (Ярославская обл.). Разрез вскрывает строение террасы: цоколь сложен осадками Молого-Шекснинского озера, выше залегают пески с галькой, фауной и древесиной (аллювиально-озёрные отложения). Анализу подвергались древесные остатки, содержащиеся в песках на глубине 2 м от поверхности террасы. Возраст этих песков определялся ранее равным: 25 900±900 и 28 800±2000 лет [20]. Учитывая, что при первом отборе образцов могли быть допущены ошибки, так как не соблюдались условия, предусмотренные «Инструкцией по сбору образцов для радиоуглеродного анализа», возраст данных отложений вызывал сомнение и требовалось их повторение.

13. Мо-315

3095±180

Древесина, отобрана в 1962 г. О.М. Знаменской (ЛГУ), В.П. Гричуком и Н.С. Чеботаревой по левому берегу р. Лиговки (между каналами) в 500 м от моста Стрельня — Детское село, у ст. Горелово, в южных окрестностях г. Ленинграда. Примерно в этом же районе отбирался образец Мо-201 [3]. Река Лиговка врезается в Приневскую низину, которая с поверхности сложена преимущественно грубыми песками с осадками 2-го Балтийского ледникового озера, накопившимися во время стояния ледника на широте Сальпаусселья. Образец на анализ взят из террасы р. Лиговки, сформировавшейся после регрессии ледникового озера и отступления ледника от гряды Сальпаусселья.

14. Мо-316

9600±300

Древесина из того же района, что Мо-315, но взята в разрезе Приневской низины из отложений 2-го Балтийского ледникового озера. Образец залегал в осадках, расположенных ниже грубых песков на расстоянии 250 м от образца Мо-315.

15. Мо-317

>34 000

Торф, отобран И.Я. Даниланс и Н.С. Чеботаревой летом 1962 г. из разреза в нижнем течении р. Летиже (приток р. Венты), у поселка Деселе, Курземская возвышенность, зап. часть ЛатвССР. Разрез вскрывает строение коренного берега р. Летиже [21]. Между двумя горизонтами морен имеется озёрно-болотная толща, представленная глинами, песками и торфом. Торф плотный, мощностью 0,2 м; из этого слоя был взят образец на анализ. Данные спорово-пыльцевого анализа указывают, что накопление озёрно-болотных осадков происходило во время какого-то межстадиала.

16. Мо-318

>34 000

Торфянистая гиттия, отобрана И.Я. Даниланс и Н.С. Чеботаревой летом 1962 г. из разреза на левом берегу р. Гауя у пос. Лэястиэкс к В-СВ от г. Риги, ЛатвССР. Озёрные отложения представлены песками и серыми алевритами, насыщенными органическими остатками (кусочки мхов, трав). Озёрные отложения перемяты и частично включены в покрывающую их красно-бурую морену мощностью ~6 м. Разрез описан [21]. По данным спорово-пыльцевого анализа, во время накопления озёрных отложений климатические условия были довольно умеренные, по-видимому, эти осадки накапливались во время какого-то межстадиала валдайского оледенения.

17. Мо-339

12 715±315

Торф, отобран О.П. Кондратене в 1962 г. из разреза, вскрытого р. Улой (лев. приток р. Меркис) у дер. Рудия, выше по течению реки от дер. Зервинюс, район г. Варена ЛитССР. Этот разрез вскрывает строение зандровой равнины, простирающейся к юго-востоку от Балтийской гряды. Под 7-8-метровой толщей песков залегает линза торфа. Палеоботанические исследования показали, что во время накопления торфа климатические условия были очень умеренными, в растительном покрове произрастали главным образом сосна и берёза. Предполагается, что этот интервал отвечает межстадиалу, предшествующему померанской стадии валдайского оледенения.

18. Мо-340

12260±160

Образец древесины и торфа, отобран О.П. Кондратене в 1962 г. из разреза, вскрытого р. Мяркис у деревни Памяркяй в районе гор. Варена, ЛитССР. Этот разрез вскрывает строение зандровой равнины, простирающейся к юго-востоку от Балтийской гряды. В толщу песков включена озёрно-болотная линза с двумя горизонтами торфа. Образец взят из нижнего горизонта на глубине 6,5 м от поверхности. По данным спорово-пыльцевого анализа, накопление всей озёрно-болотной толщи происходило во время межстадиала, предшествующего померанской стадии последнего оледенения.

19. Мо-341

11 500±400

Торф из верхнего горизонта той же озёрно-болотной толщи, что Мо-340. Глубина взятия образца 4,5 м от поверхности.

Образцы ископаемых почв

20. Мо-289

3880±185

Ископаемая почва, постлессовая. Брянская обл., правобережье р. Десны, на плато, 34°25' в. д., 53°15' с. ш. Образец взят с глубины 0,4 м от поверхности из стенки оврага, представляет собой гумусовый горизонт ископаемой почвы в лёссах. На анализ по C^{14} из почвы выделялись полностью все гуминовые вещества. Предположительный возраст по геологическим данным — поздний плейстоцен, по археологическим — конечная пора верхнего палеолита. Образец отобран Т.Д. Морозовой и А.А. Величко летом 1962 г.

21. Мо-336

3150±185

Образец тот же, что и Мо-289, но химическая методика выделения гуминовых веществ отличная: из почвы предварительно удалялись подвижные формы органических веществ, после чего проводилось обычное выделение прочно связанных форм гуминовых кислот и гуминов на анализ по C^{14} .

22. Мо-337

24 920±1800

Ископаемая почва, валдайская. Из того же разреза, что и Мо-289. Образец взят с глубины 4,25 м от поверхности из стенки оврага, представляет собой гумусовый горизонт ископаемой почвы в лёссах. Подготовка пробы такая же, как и для Мо-289; выделение подвижных форм органических веществ не потребовалось, так как из-за глубокого залегания образца они отсутствуют.

23. Мо-342

24 200±1680

Валдайская ископаемая почва, с. Мезин Черниговской обл., правобережье р. Десны, 33°00' в. д., 51°35' с. ш. Образец взят с глубины 8,7 м от поверхности из стенки оврага, отобран из гумусового горизонта ископаемой почвы в лёссах. Подготовка пробы для анализа на C^{14} такая же, как для Мо-289. Предполагаемый возраст по геологическим данным — верхний плейстоцен, интерстадиал валдайской ледниковой эпохи. Образец отобран Т.Д. Морозовой и А.А. Величко летом 1962 г.

Образцы из торфяных месторождений

24. Мо-249

<100

Торф, взят в 1961 г. на Имнатском торфяном месторождении. Месторождение входит в состав обширного Потийского болота, расположенного в 8-9 км к юго-востоку от г. Поти (ГрузССР). Образец отбирался с глубины 1,75-2,0 м буром Гиллера на участке верхового типа. По предварительным данным спорово-пыльцевого анализа, предполагаемый возраст образца — 1000-1500 лет. Образцы из Имнатского месторождения представлены Н.А. Хотинским (ИГ АН СССР).

25. Мо-251

2100±150

Торф, взят там же, что и Мо-249. Глубина взятия образца 5,75- 6,0 м. Предполагаемый возраст — 4000-5000 лет.

26. Мо-253

4130±195

Торф, взят там же, что и Мо-249, с глубины 8,25-8,5 м. Предполагаемый возраст — 8500-9000 лет.

27. Мо-254

5825±215

Торф, взят в том же разрезе, что и Мо-249. Глубина взятия образца 11,0-11,3 м. Предполагаемый возраст 9500-10 000 лет.

28. Мо-259

9560±345

Образец тонкодетритовой черной гиттии, отобранной из нижней части 40-метровой озёрной толщи озера Сомино, расположенного в пределах Переславского района (южная часть Ярославской области), взят из скважины № 10 с глубины 36,2-37,0 м. Предполагаемый возраст, определённый по данным спорово-пыльцевого анализа, 9000-10 000 лет. Образцы из района озера Сомино были отобраны Н.А. Хотинским.

- 29. Мо-262** **9780±315**
Образец тонкодетритовой гиттии, отобранной из той же скважины, что и Мо-259, с глубины 38,0-38,5 м. Предполагаемый возраст 9000- 10 000 лет.
- 30. Мо-264** **9890±300**
Образец тонко детритовой гиттии, отобранной из скважины № 10, что и Мо-259, с глубины 39,0-39,5 м. Предполагаемый возраст 9000- 10 000 лет.
- 31. Мо-266** **9430±300**
Образец из толщи погребённого сапропеля, вскрытого скважиной № 86, в прибрежной, юго-восточной части озера Сомино в 0,5 км от устья р. Вексы. Здесь под песками на глубине от 17 до 22 м залегает 5-метровая толща погребённого сапропеля. Общий состав спорово-пыльцевых спектров, выделенных из озёрных осадков, показывает, что растительный покров развивался в суровых климатических условиях. Глубина взятия образца из скважины (№ 86) 17,05-17,45 м. Первоначально предполагали, что накопление сапропеля происходило в конце валдайского оледенения.
- 32. Мо-268** **10 260±330**
Сапропель серая, минерализованная, из той же скважины, что Мо- 266, с глубины 18,5-19,5 м. Абсолютный возраст этого горизонта хорошо совпадает с датировками контакта позднего- и последниковых отложений, полученных в Англии — 10 300 лет [22] и в Дании — 10 300±350 лет [23].
- 33. Мо-271** **10 535±330**
Сапропель серая, минерализованная, из того же разреза, что и Мо- 266. Глубина взятия образца 21,0-22,0 м. Данные спорово-пыльцевого анализа указывают на господство травянистых и кустарниковых формаций, что хорошо согласуется с представлениями о безлесных ландшафтах верхнего дриаса.
- 34. Мо-319** **3200±190**
Образец сфагнового торфа, степень разложения 5-10%, из верхнего горизонта Шуваловского болота верхового типа, расположенного на северной окраине г. Ленинграда. Отбор образцов проводился из стенки карьера в северной части торфяника, где залежь выработана до минерального грунта. Общая мощность болотных отложений составила 3,18 м, которые подстилаются песками с прослойками глины. Образец взят с глубины 1,3-1,35 м. Предполагаемый возраст 2500-3000 лет. Образцы с данного месторождения отобраны в 1962 г. и представлены М.И. Нейштадтом. Стратиграфическая колонка Шуваловского болота показана на рис. 4.
- 35. Мо-320** **4820±260**
Древесно-пушицевый торф, пограничный горизонт, из того же разреза, что и Мо-319. Степень разложения 50-60%. Глубина взятия образца 1,7-1,75 м. В этом горизонте в большом количестве встречаются остатки корней, пней, стволов. Из этого горизонта был определен также возраст древесной сосны (Мо-325). Предполагаемый возраст 5000-5500 лет.
- 36. Мо-321** **7790±265**
Древесно-пушицевый торф, степень разложения 55-60%, взят в том же разрезе, что и Мо-319 с глубины 2,10-2,15 м. Предполагаемый возраст 7500-8000 лет.
- 37. Мо-322** **8600±310**
Сфагновый (с гипнумом) торф, степень разложения 10-15%, взят в том же разрезе, что и Мо-319. Глубина взятия образца 2,40-2,45 м. Предполагаемый возраст 8500 лет.
- 38. Мо-323** **8770±295**
Тростниковый торф, степень разложения 10-15%, взят в том же разрезе, что и Мо-319, с глубины 2,82-2,87 м. Предполагаемый возраст 8500-9000 лет.
- 39. Мо-324** **8720±275**
Древесный торф, хорошо разложившийся до 50%. Взят в том же разрезе, что и Мо-319. Глубина взятия образца 3,13-3,18 м. Предполагаемый возраст более 9000 лет.
- 40. Мо-325** **4125±195**
Спил с корня из того же разреза, что Мо-319, из пограничного горизонта (см. Мо-320). Взято с глубины 1.35-1,85 м. Предполагаемый возраст 4000-5000 лет.

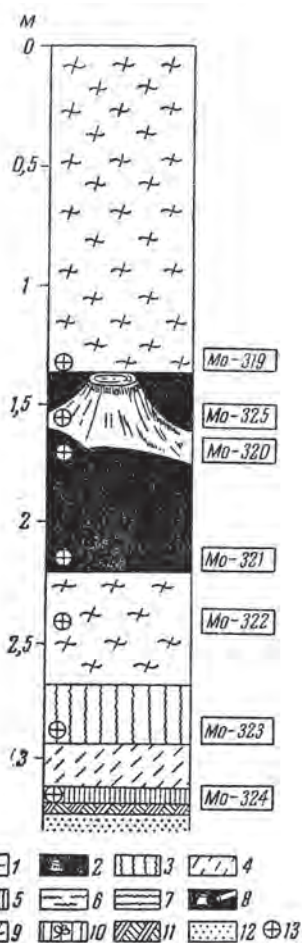


Рис. 4. Стратиграфическая колонка Шуваловского болота

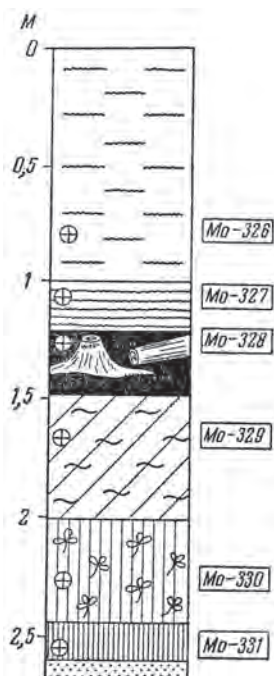


Рис. 5. Стратиграфическая колонка болота Осеченский мох

(Условные обозначения к рис. 4 и рис. 5)

1 — фускум (торф), 2 — сосново-пушицевый торф с пнями сосны, 3 — тростниковый торф, 4 — гипновый торф, 5 — древесный торф, 6 — медиум-торф, 7 — пушицевый торф, 8 — сосново-пушицевый торф с пнями и стволами сосны, 9 — осоково-сфагновый торф, 10 — древесно-вахтовый торф, 11 — глина, 12 — песок, 13 — место отбора образца на C^{14} .

41. Мо-326**1605±170**

Сфагново-пушицевый торф, степень разложения 10-15%. Образец взят из болота Осеченский мох, расположенного в Калининской области, около г. Вышний Волочек. Отбор образцов проводился из откоса валовой канавы, предварительно проводилась расчистка откоса на 1,25 м вглубь от бровки канавы. Глубина взятия данного образца 0,75-0,80 м. Предполагаемый возраст не свыше 2500 лет. Общая мощность торфяной залежи 2,58 м. Сборы проводились М.И. Нейштадтом летом 1962 г. Стратиграфическая колонка всего разреза дана на рис. 5.

42. **Мо-327** **2885±185**
Пушицево-сфагновый торф, степень разложения 35%. Взят из того же разреза, что Мо-326, с глубины 1,02-1,07 м. Предполагаемый возраст не свыше 4500 лет.
43. **Мо-328** **3820±195**
Торф древесный (сосновый), степень разложения 50-60%. Образец взят из того же разреза, что Мо-326, с глубины 1,20-4,27 м, из так называемого пограничного горизонта. Предполагаемый возраст не свыше 4500 лет.
44. **Мо-329** **6945±250**
Торф сфагново-осоковый с пушицей. Взят из того же разреза, что Мо-326, с глубины 1,70-1,75 м. Предполагаемый возраст не свыше 7700 лет.
45. **Мо-330** **9300±215**
Торф рыжак, осоково-тростниковый с древесными остатками. Взят из того же разреза, что Мо-326, с глубины 2,25-2,30 м. Предполагаемый возраст не свыше 9800 лет.
46. **Мо-331** **9575±305**
Торф древесный, степень разложения 50-60%. Взят из того же разреза, что Мо-326, с глубины 2,50-2,58 м. Предполагаемый возраст по спорово-пыльцевым диаграммам около 9800 лет.

Образцы из донных осадков Чёрного моря

47. **Мо-283** **8000±260**
Ил со дна Чёрного моря. Образец взят в августе 1960 г. на 32 рейсе экспедиционного судна «Витязь» В.А. Гриненко. Станция 4745-2, склон у Батуми (41°40' с. ш., 40°32' в. д.). Глубина моря в месте взятия образца 1704 м, глубина грунта 160-180 см. Материал образца представляет из себя переслаивание ила глинистого однородного с илом сапропелево-глинистым, микрослоистым. Ниже 190 см начинаются осадки новоэвксинского времени.
48. **Мо-344** **23 000±1320**
Ил сапропелевый, бурый, микрослоистый, с запахом H₂S. Образец взят с глубины грунта 680-710 см.
49. **Мо-284** **7510±240**
Ил сапропелевый, бурый, микрослоистый, с запахом H₂S. Образец взят тем же рейсом, что и Мо-283. Станция 4740 (43°51' с. ш., 33°38' в. д.). Глубина моря 2044 м, глубина грунта 352-365 см. Образец лежит на глине возраста новоэвксинских отложений.
50. **Мо-284-А** **7225±250**
То же, что и Мо-284, глубина грунта 339-352 см.
51. **Мо-286** **5040±195**
Глина микрослоистая, зеленовато-серая, мягкая. Углерод органический ~1,5%. Образец взят тем же рейсом, что и Мо-283, станция 4754-5, 41°34' с. ш., 29°22' в. д. Склон Босфорского побережья. Глубина моря в месте взятия образца 1193 м. Глубина грунта 115-140 см. Данным образцом заканчивается древнечерноморский период Чёрного моря. Предполагаемый возраст ~3000 лет.
52. **Мо-287** **9350±220**
Глина микрослоистая, зеленовато-серая, мягкая. Углерод органический ~1,5%. Образец взят тем же рейсом и с той же станцией, что и Мо-286. Глубины грунта 435-458 см. С данного образца начинается древнечерноморский период Чёрного моря. Стратиграфически связан с образцами Мо-283 и Мо-284. Предполагаемый возраст более 5600 лет.
- Образцы ископаемых животных.
53. **Мо-215** **26 000±1600**
Шерсть мамонта. Труп мамонта найден в 1,5 км от поселка Чекуровка Булунского района, нижняя Лена (придельтовый участок), в 1 террасе на глубине не более 1,5 м от поверхности, в зоне мерзлоты. Экземпляр относится к молодой самке, достигшей примерно $\frac{2}{3}$ роста взрослого мамонта, и имеет очень небольшие бивни. Большая часть костей залегала в элювиально-делювиальном слое, представленном песчано-глинистыми породами со щебен-

кой коренных кембрийских известняков. Образец представлен независимо В.Н. Яковлевым (Якутский университет) и С.С. Коржуевым (Институт географии АН СССР).

54. Мо-215-А

5610±200

Торф из того же разреза, что и труп мамонта, но с глубины ~1 м (т.е. выше на 0,5 м, чем труп мамонта). Торфяная прослойка мощностью 15 см. Над торфом залегает супесь тонкая с прослойками разложившегося вещества мощностью 45 см, под торфом супесь тонкая мощностью 30 см (рис. 2). Образец представлен С.С. Коржуевым.

55. Мо-255

2225±130

Кожа мумии тюленя. Мумия тюленя была найдена в Антарктиде на поверхности, нижняя часть мумии погружена в песок, верхняя — слегка присыпана мелкой галькой. Верх туши был наполовину уничтожен, и наружу торчали кости скелета; на нижней, лежащей в песке, части хорошо сохранилась шкура. Мумия имела слегка изогнутую форму и достигла длины ~1 м. Место находки: Антарктида, оазис Ширмахера, в 8 км к З-СЗ от станции Новолазаревской. Оазис Ширмахера расположен на расстоянии 80 км от современного берега моря, отделён от него пространствами шельфовых льдов. Мумия тюленя лежала на крупнообломочных моренных отложениях на холмистом склоне в 200 м от северного края оазиса, на высоте 10-15 м над поверхностью прилегающего к оазису льда. Склон полого спускался к краю оазиса, образуя наклонную площадку размером 100×200 м, не являющуюся препятствием для передвижения тюленей. Образец найден в феврале 1961 г. и представлен В.И. Бардиным (МГУ).

56. М-258

1035±120

Древесина, морской плавник. Остров Виктория (западный сектор Советской Арктики), 80°30' с. ш. и 37° в. д. Образец взят с поверхности морской террасы у мыса Книповича на высоте 5,5 м. По свидетельству персонала полярной станции плавник вытаял из-под ледяного купола летом 1961 г. Предполагаемый возраст — граница между поздним и средним голоценом. Материал представлен М.Г. Гросвальдом (ИГ АН СССР).

57. Мо-290

>28 000

Древесина. Южная часть озера Байкал, в районе посёлка Солзан. Глубина озера в месте взятия образца — 20 м, образец залегал в придонных песках на глубине 16,45-17,45 м от поверхности дна. Образец представил Л.В. Таусон (Институт геохимии СО АН СССР).

58. Мо-334

1695±170

Уголь из культурного слоя, на левом берегу р. Нарын (Киргизская ССР), в 3 километрах восточнее устья р. Алабуги (41°25' с. ш., 74°43' в. д.). Образец найден на глубине 7,6 м в виде рассеянных углей в суглинистой породе в отложениях 26-метровой террасы. Находка служит проверкой археологических данных о заселении Тянь-Шаня. По археологическим оценкам образец относится к V-VII векам н.э., найден К.В. Курдюмовым (МГУ) в сентябре 1962 г.

59. Мо-343

11 335±270

Древесный уголь, найденный в 1961 г. на стоянке Афонтова Гора II, левый берег р. Енисей у г. Красноярск. Образец взят в обнажении между нижним и средним слоями палеолитической стоянки на глубине 6-8 м от поверхности. Предполагаемый возраст по археологическим оценкам — середина или вторая половина позднего палеолита, т.е. 15-25 тыс. лет тому назад. Образец представлен С.И. Руденко и С.Н. Астаховым (Археологический институт АН СССР).

Ввиду малого количества образца предварительная химическая обработка не проводилась.

Авторы выражают большую благодарность всем товарищам, представившим полевой материал для определения абсолютного возраста, а также Р.В. Вронской, В.А. Гриненко, Д.Ф. Французову, К.С. Шулия за непосредственную помощь в работе.

*Поступила в редакцию
20 июня 1963 г.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П., Девирц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. Геохимия, № 8, 1956.
2. Виноградов А.П., Девирц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. Геохимия, № 8, 1959.
3. Виноградов А.П., Девирц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г. Геохимия, № 5, 1962.
4. Виноградов А.П., Девирц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} при помощи пропорционального счётчика. Изд-во АН СССР, М., 1961.
5. Девирц А.Л., Чупахин М.С. Вестник АН СССР, № 3, 81, 1960.
6. Виноградов А.П., Чупахин М.С., Гриненко А.В., Трофимов А.В. Геохимия, № 1, 1956.
7. Craig H. Geochim. et Cosmochim. Acta, 3, № 2/3, 53, 1953.
8. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины Изд-во АН СССР, 1961.
9. Величко А.А., Девирц А.Л., Добкина Э.И., Морозова Т.Д., Чичагова О.А. Первые определения абсолютного возраста ископаемых почв в лёссах Русской равнины (подготовлена к печати).
10. Нейштадт М.И., Девирц А.Л., Маркова Н.Г., Добкина Э.И., Хотинский Н.А. Докл. АН СССР, 144, № 5, 1129, 1962.
11. Виноградов А.П., Девирц А.Л., Маркова Н.Г., Хотинский Н.А. Геохимия, № 11, 1963.
12. Виноградов А.П., Гриненко А.В., Устинов В.И. Геохимия, № 10, 1962.
13. Виноградов А.П. Вестник АН СССР, № 5, 33, 1954.
14. Коржув С.С., Федорова Р.В. Докл. АН СССР, 143, № 1, 181, 1962.
15. Péwé T.L., Rivard N.R., Zlano G.A. Science, 130, № 3377, 716, 1959.
16. Гросвальд М.Г., Девирц А.Л., Добкина Э.И. Докл. АН СССР, 141, № 5, 1175, 1961.
17. Цапенко М.М., Махнач Н.А. Антропогенные отложения Белоруссии, Минск. 1959.
18. Кондратене О.П. Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена Литвы по палинологическим данным. Автореферат диссертации на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук, Вильнюс, 1960.
19. Басалинкас. Основные черты рельефа Литовской ССР, В кн. «Научные сообщения Института геологии и географии АН ЛитССР», Вильнюс, 1957.
20. Старик И.Е., Арсланов Х.А. Докл. АН СССР, 138, № 1, 102, 1961.
21. Даниланс И.Я. Вопросы четвертичной геологии (сборник статей), Рига, 1962.
22. Иверсен И. Изотопы в геологии (сборник статей), М., 1954.
23. Godwin H., Walker D., Willis E.H. Proceedings of the Royal society, ser. B., 47, № 928, 352, 1957.

DETERMINATION OF THE ABSOLUTE AGE ACCORDING TO C^{14} COMMUNICATION 4.

*V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
Academy of Sciences, USSR, Moscow*

In the article are given results of absolute age determination of late-quaternary deposits. The chief material was selected from the Central region of the European territory of the USSR, it is connected with the history of the last glaciation on the surface of the Russian plain. Daiting by layers of the peat deposit key sections was continued for the purpose of establishing the absolute geochronology of the Holocene. For the first time in the Soviet Union were carried out determinations of the absolute age on the material of fossil soils from loess deposits of periglacial regions. The age of bottom sediments of the Black Sea was determined and the time was fixed at which the waters of the Mediterranean penetrated into the Black Sea. The age of found fossil animals was also determined by the radiocarbon method.

The measurement of C^{14} activity and the recent standard are the same as previously. A coincidence of the recent standard, being used in the laboratory, with the international standard (oxalic acid), has been obtained. That allows to compare our radiocarbon dating with the results of foreign laboratories.

ПРОБЛЕМА АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА*

За последние 15 лет определение абсолютного возраста пород и минералов широко вошло в геологическую практику как на Западе, особенно в США, так и у нас в Союзе. Несомненно, назрел ряд вопросов, связанных с определением абсолютного возраста пород и шкалой времени, требующих международного сотрудничества. Возраст Земли, возраст земной коры, начало и продолжительность геологических эпох – это общие задачи, затрагивающие по своему существу интересы геологов всех континентов. Естественно поэтому стремление геологов, посвятивших свое время установлению абсолютного возраста пород радиоактивными методами, к широкому и критическому обсуждению достигнутых результатов и ближайших перспектив в области геохронологии. На Западе, в частности в США, подобно научным сессиям Комиссии по изучению абсолютного возраста также проводились симпозиумы.

Накануне геологического конгресса в Копенгагене (июнь 1960 г.) проходил Международный геофизический конгресс в Гельсингфорсе. Здесь, может быть впервые, встретился большой круг ученых, работающих в области геохронологии. Многочисленные сообщения по определению абсолютного возраста как методического характера, так и прикладного, представленные в широком тематическом диапазоне – от возраста метеоритов до возраста больших регионов и датирования по C^{14} , позволили обсудить (особенно живо в кулуарах) наиболее острые вопросы современной теории и практики возрастных исследований. Аудитория ассамблеи Геофизического союза была как бы подготовительной ступенью к новой международной встрече на геологическом конгрессе.

Доклады на геологическом конгрессе заметно отличались по своей тематике и содержанию от аналогичных докладов геофизического конгресса. Они были более геологическими, давали возрастные оценки для крупных регионов, касались общей шкалы времени, но мало затрагивали способы определения возраста и другие методические вопросы. К тому же доклады были поставлены в разных секциях (например, в секции № 3 дочетвертичной геохронологии, в секции № 9 стратиграфии докембрия и др.), так как были тесно связаны с общими геологическими проблемами расчленения пород того или иного времени.

До начала конгресса по инициативе главным образом американских ученых произошла неофициальная встреча ученых, непосредственно работающих в области определения возраста пород радиоактивными методами. Встретилось около 30 специалистов. Каждый из присутствующих кратко рассказал о тех исследованиях, которые в настоящее время им проводятся по определению возраста пород. Преобладали представители американских университетов и лабораторий. Но вместе с тем можно было услышать о проводимых работах в Финляндии, Швеции, Англии, Австралии, Южной Африке, Франции и в других странах. Мне пришлось кратко рассказать о работах, выполняемых в СССР (различными лабораториями и институтами). Особенно большое внимание вызвала дискуссия о рубидий-стронциевом методе, который, как известно, нередко дает очень высокие данные по сравнению с другими методами. Например, Бюргер (Burger) для пород Южно-Африканского Союза находил возраст по рубидий-стронциевому методу – $5,9 \cdot 10^9$ лет! Все же значительные ошибки появляются лишь тогда, когда в образце мало радиогенного Sr. В большинстве случаев этим методом получаются сходящиеся данные с калий-аргоновым или другими методами, особенно для очень древних пород (докембрия).

* Проблемы геологии на XXI Сессии Межд. геолог. конгресса. Изд-во АН СССР. Москва. 1963. Стр.184-188.

Всех интересовало, почему в СССР, признавая надежность рубидий-стронциевого метода, им практически никто не пользуется. Другим вопросом, к которому проявился значительный интерес, был вопрос о вторичных процессах в породах, их метаморфизме, которым, как обычно говорят, пытаются объяснить заниженные возрастные данные по калий-аргоновому методу. При метаморфизме, например, при микроклинизации, допускают потерю Ag и, следовательно, это ведет к занижению возраста породы. Но в этих догадках много неопределенного.

Значительное место в работах XXI сессии Международного геологического конгресса было уделено проблеме стратиграфии и корреляции докембрия в связи с развитием радиоактивных методов измерения геологического возраста. Немногие доклады в известной мере были посвящены методическим вопросам. В частности, доклады Фоллинсби (Follinsbee, США) и Кальпа (Kulp, США) о геохронологической шкале палео-мезо – кайнозойского времени представляли существенный интерес и для советских исследований. Наряду с ранее изученными для этой цели минералами, ими были успешно использованы для датирования осадочных пород калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами песчаные и глинистые фракции иллитов, анортоклаз и санидин. Основное отличие новой палео-мезо-кайнозойской геохронологической шкалы Кальпа и других от старой шкалы Холмса заключается, во-первых, в увеличении продолжительности кайнозоя (вместо $58 \cdot 10^6$ до $70 \cdot 10^6$ лет), мезозоя (нижний триас $220 \cdot 10^6$ вместо $182 \cdot 10^6$ лет) и палеозоя (нижний кембрий $600 \cdot 10^6$ лет вместо $520 \cdot 10^6$ лет) и, во-вторых, в изменении уровня нижней границы кембрия, опускающейся до $600 \cdot 10^6$ лет. Среди исследователей уже давно наметилась в общем правильная тенденция к увеличению в шкале времени длительности палео-мезо-кайнозоя. В свое время на съезде Фрайбергской горной академии (1957 г.) мы указывали, что перемещение, например, границы девон-карбон с $265 \cdot 10^6$ лет по крайней мере до $320 \cdot 10^6$ лет совершенно оправдывается современными возрастными и геологическими данными.

С большим вниманием делегатами конгресса был прослушан доклад Л.Н. Овчинникова и М.А. Гаррис (СССР) о возрасте геологических формаций Урала и Предуралья, установивших семь крупных тектоно-магматических эпох в истории формирования этого региона.

Большинство докладов, как я уже говорил, посвящалось стратиграфии докембрия и носило преимущественно региональный характер. Следует отметить, что выводы этих докладов опирались в основном на возрастные данные, полученные радиоактивными методами. Изученность докембрия в настоящее время во всем мире отличается крайней неравномерностью и неполноценностью. Ряд сообщений содержал весьма любопытные новые данные для регионов ранее либо совсем не исследованных, либо изученных весьма слабо. К таковым относится, например, очень интересное сообщение молодого американского ученого Гэстила (Gastil) о геосинклинали Лабрадора. Эта область, информация о которой почти не появлялась за последнее время в периодической печати, была относительно подробно изучена в связи с установленными там железорудными месторождениями. В частности, особый интерес привлекло выявление соотношений между метаморфическими породами древнего докембрия (более 2000 млн. лет), слагающими бассейн, и позднейшими интрузиями и вызванным ими вторичным метаморфизмом древних толщ в гренвилское время (почти 1 млрд. лет после их накопления).

Весьма интересные новые данные по стратиграфии докембрия и обнаружению новых древнейших формаций были приведены Н. Фишером (Fischer) для Северной Австралии, указавшим на широкое развитие интрузивной деятельности около 1,7 млрд. лет тому назад. В сообщении К. Брауна и Р. Джексона (Brown, Jackson)

приводились данные для Арабского щита, которые показали два отчетливых магматических цикла: 700-750 и 1000 млн. лет тому назад.

Несомненный интерес представляли схемы геологического расчленения докембрия для ранее мало исследованных территорий Гвианы, предложенные Мак Конеллом и Диксоном (Mc Conell a. Dixon), и Западной Сахары, предложенные Аррибасом (Arribas).

Обстоятельные сообщения, сделанные Магнуссоном (Magnusson), Симоненом (Simonen) и Миккола (Miccola) и снабженные цифровым материалом по определению абсолютного возраста горных пород, относились к геологии докембрия Швеции и Финляндии – стран, участвовавших в организации XXI сессии геологического конгресса. Присутствовавшие ученые с удовлетворением отметили, что ряд основных выводов по геологии Балтийского щита, сделанных авторами упомянутых сообщений, полностью совпали с результатами, полученными советскими исследователями для того же региона (Карелии, Кольского полуострова). В частности, всеми была признана одновременность свекофеннского и карельского магматизма, относящегося к одному и тому же орогенному циклу.

Гэстилом была сделана попытка установления синхронности в этапах формирования подвижных поясов в докембрии по данным определения абсолютного возраста. Однако явный недостаток информации о геологии восточного полушария и о последних достижениях советских ученых в этом направлении привели автора к странным выводам об активном проявлении подвижных зон в пределах океанических впадин и к отрицанию более позднего формирования сиалического фундамента современных краевых частей платформы по сравнению с древними их ядрами.

Не могли не вызвать недоумения некоторые пространные и весьма абстрактные сообщения, посвященные, например, определению понятия «геологический цикл» (Hargrim), лишённые фактического материала. В частности, Харпуму остались совершенно неизвестными исследования Ю.А. Билибина и других о металлогении подвижных зон и т. п.

По единодушному мнению участников сессии, выразившемуся, в частности, в откровенных высказываниях некоторых из них (Kulp, Kouve, Foul и др.), несомненный успех имели продемонстрированные материалы советских исследователей по определению геологического возраста пород и минералов и по изучению докембрия. Этому весьма способствовали обстоятельные доклады А.А. Полканова, Н.П. Семененко, а также наше сообщение, посвященное докембрию Украинского и Балтийского щитов и расчленению докембрия в целом.

Следует отметить, что по числу приведенных определений, масштабу геологических исследований докембрия в нашей стране и предложенных обобщений, выразившихся, в частности, в доложенном проекте геохронологической шкалы, охватывающей весь докембрий, наши материалы были значительно обширнее всех остальных сообщений. Уже после конгресса, воспользовавшись новым материалом, мы с А.А. Тугариновым сделали попытку свести возрастные данные, в частности для докембрия, по всем континентам и напечатали такой очерк в журнале «Геохимия».

Это в какой-то степени отражает современное состояние геохронологической проблемы.

Мне остается сделать некоторые выводы из того, что было заслушано на геологическом конгрессе по абсолютному возрасту. Определение абсолютного возраста пород радиоактивными методами на Западе, в частности в США, как и у нас, стало обязательным своего рода геологическим критерием. Метод широко вошел в практику геолога и по существу ни одна серьезная стратиграфическая проблема сегодня не решается без возрастных данных, полученных радиоактивными методами. Больше того, в ряде случаев геологам пришлось отказываться от своих прежних

представлений о возрасте пород под влиянием полученных абсолютных данных. Так, например, породы Witwatersrand'a считались протерозойскими ($700 \cdot 10^6$ лет). Сейчас их возраст определяется в $2600 \cdot 10^6$ лет. Магматизм свекофеннид и карелид оказался общим, одновозрастным и оценивался в $1800-1900 \cdot 10^6$ лет и т. д.

Еще совсем недавно исследователей беспокоили и тревожили вопросы, связанные с разработкой радиоактивных методов определения абсолютного возраста. Я не хочу сказать, что в этом направлении все сделано. Нет, еще много неясных вопросов и здесь. Однако по мере накопления данных в разных странах для разных регионов появились совершенно новые, чисто геологические возрастные проблемы. Я имею в виду вопросы унаследования состава пород (минералов), времени метаморфизма, происходящего с потерей или приобретением вещества, неуязвки возрастных данных со скоростью осадконакопления и т. д. Особенно тревожит меня ставшее тривиальным объяснение наблюдающейся иногда несходимости (заниженность) данных по калий-аргоновому методу с данными, полученными по другим методам. Прежде всего нужно, очевидно, добиваться, чтобы они сходились. Если этого не происходит, то имеются перекрестные методы, которые могли бы дать объяснение расхождения калий-аргоновых данных с другими. Действительно, если произошла потеря при наложенном процессе и калий-аргоновый метод дает низкие данные, то рубидий-стронциевый метод параллельно должен дать иную картину. Если последний дает очень высокое значение возраста, скажем из-за потери Rb, то совершенно ясно, что при этом процессе произойдет потеря и K, т. е. возраст по калий-аргоновому методу в этом случае будет показывать параллельные изменения данных с данными по рубидий-стронциевому методу. Этими примерами я хочу показать, что необходимо усилить работу по систематической проверке абсолютного возраста несколькими параллельными методами. Тогда понятие метаморфизма, применительно к понижению возрастных радиоактивных оценок, приобретет объективное значение.

Далее мы должны признать явную недооценку стронций-рубидиевого метода для определения абсолютного возраста пород, весьма ограниченно применяемого в СССР. В то же время он с успехом применяется на Западе. Первоначальные ошибки, незнание точных радиоактивных констант и т. п. — сегодня уже пройденный этап.

Несколько слов об аргоновом методе. На Западе, как и у нас, уделяют большое внимание вопросу сохранности аргона в решетках разных минералов, обычно используемых для определения возраста по калий-аргоновому методу. Все же единого мнения нет, несмотря на значительное число работ по энергии активации аргона, по механизму диффузии аргона, нахождению его в разных положениях в той или иной решетке. Несомненно, эти вопросы желательно продискуссировать и у нас на специальном коллоквиуме.

Наконец, хотелось еще сказать об общей организации и направлении работ по геохронологии. Мне думается, что в настоящем положении они скоро станут чисто прикладной задачей, без больших перспектив в исследованиях, если мы не позаботимся о том, чтобы они приняли международный характер. Расчленение докембрия и его корреляция для разных континентов, выявление законов последовательности или одновременности магматических циклов на земном шаре и многие другие большие проблемы не могут быть решены без согласованной работы ученых разных стран по одной общей программе. Мне кажется, что ученые, занимающиеся проблемой абсолютного возраста, должны здесь проявить инициативу.

ЛИТЕРАТУРА

International Geological Congress. XXI Session, 1960, Copenhagen. Reports. Problem 3. Copenhagen, 1960.
International Geological Congress. XXI Session, 1960, Copenhagen. Reports. Problem 9. Copenhagen, 1960.

ДАТИРОВАНИЕ ПО C^{14} ВЕРХНЕГО АНТРОПОГЕНА В СССР*

МОСКВА, СССР

Abstract – Résumé – Аннотация – Resumen

C^{14} DATING OF THE UPPER ANTHROPOGENE IN THE USSR. Spore pollen analysis was carried out parallel with C^{14} dating of the upper anthropogenic layer in the USSR.

By way of example the paper discusses the dating and breakdown of the Holocene in the large peat deposit of «Berendeevo»; in Franz Josef Land; and in the deposits found in the basin of the lower reaches of the river Indigirka in eastern Siberia. Examples are given of the dating of the Taimyr, Chekurovka and Berezovka mammoths. The paper also describes how a study of sulphur fractionation in the ancient silt deposits on the bed of the Black Sea was used to date the changeover from fresh water to salt water in the sea's basin during the Holocene period. C^{14} dating indicated that organic deposits of this period were approximately 8000 yr old.

DATATION DU QUATERNAIRE SUPÉRIEUR EN URSS AU MOYEN DU ^{14}C . La datation du quaternaire supérieur en URSS a eu lieu parallèlement au moyen du carbone-14 et de l'analyse des spores et pollens.

L'auteur donne comme exemples la datation et la division de l'holocène du vaste gisement de tourbe de Berendeevo, des dépôts du bassin inférieur de l'Indigirka en Sibérie orientale et de l'holocène de la terre François-Joseph. Il donne les résultats de la datation des mamouths de Taïmyr, de Tchekourovsk et de la rivière Berezovka. Enfin, grâce à l'étude du fractionnement du soufre dans la vase des anciens dépôts du fond de la mer Noire, on a pu établir à quel moment de l'ère holocène l'eau de la mer Noire, douce à l'origine, est devenue salée. La datation par le carbone-14 des dépôts organiques de cette époque a donné environ 8000 ans.

ДАТИРОВАНИЕ ПО C^{14} ВЕРХНЕГО АНТРОПОГЕНА В СССР. Проводилось датирование верхнего антропогена в СССР по C^{14} и параллельно по спорово-пыльцевому анализу.

Приводятся в качестве примера датирования и расчленения голоцена крупной торфяной залежи «Берендеево», отложений бассейна нижнего течения р. Индигирки (Восточная Сибирь), голоцена Земли Франца Иосифа. Приводятся данные датирования слоя мамонтов – Таймырского, Чекуровского, Березовского. Наконец, на основе изучения фракционирования серы в илах древних отложений дна Черного моря, был установлен момент изменения пресноводного характера Черноморья в солоноводный бассейн в голоценовое время. Датирование по C^{14} органических осадков этого времени дало ~8000 лет.

DETERMINACIÓN DE LA EDAD DEL CUATERNARIO SUPERIOR DE LA UNION SOVIÉTICA CON AYUDA DE ^{14}C . La determinación de la edad del cuaternario superior de la Unión Soviética de ha efectuado paralelamente con ayuda del carbono-14 y por análisis de esporas y polen.

El autor describe a título de ejemplo la determinación de la edad y la distribución del Holoceno de un importante yacimiento de turba de «Berendeevo», de varios yacimientos

* Radioactive dating: Proc. of the Symp. on radioactive dating, Athens 19-23 Nov. 1962. Vienna, 1963. P. 245-265.

de la cuenca inferior del rib Indigirka (Siberia oriental) y del Holoceno de la Tierra de Francisco José. Presenta datos sobre la determinación de la edad de mamuts de Taimir, Chekurovski y Beresovski. Por último, basándose en el estudio del fraccionamiento del azufre en el barro de antiguos depósitos del fondo del Mar Negro, determinó en qué época del Holoceno el agua dulce se transformó en agua salada. La determinación de la edad de los sedimentos orgánicos mediante el ^{14}C arrojó un valor del orden de los 8000 afios.

Прежде чем показать некоторые результаты по датированию геологических объектов с помощью C^{14} , которые мы получили в СССР, я должен кратко сказать о тех изменениях в методе определения возраста по C^{14} , которые у нас произошли за последние 1–2 года.

Мы стремились этот метод сделать быстрым и по возможности массовым методом географов, геологов, археологов. Как известно из того, что мы уже опубликовали [1–3], мы пользуемся газовым методом – т. е. ведём счёт импульсов газообразных соединений углерода, полученных при обработке исследуемого материала. В качестве счётного газа мы пользовались CO_2 , CH_4 , C_2H_2 и C_2H_6 . Но систематически счёт C^{14} ведётся по двум газам: углекислоте и этану, вводимых в счётчик, работающий в пропорциональной области. Получение и очистка газов, счётная аппаратура и проведение самих измерений были описаны в работах [1–3]. Причём надёжно можно было считать возраст до 30 000–35 000 лет. Была, однако, поставлена и решена задача увеличения возрастного предела $A_{\text{макс}}$. Как известно $A_{\text{макс}}$ при условии $N_{\text{мин}} = 4\sigma$ находится в следующей зависимости:

$$A_{\text{макс}} = 8033 \ln \frac{N_0 \sqrt{t}}{N_{\phi} \sqrt{32}}$$

При постоянном значении времени счёта T расширение возрастной шкалы определяется двумя величинами N_0 (средняя скорость чистого счёта современного углерода) и N_{ϕ} (средняя скорость счёта фона). Табл. 1 иллюстрирует результаты, которые мы обычно получали.

Из таблицы видно, что фон счётчика, наполненного CO_2 , уменьшился на 20 %. Это уменьшение связано с более тщательным подбором счётчиков в кольце антисовпадений. Фон в этановом пропорциональном счётчике снижен ещё более – на 28 %. Это связано, в частности, с использованием дистиллированной воды, получаемой из артезианской скважины, для разложения карбида кальция. Это позволяет избежать попадания в счётный газ трития, обязанного ядерным испытаниям. Таким образом, у нас возможный предел $A_{\text{макс}}$ надёжного счёта стал 40 000 лет.

Далее, в ранее описанную схему [1] введён контрольный канал счёта, который ускорил нахождение рабочей точки на характеристике и позволил следить за общим усилением в начале и в конце суточных измерений. Этот канал позволяет сразу же судить о чистоте счётного газа, так как известно соотношение счёта импульсов верхнего канала без антисовпадений и с антисовпадениями.

До сих пор мы пользовались величиной периода полураспада $\text{C}^{14} = 5\,563 \pm 30$ лет. В связи с опубликованными новыми работами [4, 5], где величина полураспада дается $5\,760 \pm 50$ лет и $5\,780 \pm 65$ лет – возраст образцов становится древнее на коэффициент 1,036. На этом симпозиуме мы заслушали новое определение периода полураспада C^{14} . Наконец у нас так же накопился материал по этому вопросу. Это имеет практическое значение главным образом для археологов. Совместно с географами была поставлена задача датирования оледенения на территории Советского Союза за время от наших дней до 70 000 лет вглубь истории Земли.

Ледниковый период достаточно хорошо изучен геологами, но точной хронологической шкалы не было. Намечены сборы, которые проводятся по не-

скольким меридианальным разрезам. Мы собираем образцы торфов, органических остатков террас, речных долин, шерсть мамонтов, илы внутренних морей.

Таблица 1.
Данные по расширению диапазона определения возраста по C^{14} .

Газ	Рабочий объём, л	Давление, атм	Экранирование	N_ϕ , имп/мин	N_0 , имп/мин	Макси- мальный возраст при 4 σ , 48 часов счёта	$\frac{N_0}{\sqrt{N_\phi}}$
CO_2	0,9	2	Fe – 37 см	8,9	9,5	27 000	3,2
C_2H_6	0,9	2	Hg – 2,5 см + кольцо А.С	14,3	18,6	31 000	4,9
CO_2	0,9	2	Hg – 2,5 см + кольцо А.С	7,09±0,06	10,57±0,08	29 000	4,0
C_2H_6	0,9	2	Hg – 2,5 см + кольцо А.С	10,27±0,06	23,47±0,10	34 000	7,3
C_2H_6	1,9	2	Hg – 2,5 см + кольцо А.С + парафин	12,07	44,2	38 000	12,1
C_2H_6	1,9	3	Hg – 2,5 см + кольцо А.С + парафин			40 000	

Параллельно с определением возраста по C^{14} специалистами-биостратиграфами определялся относительный возраст по спорово-пыльцевому методу в одном и том же образце. Одной из наиболее сложных и крупных задач является возможно более точное определение границы последнего валдайского (вюрмского) оледенения на территории СССР, отдельных его стадий, последнего межледниковья, ледниковой эпохи и голоцена. Для этого потребуется ещё много лет. И лишь на отдельных примерах решения этой проблемы, а именно, на расчленении голоцена, я позволю себе остановиться. Основным материалом для датировки использовали торф и остатки ископаемых деревьев. Как мы показали, при отборе проб торфа могут возникнуть ошибки, если строго не соблюдены правила отбора проб торфа.

Табл. 2 иллюстрирует пример загрязнения древнего и молодого образца современным углеродом (при $A_{\text{макс}} = 34\,000$ (482, 4 σ) для литрового счётчика).

Таблица 2.
Пример загрязнения образца современным углеродом

№	Образец	A (возраст, годы)	A при $\Delta C^{14} - 1\%$	A $\Delta C^{14} - 2\%$	A $\Delta C^{14} - 3\%$	A $\Delta C^{14} - 10\%$	A $\Delta C^{14} - 75\%$
1	Древний	34 000	—	—	31 600±2 000	24 100±900	2 400±100
2	Мо-198	2 400±100	2 344±100	2 285±100	—	1 910±100	—

(При $A_{\text{макс}} = 34\,000$ лет (48 час, 4 σ) для литрового счётчика)

Древний образец, возраст которого лежал за пределами метода (в данном случае от 34 000 лет до ∞) при загрязнении современным углеродом на 4 % имел возраст

31 000 лет. При загрязнении на 75 % – 24 000 лет. Загрязнение молодого образца менее опасно. Даже в случае 10 % загрязнения образец Мо 198, например, будет омоложен только на 500 лет.

Параллельно с определением возраста по C^{14} , как я уже говорил, проводился спорово-пыльцевой анализ.

Приведу пример датирования голоценовых отложений торфяной залежи. Образцы были взяты проф. Нейштадтом из торфяного болота «Берендеево» (100 км к северо-востоку от Москвы). Эта торфяная залежь была хорошо изучена, в частности с помощью пыльцевого анализа [6], но абсолютной хронологии не было. На рис. 1 показан разрез торфяного болота и пыльцевая диаграмма.

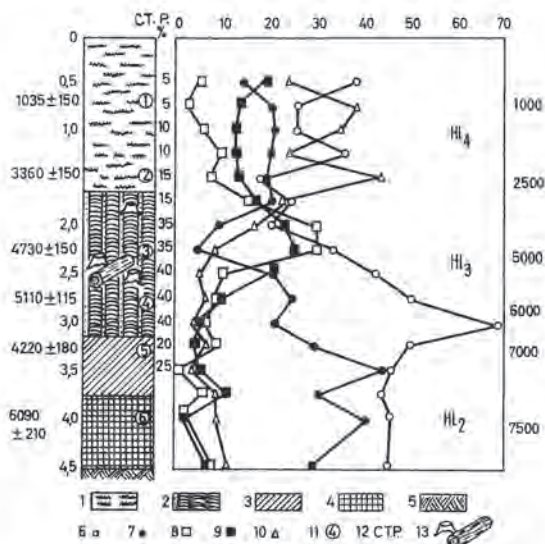


Рис. 1

Разрез торфяного болота и пыльцевая диаграмма:

1. – сфагновый торф (медиум торф);
2. – сосново-пушицево-сфагновый торф;
3. – осоковый торф;
4. – сапропель;
5. – глина;
6. – пыльца берёзы;
7. – пыльца сосны;
8. – пыльца ольхи;
9. – пыльца теплолюбивых широколиственных пород (дуб+липа+вяз+клён);
10. – пыльца ели;
11. – местоположение взятых образцов и их порядковый номер;
12. – степень разложения, %;
13. – пни и стволы сосны.

Hl_4 – поздний голоцен;

Hl_3 – средний голоцен;

Hl_2 – ранний голоцен.

В табл. 3 приводятся данные по C^{14} и пылевому спектру. По обоим методам в общем происходит увеличение абсолютного возраста торфа с глубиной залегания. Абсолютный возраст по C^{14} несколько ниже, чем ожидался. Исключение составляет образец Мо 210, возраст которого несколько моложе, чем ожидался. Возможно загрязнение при отборе пробы буром, что требуется доказать. Интересно, что образец древесины Мо 212, взятый с глубины, и образец торфа Мо 208 дали совершенно идентичные результаты. Древесина Мо 213 с той же глубины, но в отдалении от места забора пробы Мо 212, показала возраст несколько ниже. Возможно, здесь играла роль различная осадка торфа, что не учитывалось при определении глубины залегания.

Таблица 3.
Датирование торфа из торфяника «Берендеево»

Материал	Лабораторный №	Глубина, м	Абс. возраст по C^{14} , годы	Ориентировочная датировка по пылевому спектру, годы
Торф	Мо 206	0,75	1 035±150	1 000
	Мо 207	1,5	3 360±150	2 500
	Мо 208	2,25	4 730±190	5 000
	Мо 209	2,75	5 410±195	6 000
	Мо 210	3,25	4 220±180	7 000
	Мо 211	4,0	6 090±210	7 500
Древесина	Мо 212	2,25–2,5	4 720±190	5 000
	Мо 213	2,25–2,5	3 630±165	5 000
	Мо 214	Из другого разреза	9 160±230	9 000

Приведу другой пример датирования голоценовых отложений для северо-востока СССР. Был определён возраст образцов из четвертичных отложений бассейна нижнего течения р. Индигирки, систематически собиравшихся Ю.А. Лаврушиным. Схема соотношений различных элементов рельефа, в низовьях р. Индигирки и место взятия проб представлены на рис. 2.

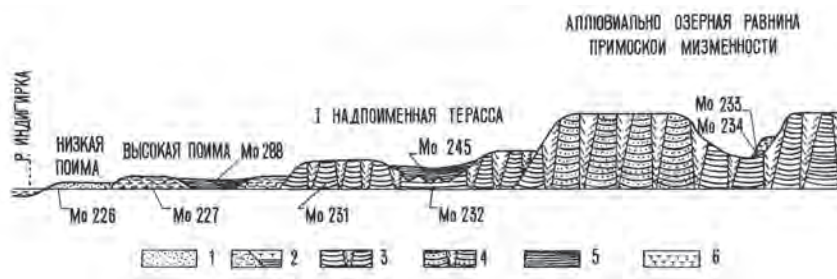


Рис. 2

Схема соотношения различных элементов рельефа в низовьях р. Индигирки и место взятия образцов (составил Ю.А. Лаврушин):

1. аллювий низкой поймы;
2. аллювий высокой поймы;
3. аллювий I надпойменной террасы;
4. отложения аллювиально-озёрной равнины (II надпойменная терраса);
5. озёрные отложения на поверхности I надпойменной террасы р. Индигирки;
6. торф.

Полученные датировки позволили сделать выводы о возрасте отдельных элементов рельефа р. Индигирки (низкой и высокой её поймы, а также высокой поймы её притока р. Б. Эрчи); о скорости накопления осадков в различных фациях аллювия см. табл. 4.

Таблица 4.
Датировка образцов четвертичных отложений бассейна
нижнего течения р. Индигирки

Лабораторный №	Абс. возраст по C^{14} в годах	Место взятия образца
Мо 226	370±145	Низкая пойма р. Индигирки.
Мо 227	4 125±180	Высокая пойма р. Индигирки, 0,5 м над урезом воды.
Мо 228	2 100±160	Высокая пойма р. Индигирки, ~ 2 м над урезом воды.
Мо 229	4 770±280	Высокая пойма р. Б. Эрча, нижн. часть толщи (~ 1 м над урезом воды).
Мо 230	3 470±170	Высокая пойма р. Б. Эрча, верхн. часть толщи.
Мо 231	2 285±160	I надпойменная терраса р. Индигирки, глубина 12 м.
Мо 232	8 670±270	I надпойменная терраса р. Индигирки, глубина 4 м.
Мо 245	6 850±225	I надпойменная терраса р. Индигирки, глубина 2, 3 м.
Мо 233	7 820±210	II надпойменная терраса р. Индигирки, глубина 5,9 м.
Мо 234	7 850±250	II надпойменная терраса р. Индигирки, глубина 6 м.

Нахождение остатков древовидной берёзы (Мо 232 и Мо 229) позволили предположить, что климатический оптимум голоцена на северо-востоке СССР охватывает интервал времени от 9 000 до 4 500 лет. В настоящее время древовидная берёза в этих местах не произрастает. Эти результаты хорошо сопоставляются с аналогичным явлением в Западной Европе, на Аляске. Параллельные данные по спорово-пыльцевому анализу хорошо согласуются с датами по C^{14} . Исключение составляет образец Мо 231, который будет изучаться в дальнейшем.

Далее я хочу упомянуть о датировании голоцена Земли Франца Иосифа. Расчленение возраста голоцена здесь обычными методами невозможно. Кстати сказать, возрасты, полученные газовым методом и сцинтилляционным для родных образцов, но одной и той же находки, дали хорошее схождение; газовый – 4 775±115, сцинтилляционный – 4 250±90 [7]. Образцы с о. Гукера, Хейса, Александры, датирование по C^{14} , заставили изменить представления о времени образования морских террас и деградации оледенения. Были выделены интервалы климатического потепления, и этапы голоценовой истории Земли Франца Иосифа были увязаны с соседними районами [8].

Большой интерес представляет датировка C^{14} по ископаемым животным – их шерсти и т. п. В своё время нами был определен возраст Таймырского мамонта [3], оказавшийся равным 11 700±300. Хорошо известна находка в прошлом Березовского мамонта (хранится в Зоологическом музее АН СССР, Ленинград),

возраст которого вероятно относится к раннему голоцену. Наконец мамонт был найден в 1,5 км севернее посёлка Чекуровка Булунского района, на второй террасе р. Лены, Восточная Сибирь.

На основании спорово-пыльцевого анализа географы пришли к выводу, что вымирание мамонта на севере Сибири произошло в ксеротермический максимум после ледникового времени (т. е. приблизительно 2 500–7 700 лет назад, средний голоцен) [9]. Однако датирование по C^{14} дало иное время.

Образец Мо 215 – дал возраст по C^{14} $5\,610 \pm 200$, а шерсть мамонта. Мо 215Б – $26\,600 \pm 1\,600$.

Таким образом эти три датированные находки мамонта в Сибири — Таймырского, Чекуровского и Березовского — позволяют реконструировать палеогеографические условия в достаточно большом диапазоне лет.

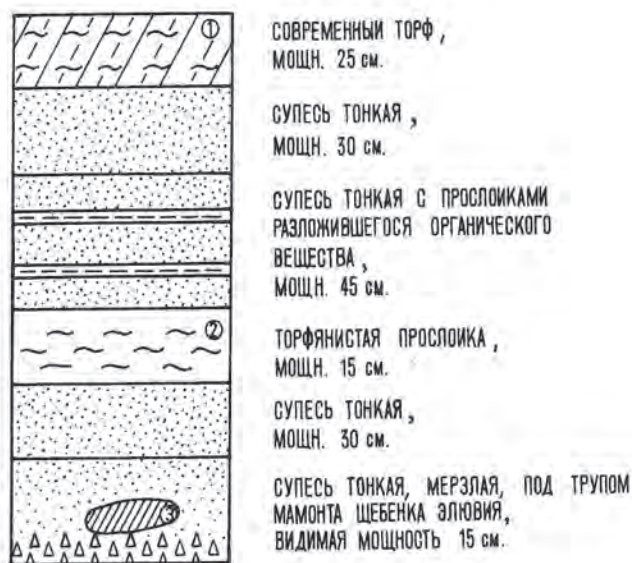


Рис. 3

Разрез слоёв пород в районе п. Чекуровка, где был обнаружен мамонт.

Наконец мне хотелось привести данные по C^{14} , относящиеся к голоценовой истории Чёрного моря. Как известно, в Чёрном море начиная с глубины 200 м и до самого дна идёт сероводородное брожение. Сульфатредуцирующие бактерии (*Vibrio desulfuricoms*) восстанавливают SO_4^{2-} до H_2S .

Мы изучили фракционирование изотопов серы, которое при этом идёт в толще воды моря и в его донных отложениях. Донные отложения представлены современными осадками, затем глубже лежат древне-черноморские осадки. Те и другие представлены морской ископаемой фауной достаточно хороших описаний. И наконец ещё глубже лежат новоэвксинские слои, представленные пресноводной фауной.

Фракционирование серы по изотопам S^{32} и S^{34} в илах моря представлено на рис. 5.

На рис. 5 показано распространение осадков. Сверху даётся δS^{34} в по отношению изотопного состава серы метеоритов (0; 2 — обозначение серы сульфатов моря). Кривые указывают на диапазон фракционирования изотопов серы в илах разного возраста, являющиеся результирующими двух процессов — фракционирования изотопов серы в пелагене (в верхнем слое ила на контакте с водой моря) и фракционирования серы в толще самого ила (без надёжного контакта с водой моря). Все это связано, как мы показали, с характером воды бассейна, т. е. содержания в нем SO_4^{2-} и, следовательно, H_2S или O_2 и ограниченность или неограниченность запасов SO_4^{2-} в илах этого моря [10]. Поэтому я не хочу здесь это всё повторять. Из рис. 5 видно, что в илах современных и древнечерноморских мы наблюдаем большое фракционирование изотопов S между SO_4^{2-} и H_2S (пиритом, гидротроилитом, и S), а в илах новоэвксинского века это фракционирование при общем низком содержании SO_4^{2-} в илах — ничтожно мало. Мы сделали вывод, который подкрепляет морфологические данные (характер фауны), что эти осадки образовались в пресном «море», где не было SO_4^{2-} , и аэрация воды проходила до дна. Иными словами, Чёрное море в это время не обменивалось водой с Мраморным и Средиземным морями. Последний прорыв вод Мраморного моря, которые принесли морские SO_4^{2-} в Чёрное море произошёл на границе новоэвксинского времени и начала древнечерноморских отложений. Нам удалось из колонок* грунтов моря из мест контакта новоэвксинских и древнечерноморских илов отобрать пробы с большим количеством компактного органического вещества. Места отбора показаны на схеме, рис. 4.

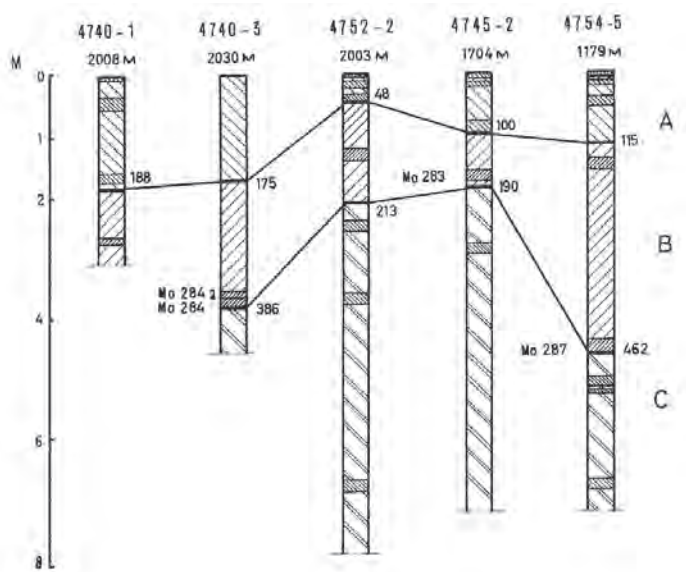


Рис. 4

Разрез колонок донных отложений Чёрного моря:

- А — современные осадки;
- В — древнечерноморские;
- С — новоэвксинские.

Мо 284, Мо 283, Мо 287 — места отбора проб органического вещества

* Колонки достигали 18 м. Отбирались те из них, которые были вне возможного оползания берега, на ровном, дне.

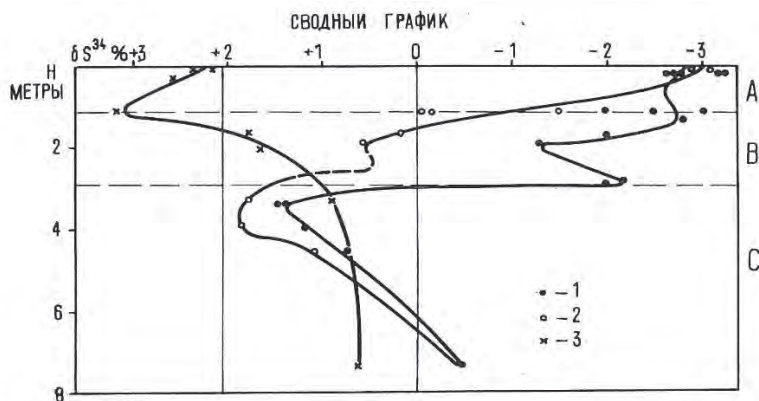


Рис. .5

Фракционирование изотопов серы 1 – в пирите;
 2 – гидротроилите;
 3 – сульфатах в данных отложениях черного моря;
 А – современные осадки;
 В – древнечерноморские;
 С – новозавксинские.

Датирование по C^{14} дало:

Ст. 4 740 – 3 (Мо 284) – 7225 ± 250 лет
 Ст. 4 740 – 3 (Мо 284) – 7510 ± 240 лет
 Ст. 4 745 – 2 (Мо 283) – 8000 ± 260 лет
 Ст. 4 754 – 5 (Мо 287) – 9350 ± 220 лет.

Это значит, что этот последний прорыв вод Мраморного моря через Босфор произошёл ~ 8 000 лет тому назад, в раннем голоцене. Образец Мо 287 содержал рассеянное органическое вещество. Из нескольких примеров, которые я имел возможность привести, видно все значение метода C^{12} для датирования и расчленения осадочных пород и др. объектов верхнего антропогена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П., Девирц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартыщенко А.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} при помощи пропорц. счётчика. Изд. АН СССР, 1961.
2. Виноградов А.П., Девирц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщ. Ш. Геохимия, № 5 (1962) 387.
3. Виноградов А.П. Датирование по C^{14} , Radioisotopes in the Physical Sciences and Industry I, МАГАТЭ Вена (1962) 75.
4. Mann W.B., Marlon W.F., Wilson H.W., Intern. J. appl. Rad. Isotopes II, № 2/3 (1961) 67,
5. Watt D.E., Ramsden D., Wilson H.W. Intern. J. appl. Rad. Isotopes II, № 2/3 (1961) 68.
6. Нейштадт М.И. Вестн. торф. дела № 2 (1929).
7. Дибнер В.Д. ДАН: 138, № 4, (1961) 893.
8. Гросвальд М.Г.: Девирц А.Л.: Добкина Э.И. ДАН 141, 5, 1175, 1961.
9. Коржуев С.С., Федорова Р.В. ДАН, 143, № 1 (1962) 181.
10. Vlinogradov A.P. La fraction des Composes isotopes du Soufre dans le mèr Noir avec le Rapport du leurs Histoire. J. Chim. Phys., T. p., Paris (1962).

C¹⁴ DATING OF THE UPPER ANTHROPOGENE IN THE USSR*

Before presenting some results of C¹⁴ dating of geological events in the USSR, I must speak very briefly of the changes in the C¹⁴ dating method, which we have introduced during the past few years. We have endeavored to promote the rapid and widespread adoption of this method by geographers, geologists and archaeologists. As can be seen from published papers of ours [1, 2, 3], we use the gaseous method; i. e. we count the impulses from gaseous carbon compounds obtained in processing the material under examination. Our counter gases are CO₂, CH₄, C₂H₂ and C₂H₆, but we regularly measure C¹⁴ with two of them, carbonic acid and ethane, in a proportional counter. The method of obtaining and purifying the gas, the counter and the measuring technique have already been described [1-3]. We have been able, with this method, to determine ages reliably up to 30 000 or 35 000 yr. We have recognized and solved the problem of raising the upper limit of A_{max}. As will be familiar, when N_{min} = 4σ, A_{max} is determined from the following relationship:

$$A_{\max} = 8033 \ln \frac{N_0 \sqrt{t}}{N_{\phi} \sqrt{32}}$$

Given a constant value for counting time T, the extension of the age range is determined by two quantities, N₀ (mean net contemporary carbon counting rate), and N_φ (mean background counting rate).

Table 1 shows the typical results obtained.

Table 1.
Data to widen the range of C¹⁴ dating

Gas	Working time, l	Pressure (atm)	Shielding	N _φ , (imp/min)	N _φ , (imp/min)	Max. age with 4σ, 48-h count	$\frac{N_0}{\sqrt{N_{\phi}}}$
CO ₂	0,9	2	Fe - 37 cm Hg - 2. 5 cm + AC ring	8,9	9,5	27 000	3,2
C ₂ H ₆	0,9	2		14,3	18,6	31 000	4,9
CO ₂	0,9	2	Hg - 2. 5 cm + AC ring	7,09±0,06	10,57±0,08	29 000	4,0
C ₂ H ₆	0,9	2	Hg - 2.5 cm + AC ring	10,27±0,06	23,47±0,10	34 000	7,3
C ₂ H ₆	1,9	2	Hg - 2.5 cm + AC ring + paraffin	12,07	44,2	38 000	12,1
C ₂ H ₆	1,9	3	Hg - 2.5 cm + AC ring + paraffin			40 000	

This Table shows that when the counter was filled with CO₂ the background value fell by 20%. This drop is associated with more careful selection of the counters for the anticoincidence ring. The background of the ethane proportional counter drops even lower, by 28%. This is due particularly to the use of distilled water from an artesian well for breaking down calcium carbide, which makes it possible to prevent tritium from nuclear tests entering the counting gas. In this manner, we obtained a figure of 40 000 yr for the reliable counting limit A_{max}.

A control channel has been added to the counting system described earlier [1], which has speeded up determination of the working point on the curve and enabled us to follow the general amplification rate at the beginning and end of 24-hr measurements. This channel enables us to make an immediate appraisal of the purity of the counter gas,

* Translation of the foregoing paper by Professor A.P. Vinogradov.

since we know the ratio of the pulse count value of the upper channel obtained with anticoincidence to that obtained without it.

Up till now, we have used 5563 ± 30 yr as the half-life for C¹⁴. Taking the half-life values of 5760 ± 50 yr and 5780 ± 65 given in recent works [4, 5], the age of the samples increases by a factor of 1.036. I have heard yet other values for the half-life of C¹⁴ during this Symposium and we ourselves have collected some material on this question, which is of practical concern mainly to archaeologists. In association with geographers we undertook the task of dating glaciation on the territory of the USSR from our times up to 70 000 yr ago. The ice age has been quite well studied by geologists, but no exact chronological scale was available. Samples were collected along some meridional sections and included peat, organic remains from river valley terraces, mammoth hair and silt from inland seas. Parallel to dating with C¹⁴, biostratigraphers worked on the same samples to determine relative age by the spore-pollen method. One of the most complex and important tasks is to determine with the highest possible accuracy the limits of the last (Valdai Würm) glacial period in the USSR, distinguishing its various stages, the last interglacial and glacial periods, and the Holocene. This work will take many more years.

I am going to dwell a little on some ways of dealing with this problem, and more specifically the breakdown of the Holocene. The basic dating material consists of peat and scraps of fossilized wood. As I have shown, errors can arise when choosing samples of peat, if the rules for sampling are not strictly observed. Table II shows an example of the contamination of an old and a young sample by contemporary carbon (in which $A_{\max} = 34\ 000$ (48h, 4 σ) for the 1-liter counter).

When an old sample, whose age lay outside the range of the method (in this case it lay between 34 000 yr and ∞) had 4% contamination with contemporary carbon, its age came to 31 000 yr; with 7.5% contamination, it was 24 000 yr.

Table 2.
Example of sample contamination by contemporary carbon

Serial No	Sample	A (age), years	A when $\Delta C^{14} = 1\%$	A when $\Delta C^{14} = 2\%$	A when $\Delta C^{14} = 3\%$	A when $\Delta C^{14} = 10\%$	A when $\Delta C^{14} = 75\%$
1	Ancient	34 000	—	—	31 600 $\pm$ 2 000	24 100 $\pm$ 900	2 400 $\pm$ 100
2	Mo-198	2 400 $\pm$ 100	2,344 $\pm$ 100	2 285 $\pm$ 100	—	1 910 $\pm$ 100	—

(Where $A_{\max} = 34\ 000$ yr (48-h, 4 σ) for 1-liter counter)

Contamination of a young sample has a less upsetting effect: even with 10% contamination, sample Mo 198, for example, will be made younger by only 500 yr.

C¹⁴ dating was accompanied by spore-pollen analysis, as I have already stated.

I shall now give an example of the dating of Holocene peat deposits. Samples were obtained by Professor Neustadt from the Berendeevo peat bogs (100 km north-east of Moscow). This peat deposit had been thoroughly examined, particularly by pollen analysis (6), but the absolute chronology had not been ascertained. Fig. 1 shows a section through the peat bog and the pollen chart.

Table III gives C¹⁴ and pollen spectrum data.

Generally speaking, both methods give an increased absolute age for the deep-lying peat. The absolute C¹⁴ age is somewhat lower than was expected. Sample Mo 210 was an exception, as its age was somewhat less than expected. It is possible that the sample was contaminated in the course of drilling, although this would have to be proved. It is interesting to note that wood sample Mo 212, taken from a depth, and peat sample

Mo 208, gave identical ages. Wood sample Mo 213 from the same depth, but from a point some distance from that at which sample 212 was obtained, gave a somewhat lower age. It is possible that the different settling of the peat, which was not taken into account when determining the depth of the bed, played a part here. Another example of Holocene deposit dating which I should like to quote relates to the north-west of the USSR: we determined the age of samples systematically collected by Yu.A. Lavrushin from the quaternary deposits of the lower Indigirka basin. A plan showing the inter-relationships of various topographical features of the lower reaches of the Indigirka and indicating the places from which samples were taken is given as Fig. 2.

The data obtained enabled us to make deductions regarding the ages of the various topographical features of the Indigirka, such as its lower and upper floodlands, the upper floodlands of its tributary, the Bolshaya Ercha, and the rate of sediment accumulation in the various alluvial facies (see Table IV).

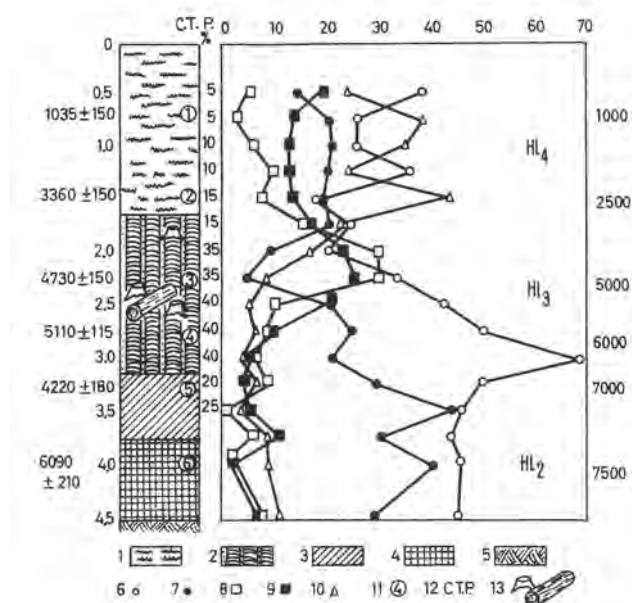


Fig. 1
Pollen chart and section through peat bog

Legend:

1. Sphagnum peat (medium peat)	8. Alder pollen
2. Pine-cotton grass-sphagnum peat	9. Pollen of thermophilic broad-leaved species (oak, lime, elm, maple)
3. Sedge peat	10. Fir pollen
4. Sapropel	11. Sites from which samples were obtained and their serial numbers
5. Clay	12. Degree of decomposition, %
6. Birch pollen	13. Pine stumps and stems
7. Pine pollen	

HL₄ - late Holocene
HL₃ - middle Holocene
HL₂ - early Holocene

The discovery of arboreal birch remains (Mo 232 and Mo 229) gave grounds for believing that the climatic optimum of the Holocene in the northeast part of the USSR covered the range 9000 to 4500 yr. At present, the birch does not grow in these regions in arboreal form. These results compare quite favorably with similar phenomena in western Europe and Alaska. Parallel data, obtained by spore-pollen analysis, are in good agreement with the C¹⁴ dates. Sample Mo 231, which will be studied further, is an exception.

Table 3.
Dating of peat from the «Berendeevo» peat-bog

Material	Sample No	Depth	Absolute C ¹⁴ age (yr)	Order-of-magnitude dating from pollen spectra (yr)
Peat	Mo 206	0,75	1 035±150	1 000
	Mo 207	1,5	3 360±150	2 500
	Mo 208	2,25	4 730±190	5 000
	Mo 209	2,75	5 410±195	6 000
	Mo 210	3,25	4 220±180	7 000
	Mo 211	4,0	6 090±210	7 500
	Mo 212	2,25-2,5	4 720±190	5 000
Wood	Mo 213	2,25-2,5	3 630±165	5 000
	Mo 214	From another section	9 160±230	9 000

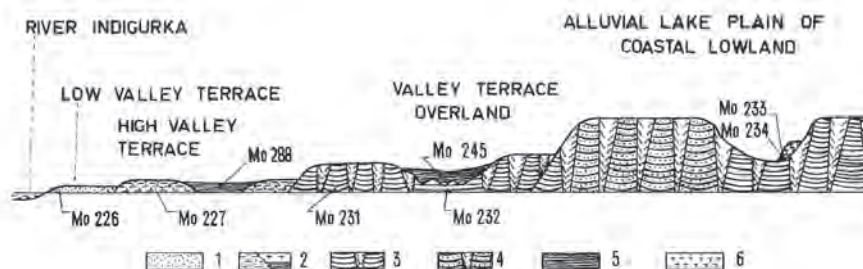


Fig. 2

Plan showing the inter-relationships of various topographical features in the lower reaches of the Indigirka and indicating the sites from which samples were taken (prepared by Yu.A. Lavrushin):

1. Alluvium of lower floodlands;
2. Alluvium of upper flood lands;
3. Alluvium of first terrace above floodlands;
4. Alluvio-lacustrine lowland deposits (second terrace above floodlands);
5. Lake deposits on surface of first terrace above Indigirka floodlands;
6. Peat.

I should also like to mention Holocene dating in Franz Josef Land. It is not possible in this case to break down the Holocene by the usual methods. Incidentally, the ages obtained for various samples by the gas and the scintillation methods were in good agreement, the values obtained being: gas - 4775 ± 115 ; scintillation - 4250 ± 90 [7]. C¹⁴ dating of samples from Hooker, Hayes and Alexandra Islands obliged us to change our evaluation of the times of formation of the marine terraces and the degradation of the ice. We determined periods for the climatic warming up of Franz Josef Land and the stages of its Holocene history are bound up with the neighbouring regions [8].

Table 4.
Dating of quaternary deposit samples from the lower Indigirka basin

Sample No.	Absolute C ¹⁴ age, (yr)	Site whence sample taken
Mo 226	370±145	Lower Indigirka floodlands
Mo 227	4 125±180	Upper Indigirka floodlands, 0. 5 m above water- level
Mo 228	2 100±160	Upper Indigirka floodlands, ~2 m above water-level
Mo 229	4 770±280	Upper Ercha floodlands, lower part of stratum (approx. 1 m above water-level)
Mo 230	3 470±170	Upper Ercha floodlands, upper part of stratum
Mo 231	2 285±160	First terrace above flood-level of Indigirka, depth 12 m
Mo 232	8 670±270	First terrace above flood-level of Indigirka, depth 4 m
Mo 245	6 850±225	First terrace above flood-level of Indigirka, depth 2. 3 m
Mo 233	7 820±210	Second terrace above flood-level of Indigirka, depth 5. 9 m
Mo 234	7 850±250	Second terrace above flood-level of Indigirka, depth 6 m

C¹⁴ dating is of great importance in the case of fossilized fauna — dating of hair, etc. We once determined the age of a Taimyr mammoth [3] as being 11 700±300. The well-known Berezovka mammoth (now in the USSR Academy of Sciences' Natural History Museum at Leningrad) probably belongs to the early Holocene. Finally, a mammoth was discovered 1.5 km to the north of Chekurovka, Bulun district, on the second terrace of the River Lena in eastern Siberia.

Fig. 3 (not to scale) shows the strata in which the Chekurovka mammoth was discovered.



Fig. 3

Section through rock strata in the area of Chekurovka, where the mammoth was found

Geographers concluded from the evidence of spore-pollen analysis that the mammoth became extinct in northern Siberia during the xerothermic maximum after the ice age (i.e. approximately 2500-7700 yr ago, mid-Holocene) [9]. However, C¹⁴ dating gave a different time.

Sample Mo 215 gave a C¹⁴ age of 5610±200, but the mammoth's hair (Mo 215B) yielded a value of 26 600±1600.

These three datings of mammoths found in Siberia — the Taimyr, Chekurovka and Berezovka — enable us to reconstruct paleogeographic conditions over quite a long period.

Finally, I should like to present some C¹⁴ data relating to the Holocene history of the Black Sea. We know that hydro sulphuric fermentation takes place in the Black Sea, from a depth of 200 m down to the bottom. Sulphate-reducing bacteria (*Vibrio desulfuricans*) convert SO_4^{2-} to H_2S . We have studied the fractionation of sulphur isotopes which accompanies this in the mass of the sea and in its bottom sediments. These sediments consist of contemporary precipitates, under which lie the ancient Black Sea deposits. These and others are composed of fossilized sea fauna which have already been adequately described. Deeper still, we reach the neo-euxine strata, composed of freshwater fauna.

Fig. 5 shows the fractionation of sulphur into isotopes S³² and S³⁴ in marine silt.

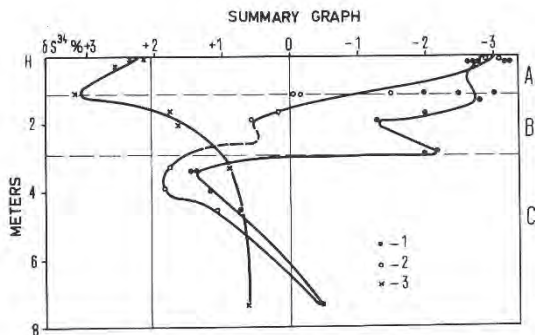


Fig. 5

Fractionation of sulphur isotopes in the bottom sediments of the Black Sea

1. In pyrite
2. In hydrotroilite
3. In sulphates
- A. Contemporary sediments;
- B. Ancient Black Sea sediments;
- C. Neo-euxine sediments.

These curves show the extension of the sediments, δS^{34} being given at the top as a percentage of the isotopic content of meteorite sulphur (indicated by '0'; '2' shows the level of sulphur in marine sulphates). They indicate the range of fractionation of sulphur isotopes in silts of various ages, resulting from two processes — fractionation of isotopes of deep-sea sulphur (in the upper beds of silt in contact with sea-water) and fractionation of sulphur in the mass of the silt itself (not in direct contact with sea-water). All this is bound up, as we have shown, with the nature of the water in the basin; i.e. the content of SO_4^{2-} , and consequently of H_2S or O_2 , and whether or not the stores of SO_4^{2-} in the silt are organic [10]; I shall not go into details again here. As can be seen from Fig. 5, in both contemporary and ancient Black Sea silts there is considerable fractionation of sulphur isotopes as between SO_4^{2-} and H_2S (pyrite, hydrotroilite and S), but in silts dating from the

neo-euxine era, where the SO_4^{2-} content is generally lower, fractionation is insignificantly small. We concluded — with the support of morphological data (nature of fauna) — that these sediments were formed in a fresh water sea, free from SO_4^{2-} , where aeration of the water extended down to the bottom. In other words, the Black Sea at that time was not exchanging water with the Sea of Marmora and the Mediterranean. The last inflow of water from the Sea of Marmora, which carried marine SO_4^{2-} into the Black Sea, occurred at the time of the transition from the neo-euxine period to that of the commencement of ancient Black Sea sedimentation. We succeeded in extracting, from cores* taken from the point of contact of the neo-euxine and ancient Black Sea deposits, samples containing a large quantity of compact organic matter. The sites where the samples were obtained are shown in Fig. 4.

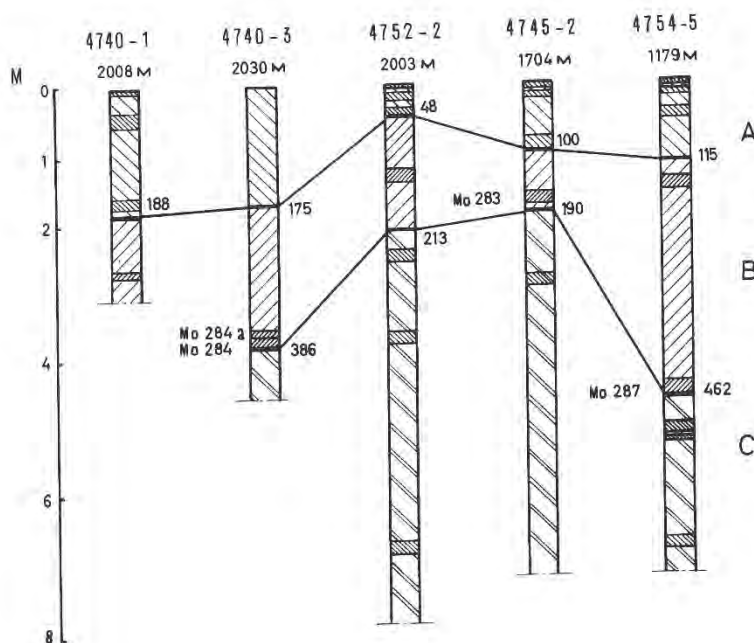


Fig. 4

Section through bottom sediment core from the Black Sea

1. Contemporary sediments;
2. Ancient Black Sea sediments;
3. Neo-euxine sediments.

Mo 284, Mo 283, Mo 287: sites whence samples of organic matters were taken.

C^{14} dating gave the following results:

St 4740-3 (Mo 284) - 7225 ± 250 yr
 St 4740-3 (Mo 284) - 7510 ± 240 yr
 St 4745-2 (Mo 283) - 8000 ± 260 yr
 St 4754-5 (Mo 287) - 9350 ± 220 yr

* The cores extended to 18 m. We used only those from places where there was no possibility of bank-slip, i. e. from flat beds.

This means that the last inflow of water from the Sea of Marmora through the Bosphorus occurred about 8000 years ago, in the early Holocene. Sample Mo 287 contained dispersed organic matter.

From the few examples I have given, it can be seen that the C¹⁴ method is very valuable for the dating and separation of various sedimentary rocks and other features of the Upper Anthropogene.

REFERENCES

1. *Vinogradov, A.P., Devirts, A.L., Dobkina, E.I., Markova, N.G. and Martyshchenko A.G.*, Opređenje absolutnog vremena po C¹⁴ pri pomoći proporc. sčetačika. USSR Academy of Sciences Publishing House (1961).
2. *Vinogradov, A.P., Devirts, A.L., Dobkina, E.I., and Markova, N.G.*, Opređenje absolutnog vremena po C¹⁴ Geohimia, No. 5 (1962) 387.
3. *Vinogradov, A.P.*, Datiranje po C¹⁴, Radioisotopes in the Physical Sciences and Industry, IAEA, Vienna I (1962) 75.
4. *Mann, W.B., Marlon, W.F. and Wilson, H.W.*, Int. J. appl. Radiat. Isotopes II, N 2/3 (1961) 67.
5. *Watt, D.E., Ramsden, D. and Wilson, H.W.*, Int. J. appl. Radiat. Isotopes II N 2/3 (1961) 68.
6. *Neushtadt, M.I.*, Vestn. Torf. Dela, No. 2 (1929).
7. *Dibner, V.D.*, DAN 138 No.4 (1961) 893.
8. *Grosvald, M.G., Devirts, A.L. and Dobkina, E.I.*, DAN 141 No. 5 (1961) 1175.
9. *Korzhuev, S.S. and Fedorova, P.V.*, DAN 143 No. 1 (1962) 181.
10. *Vinogradov, A.P.*, J. Chim. Phys. T. p., Paris (1962).

DISCUSSION

I. WENDT: How did you prepare the ethane (C₂H₂) and what is the purity of the gas you obtain with your procedure?

A. VINOGRADOV: Ethane is obtained by the following process: CO₂ (carbonate), with magnesium in the bomb, heated to a high temperature, yields acetylene. When a circulation pump is used, with nickel as a catalyst, the acetylene hydrogenates. This was described in detail in my paper entitled "Dating by C¹⁴" which was presented at a conference in Copenhagen [3]. The ethane, which requires a lengthy chemical preparation, is quite pure. Many of the figures I mentioned were counted with CO₂ as well as with ethane.

J. LABEYRIE: What organic substances did you use to determine when the water in the Black Sea became saline?

A. VINOGRADOV: We used an organic substance obtained from the silt in the Black Sea. This substance was devoid of structure and was sapropelic in character.

J. LABEYRIE: Did you measure the present age of the water on the basis of the dissolved carbonate close to the bottom of the Black Sea?

A. VINOGRADOV: We did not measure C¹⁴ in the carbonate solutions from the Black Sea. I know an attempt is being made to do so. The general circulation of water in the Black Sea probably takes about 200 yr.

J.L. KULP: (Chairman): The pattern of the sulphur isotopes in the sulphate of the Black Sea cores can be readily understood by increasing the component of surface water, but how can the sulphide, at the same time and in the same location, become heavier than the sulphur in the sulphate?

A. VINOGRADOV: Many interesting phenomena were observed in the shallower parts of the Black Sea where aeration extends to the bottom. There, certain processes of reconstruction and formation of sulphides by the oxygen in the water take place. In the deeper parts, where the water is stagnant and contains hydrogen sulphide, the sulphates are buried in the silt, where they continue to be reconstructed by bacteria. Sometimes light sulphates are found in this silt. It would seem that the formation of light sulphates is somehow connected with the oxidation of the sulphides, which contain a lighter sulphur. That would indicate that there were periods when oxidation conditions existed in certain parts of the sea-bed. The presence of these light sulphates in the silt indicated that stagnation occurred over the sediment containing oxygen.

J.L. KULP: The sulphide at a certain depth was very much heavier than the sulphur in the sulphate. What was the nature of the two samples in question at that depth?

A. VINOGRADOV: A sample of silt, generally 0.5 kg, is taken at approximately every 10 or 20 cm in a column section about 1 m long. The sulphates are squeezed out and different kinds of sulphur are then removed by various oxidation techniques. Hydrotroilitic sulphur is the first to oxidize, elementary sulphur oxidizes in different conditions and pyrites are the most difficult to oxidize. These techniques have been highly developed in the Soviet Union. Different kinds of sulphur are obtained from this sample and are then converted into SO_2 , which is passed through a mass spectrometer.

J.L. KULP: I understand that you oxidized the sediment to produce SO_2 . What was the source of the sulphide yielding the heavy sulphur in the section in question?

A. VINOGRADOV: As far as the contemporary and ancient Black Sea sediments are concerned, these sulphates are certainly buried sea-water, judging by the nature of the isotopic composition of the sulphur. With regard to the sulphates in the neo-euxine layers, which we take to be fresh water, sulphur could have been oxidized due to the presence of organic sulphur or the sulphur of river sulphates which we used to think were produced by certain organic activity and sulphur oxidation and which, as we now realize, are sulphates resulting from the solution of gypsum and anhydrides on the surface of the earth. These river sulphates are somewhat lighter than the sea sulphates and it is likely that they are the sulphates found in the neo-euxine layers which we have measured and which do not give a substantially heavier sulphur as compared with the typical sea sulphates.

P.E. DAMON: In the peat moor deposit some 100 km from Moscow you compared C^{14} dates with pollen stratigraphic dates. How did the pollen stratigraphers obtain dates in absolute units?

A. VINOGRADOV: I use spore-pollen analysis for Holocene measurements.

B. SABELS: As far as I know, evolutionary characteristics can be determined from the pollen species — in palaeontological fashion — for Mesozoic or early Cenozoic pollen grains. For Pleistocene, and particularly for Holocene, pollen, only climatic deductions can be made from the species identified. I therefore doubt the possibility of establishing an independent set of age data for the Holocene pollen grains by the pollen method alone.

This year one of my colleagues, Dr. Hoering, and I myself measured sulphur isotope ratios and found a range of δS^{34} in gunflint herz purite from 1 to 4% - with a standard about 1% lighter than the Russian standard — which was in complete agreement with Professor Vinogradov's data. It seems, therefore, that the same mechanism of sulphur isotope fractionation may have operated both in the gunflint sediments which are 2000 million years old and in the Black Sea sediments.

A. VINOGRADOV: The spore-pollen method has been developed into a very elaborate technique in the Soviet Union. Although I am sceptical with regard to this method, I must point out that it is valuable, since it provides accurate information on the sequence of

climatic and other events. The absolute assessment is, of course, approximate, but the data obtained do not deviate widely from C^{14} data.

With regard to the sulphur fractionation you mentioned, I agree that the same biogenetic mechanism is involved.

J.L. KULP: It seems to me that the measurement, on the gunflint, of the large fractionation you mentioned provides the most accurate indication of organized life, namely the presence of sulphate-reducing bacteria. I suspect it is the most sensitive technique available for identifying any organized life in the extremely old rock. The gunflint would be still in the 2000-million-year range, but the technique could be applied to those very ancient rocks. In the Soviet Union, have you tried to look for sulphur fractionation in extremely old rocks, in an attempt to identify life?

A. VINOGRADOV: Professor Todd examined sulphates and sulphides in sediments and found that after a certain period, say, 700 to 800 million years, no fractionation takes place. The fractionation of sulphur is, of course, due mainly to biogenetic processes, although I am sure that other processes are also involved. Professor Todd considered that the absence of such fractionation was due to the fact that there was no biogenetic process.

About five years ago we were able to refute this theory in some work we did with pyrites and sediments of various ages. We found that this fractionation takes place at a very early stage and, according to all the available data — carbon and iron, etc. - the biosphere came into existence about 3000 million years ago. I cannot agree that life began 700 to 800 million years ago, since it is not borne out by the data. Life itself and biogenetic processes started much earlier, but here another complicated process is involved. Sulphur appeared in the surface of the earth in the form of elementary sulphur and apparently floated on the oceans in blocks. This sulphur then became oxidized and was transformed into sea sulphates, but the oxidation could take place only when there was enough oxygen. Oxygen always existed — since there was H_2O , CO_2 , etc. — but it was unstable — it was, so to speak, accidental in the earth's atmosphere. Only when photosynthesis occurred, when there was a stable oxygen content, did the sulphur begin to oxidize and be transformed into sulphates. This probably occurred about 3000-3500 million years ago, with the stabilization of oxygen in the atmosphere, the appearance of sulphates and, of course, their reduction by bacteria.

J.L. KULP: What are the oldest rocks in the Soviet Union for which you have examined the sulphur isotopes in sulphides and found evidence of bacteriological action?

A. VINOGRADOV: We studied mutagenic sulphides whose ages ranged up to about 2000 million years, and sulphur from sediments which was thousands of millions of years old.

J.L. KULP: The half-life is not always given in the Soviet and United States literature. I think it should be given in all papers in order to avoid confusion.

A. VINOGRADOV: About 30 yr ago there was an international commission on the determination of absolute age, which recommended the use of certain constants; I think it would be useful to re-establish such a commission and use agreed constants for absolute dating.

J.L. KULP: I agree that a commission would be useful. However, if, pending its establishment, the authors of papers stated the decay constant they had used, the necessary calculations could be made.

ДАТИРОВАНИЕ ДАЛЕКОГО ПРОШЛОГО* (Научный симпозиум в Афинах)

Международный совет научных союзов и Международное агентство по атомной энергии в сотрудничестве с Комиссией по атомной энергии Греции правили в конце прошлого года в Афинах научный симпозиум по радиоактивному датированию. По приглашению организаторов симпозиума автор этой статьи участвовал в нём в качестве представителя Советского Союза.

Прежде чем говорить о работе симпозиума, нужно заметить, что лет десять назад примат в определении абсолютного геологического возраста пород Земли радиоактивными методами принадлежал химикам. Установить абсолютный возраст пород можно было путём одновременного определения в минерале какого-либо радиоактивного элемента и дочернего элемента, образующегося в результате радиоактивного распада первого. Так, можно было определить возраст пород по содержанию в минералах, не подвергающихся заметным изменениям, U^{238} и Pb^{206} или U^{235} и Pb^{207} ; Rb^{87} и Sr^{87} ; K^{40} и Ar^{40} и т. д. Данные такого рода в недалёком прошлом очень осторожно воспринимались геологами, привыкшими в значительной мере судить о возрасте пород только относительно (что возникло раньше, а что — позже). Для пород «немых», без ископаемых остатков организмов, вообще нельзя было установить и относительный возраст. Но когда накопилось достаточно много данных по абсолютному датированию, геологам пришлось принять новый метод и в ряде случаев отойти от своих прежних представлений.

За последние годы примат в определении абсолютного возраста перешёл к геологам. Стало возможным построить полную возрастную шкалу пород земной коры. Появилась геохронология на точном основании. Но по мере того, как геологи осваивали применение метода абсолютного датирования пород, в геохронологии возникли новые проблемы, чисто геологические, но на другом уровне. Стали наблюдаться случаи, так сказать, «омоложения» пород вследствие потерь, например, аргона, из-за протекания в них в далёком прошлом процессов метаморфизма. И наоборот, иногда возраст пород «удревнялся» из-за того, что в них сохранились реликтовые минералы, более древние, чем сама порода. Далее, в ряде случаев абсолютный возраст пород (например, осадочных) не коррелировался с возможными темпами их образования и т. п. Все эти вопросы, представляющие большой интерес и для советских химиков и геологов, широко использующих метод радиоактивного датирования в своей работе, привлекли внимание участников симпозиума в Афинах.

На симпозиуме присутствовало около 100 учёных, непосредственно работающих в области радиоактивного датирования. Как по числу докладов, так и по характеру обсуждения главное место заняли исследования, посвящённые датированию по C^{14} (радиоактивному углероду), полупериод жизни которого ~5600 лет.

C^{14} возникает в атмосфере под влиянием космического излучения и вследствие взрывов атомных и термоядерных бомб. Из атмосферы C^{14} вместе с обычной углекислотой поступает в «обменный бассейн» — растворяется в воде океанов, потребляется организмами, откладывается с известняками и т. д. Довольно детальную картину распределения C^{14} в атмосфере дал Мюнх (ФРГ). Живой обмен мнениями вызвало определение Зюссом (США) и его сотрудниками возраста глубинных слоёв океанической воды по C^{14} (500–600 лет на глубине ~4000 м). Коман (США) полагает, что до дна океана поверхностные воды могут перемещаться в течение ~2000 лет. Вероятно, с этими скоростями движения воды в океане придётся серьёзно считать-

* Вестник АН СССР. 1963. № 6. С. 84–86.

ся, если будет исключено какое-либо влияние на состав уголекислоты океанической воды со стороны дна (например, выделение более «древней» уголекислоты, т. е. содержащей меньше или вовсе не содержащей C^{14}).

Мною было сделано сообщение о работах по C^{14} , которые ведутся в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Академии наук СССР, главным образом по датированию голоцена. В сообщении были приведены многочисленные примеры датирования, в частности времени прорыва вод Мраморного моря в Чёрное, произошедшего ~8000 лет назад, когда Чёрное море стало солёным бассейном.

Исключительно значение датирования по C^{14} для археологии, почвоведения. Даже «земной возраст» метеоритов (время их падения) может быть установлен по C^{14} .

В другой обширной группе работ, доложенных на симпозиуме, приводились геохронологические данные, полученные классическими методами — по урану и свинцу или торию и свинцу, а также более новыми методами — рубидий-стронциевым и калий-аргоновым. За последние годы выяснилось, что нередко данные о возрасте пород, полученные разными методами, не совпадают между собой, причём иногда в значительной степени (т. е. за пределами ошибки самого метода). Эти несовпадения могут быть принципиально объяснены либо потерей, либо приобретением породой в процессе её жизни того или иного химического элемента или изотопа, на котором строится метод определения возраста (например, потеря газа Ar^{40}). Однако точного объяснения причин этих процессов все же не найдено. Поэтому представлял интерес доклад Харлея (США), который предлагал определение возраста вести рубидий-стронциевым методом при условии, что порода на каком-то протяжении гомогенна в смысле содержания изотопов Sr^{87}/Sr^{86} и это отношение имеет постоянное значение.

Не останавливаясь на ряде других примеров, можно сказать, что и сейчас ещё требуется немалая изобретательность при непосредственном определении абсолютного возраста. Техника определения во всех докладывавшихся работах была доведена до большого совершенства. Так, при малых концентрациях Ag определение K^{40} и Ag^{40} производилось непосредственно масс-спектрометрически.

Следующее, о чём надо упомянуть — это новые методы определения абсолютного возраста пород, например, рений-осмиевый метод (по накоплению Os^{187}), которым не первый год пользуется Герр (ФРГ). Метод представляет интерес для молибденитов, которые содержат наиболее высокое количество Re (он добывается из них для промышленных целей). Следовательно, этим методом, возможно, удастся датировать возраст (время образования) рудных жил с молибденитом. Было бы интересно сопоставить данные, полученные этим методом, с данными о возрасте рудных жил, установленном методом определения изотопного состава свинца (примеси в руде), который мы предложили в своё время.

Наконец, значительное внимание на симпозиуме было уделено определению возраста метеоритов и других пришельцев из космоса.

Многих учёных продолжают занимать тектиты. Церингер (ФРГ) калий-аргоновым методом определял Ag в пузырьках газа этих тел, которым приписывают космическое происхождение, и нашёл, что они делятся на три возрастных группы. Был подвергнут изучению вопрос о возрасте метеоритов, в частности железных, при помощи уран-свинцового метода и по Pb^{206}/Pb^{207} . Фишер (США) в своём докладе согласился, что возраст каменных метеоритов-хондритов $\sim 4,5 \cdot 10^9$ лет. В отношении железных метеоритов простой расчёт показывает, что по сравнению с ураном в них слишком много Pb^{207} . Что же произошло — был ли уран потерян в силу каких-то превращений метеоритов, или часть Pb^{207} нерадиогенного происхождения? Ответы на эти вопросы пока ещё не найдены.

Со своеобразным сообщением о результатах радиационного (и механического — от микрометеоров) воздействия на спутники выступил Файерман (США).

В пластинках из алюминия и свинца, посланных вместе со спутниками и после длительного полёта возвратившихся на Землю, в железе самого корпуса спутников в результате космического облучения и соответствующих ядерных реакций возникали продукты глубокого скалывания, например инертные пазы. На основе их определения можно было судить о глубине и времени интенсивного облучения. Этот эффект облучения был особенно велик, когда он совпадал с высокой активностью Солнца. Корреляция солнечной деятельности с аналитическими данными совпала.

Заслуживает упоминания и ряд работ, посвящённых обнаружению в метеоритах долгоживущих радиоизотопов (которые также возникли в результате радиационного действия космического излучения) — Al^{26} , Be^{10} , Ar^{37} , Cl^{56} , Ar^{39} и др. Кстати сказать, существование этих радиоизотопов в тектитах не доказано. Заметим, что и в породах Земли они также не обнаружены. Предсказанный нами для ряда элементов сдвиг изотопного состава в железных метеоритах при облучении железа частицами высоких энергий подтвердился в результате непосредственных определений K^{40} , Sc , V^{50} и др., выполненных некоторыми зарубежными учёными.

Симпозиум в целом принёс большую пользу и заставил о многом задуматься. Космохимические проблемы, в частности в связи с проблемой освоения космоса, с удивительной быстротой захватили внимание многих западных исследователей.

Греческие учёные сделали всё, чтобы эта встреча была не только полезной, но и приятной. Они показали свой ядерный институт, организовали ряд экскурсий по древним городам Эллады, музеям. Мне впервые удалось непосредственно ознакомиться с руинами Пелопонесса и Аттики, побывать не только в знаменитом Акрополе в Афинах, но и в Пиреях, Микенах, Коринфе, Сукионе, Эпидавре и др. С юношеских лет наше воображение питалось мифами древней Греции. Удивительное впечатление производит стремление древних народов строить высокие насыпные пирамиды. Достаточно вспомнить храмы Солнца, Луны и др. в Мексике, каменные пирамиды египтян, высокие башни-храмы Индии и т. д. Древние эллины блестяще решили эту проблему стремления ввысь путём постройки геометрически великолепных храмов на высоких холмах, на фоне воздуха, южного неба и лазурного моря. В IV–V вв. до нашей эры эллины были глубочайшими реалистами, так как никто лучше их не сумел показать всю красоту человека. Они знали цену и разуму, и потому создали мифический Олимп.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО C^{14} ПРИ ПОМОЩИ ПРОПОРЦИОНАЛЬНОГО СЧЁТЧИКА*

В настоящее время все радиоуглеродные лаборатории мира (около 50) ведут определения абсолютного возраста по C^{14} двумя путями: сцинтилляционным и газовым.

Мы применяем газовый метод: он предполагает счёт газообразных соединений углерода, синтезированных из углерода исследуемого материала. В качестве счётных газов применяются CO_2 , CH_4 , C_2H_2 , C_2H_6 .

* Абсолютная геохронология четвертичного периода. Изд. – во АН СССР, 1963. С. 8–17.
Соавт.: Девирц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г.

Лаборатория Института геохимии считает активность C^{14} в двух газах: углекислоте и этане, вводимых в счётчик, работающий в пропорциональной области. Методика получения счётных газов, счётная аппаратура и проведение измерений были описаны нами (Виноградов и др., 1956, 1959, 1961a) и доложены на заседании Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций.

Чтобы провести одно определение (без параллельного), необходимо иметь 6 г элементарного углерода. Для этого требуется древесного угля 7-10 г., древесины – 20 г., торфа – 30 г. (эти цифры относятся к синтезу этана; для счётного газа CO_2 нужны ещё меньшие количества). Время, требуемое на проведение химического синтеза по этану, равно 20-25 часам, а по CO_2 – 12-15 часам. Перед наполнением счётчика газ выдерживают для распада радона около 3 недель. Счёт образца длится около суток (реже 48 час) и повторяется через несколько дней.

За последнее время этим методом было получено около 50 датировок по C^{14} (Виноградов и др., 1962). На данном совещании мы докладываем некоторые результаты этой работы.

Основная задача, которую необходимо было разрешить — отодвинуть возраст-ной предел $A_{\max}$. Это величина при условии $N_{\min} = 4\sigma$ рассчитывается по формуле:

$$A_{\max} = 8033 \ln \frac{N_0 \sqrt{t}}{\sqrt{N_\phi} \sqrt{32}} \text{ лет.}$$

При постоянном значении времени счёта t расширение возрастной шкалы определяется двумя величинами — N_0 (средняя скорость чистого счёта современного углерода) и N_ϕ (средняя скорость счёта, фона). Нам удалось получить новые данные (табл. 1.).

Таблица 1.
Сравнение некоторых параметров пропорциональных счётчиков

Газ	Рабочий объём, л	P, атм	Экранирование	N_ϕ , имп/мин	N_σ , имп/мин	Максимальный возраст при 4σ, 48 часов счёта	$\frac{N_0}{\sqrt{N_\phi}}$
Сообщение II							
CO ₂	0,9	2	{ Fe – 37 см, Hg – 2,5 см + кольцо схемы антисовпадения	8,9	9,5	27 000	3,2
C ₂ H ₆	0,9	2		14,3	18,6	31 000	4,9
Сообщение III							
CO ₂	0,9	2	То же	7,09±0,06	10,57±0,08	29 000	4,0
C ₂ H ₆	0,9	2	» »	10,27±0,06	23,47±0,10	34 000	7,3
C ₂ H ₆	1,9	2	То же+парафин	12,07	44,2	38 000	12,1
C ₂ H ₆	1,9	3	»			40 000	

Из данных таблицы видно, что фон счётчика, наполненного углекислотой, стал на 20 % меньше, чем был ранее. Это уменьшение связано с более тщательным подбором счётчиков в кольцо антисовпадений. Фон в этановом пропорциональном счётчике снижен ещё больше (на 28 %). Это снижение, помимо указанной причины, было достигнуто благодаря использованию артезианской воды для разложения

карбида кальция. Вода для этих химических операций бралась из одной скважины с глубины 160 м. Применение артезианской воды позволяет избежать попадания трития, образовавшегося в результате ядерных испытаний. Увеличение чистого счёта современного углерода связано с нахождением оптимальных условий использования электронного оборудования.

Другой возможностью расширения шкалы является увеличение объёма счётчика и давления в нём газа. Однако в двухлитровом счётчике при двух атмосферах $A_{\max}$ равно 38 000 лет, а при трёх атмосферах — 40 000 лет, т. е. возрастной предел увеличивается незначительно, но требуется гораздо больше материала и времени на приготовление нужного количества счётного газа.

Следующий момент, на котором следует остановиться, — это предварительная обработка образцов. В анализированном материале было три типа образцов торфа, древесины и уголь. Образцы перед сожжением в большинстве случаев подвергались тщательной очистке для удаления посторонних примесей, содержащих углерод. Из литературы известно (Olson, Broecker, 1958), что наиболее часто встречаются два вида загрязнений, попадающих в погребённые образцы из окружающих грунтовых вод: а) растворимые неорганические соли, содержавшиеся в воде в виде карбоната кальция; б) растворимые органические вещества — гуминовые кислоты. Для удаления карбонатов образцы обрабатывались кипячением с 5 %-ной HCl ; для удаления посторонних гуминовых кислот — кипячением с 2 %-ным раствором NaOH . После этого проводилось многократное нагревание с дистиллированной водой и сушка образцов в сушильном шкафу при 105° .

Пример загрязнения древнего и молодого образца современным углеродом в количестве ΔC^{14} показан в табл. 2.

Таблица 2.
Возраст образцов A в зависимости от загрязнения ΔC^{14}
современным углеродом, лет *

Образец	0	1 %	2 %	4 %	10 %	75 %
Древний	>34 000	—	—	31 600±2 000	24100±900	2400±100
Мо-198	2 400±100	2 344±100	2 285±100	—	1 910±100	—

* При $A_{\max}$ — 34 000 лет (48 час, 4σ) для литрового счётчика.

Древний образец, возраст которого лежит за пределами метода (от 34 000 лет до ∞), при загрязнении современным углеродом на 4 % омолаживается до 31 000, при загрязнении на 75 % — 2 400 лет. Загрязнение молодого образца менее опасно. Даже в случае 10 %-ного загрязнения образец Мо-198 будет омоложен только на 500 лет.

В ранее описанную схему (Виноградов и др., 1961а) введён контрольный канал счёта (рис. 1.), который ускорил нахождение рабочей точки на характеристике и позволил следить за общим усилением в начале и в конце суточных измерений. Кроме того, этот канал позволяет сразу же судить о чистоте газа, так как известно соотношение счёта импульсов верхнего канала без антисовпадений и с антисовпадениями.

В качестве эталона современного углерода по-прежнему использовалась древесина 30-летней берёзы, срубленной в 1908 г. на Камчатке (взята из коллекции Ботанического института АН СССР им. В.Л. Комарова). Необходимость использования дерева 50-летней давности объясняется, с одной стороны, тем, что в XX в.

вследствие бурного развития промышленности происходит обеднение C^{14} в атмосфере.

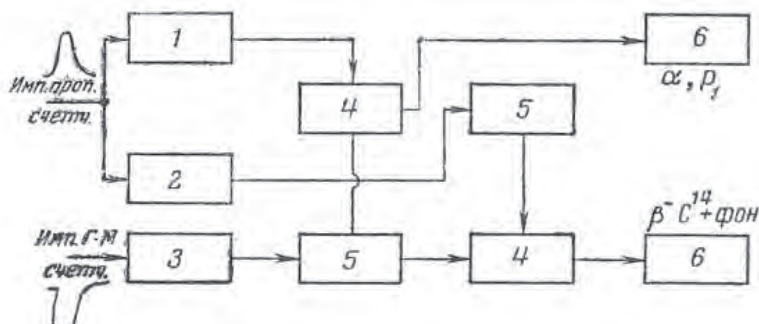


Рис. 1. Блок-схема счётки импульсов от C^{14} и контрольного канала

1 – верхний дискриминатор; 2 – нижний дискриминатор; 3 – усилитель; 4 – схема антисовпадений; 5 – формирующий каскад; 6 – регистратор

С другой стороны, на древесине такой давности не сказалось увеличение C^{14} в результате ядерных взрывов. К 1960 г. по сравнению с 1953 г. количество C^{14} в атмосфере возросло на 30 % (рис. 2.) (Виноградов и др., 1961б). Наш современный эталон мы сравнивали с международным стандартом – щавелевой кислотой. Результаты сравнения совпали.

До сих пор все радиуглеродные лаборатории пользовались величиной периода полураспада 5568 ± 30 лет. Недавно опубликованы две работы, в которых приведены новые данные величины периода полураспада: 5760 ± 50 лет (Mann, Marlow, Hughes, 1961), 5780 ± 65 лет (Watt, Ramsden, Wilson, 1961).

Учитывая новую величину, возраст образцов становится древнее в 1,036 раз. Это имеет особое значение для археологических образцов.

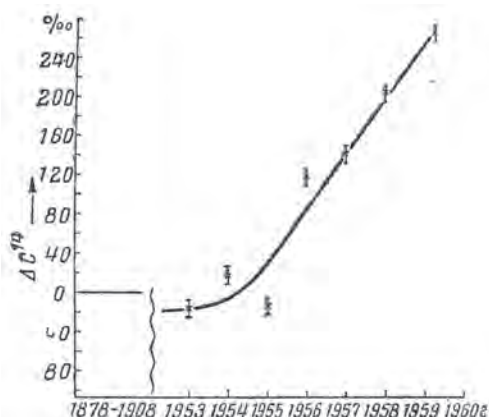


Рис. 2. График увеличения содержания C^{14} в годовых кольцах ясеня (Подмосковье)

Рассмотрим кратко отдельные работы, которые выполнены лабораторией за последний период. Известно, что из всего антропогена радиоуглеродному методу до-

ступны голоцен и верхний плейстоцен, т. е. последние 40-50 тыс. лет. Даже применяя обогащение удаётся достигнуть предела не более 70 тыс. лет, т. е. до грани микулинского межледникового и валдайского оледенения. Однако материал, который у нас был в распоряжении, в основном голоценового возраста. Для решения геологических задач, основанных на определении абсолютного возраста по C^{14} , необходим самый тщательный подбор серии взаимосвязанных образцов. Это исключит возможные ошибки.

ДАТИРОВКА ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАДИОУГЛЕРОДНЫМ МЕТОДОМ И ДАННЫМИ ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА

Работа выполнена на материале, представленном сотрудниками Института Географии АН СССР проф. М.И. Нейштадтом и Н.А. Хотинским. Образцы взяты из торфяного болота Берендеево (Ярославская область, в 100 км к северо-востоку от Москвы).

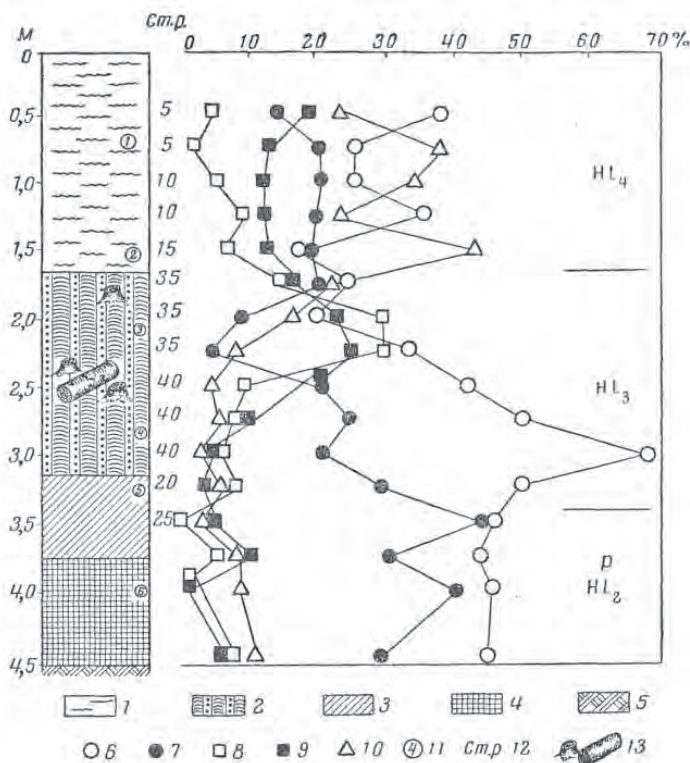


Рис. 3. Пыльцевая диаграмма торфяного болота Берендеево

1 – сфагновый торф; 2 – сосново-пушицево-сфагновый торф; 3 – осоковый торф; 4 – сапрпель; 5 – глина; 6 – пыльца берёзы; 7 – пыльца сосны; 8 – пыльца ольхи; 9 – пыльца теплолюбивых широколиственных пород; 10 – пыльца ели; 11 – местоположение взятых образцов и их порядковый номер; 12 – степень разложения в процентах; 13 – пни и стволы сосны; HL₄ – поздний голоцен; HL₃ – средний голоцен; HL₂ – ранний голоцен

До сих пор существовала относительная хронология голоцена, которая основывалась на исследовании торфяных отложений с помощью пыльцевого анализа. В данной работе сделаны определения абсолютного возраста отдельных слоёв торфяных отложений в голоцене. На рис. 3 приведено расположение датированных образцов в торфяной залеже и пыльцевая диаграмма исследованного разреза. В табл. 3 даётся сравнение данных по C^{14} и пыльцевым спектрам.

Полученные радиоуглеродные данные позволили выразить относительные данные в абсолютных цифрах. Абсолютный возраст образцов торфа из данной серии (Мо-206, Мо-211) даёт несколько более молодой возраст, чем ожидалось по результатам спорово-пыльцевого анализа, хотя и показывает ту же закономерность, т. е. увеличение абсолютного возраста с глубиной залегания.

Таблица 3.
Возраст образцов из торфяного болота Берендеево по C^{14}
и по данным спорово-пыльцевого анализа, лет

Материал	Лабораторный номер	Глубина, м	Абсолютный возраст по C^{14}	Ориентировочная датировка по пыльцевым спектрам
Торф	Мо-206	0,75	1035±150	1000
	Мо-207	1,5	3360±150	2500
	Мо-208	2,25	4730±190	5000
	Мо-209	2,75	5410±195	6000
	Мо-210	3,25	4220±180	7000
	Мо-211	4,0	6090±210	7500
Древесина	Мо-212	2,25–2,5	4720±190	5000
	Мо-213	2,25–2,5	3630±165	5000
	Мо-214	Из другого разреза	9160±230	9000

Исключение представляет образец Мо-210, возраст которого несколько меньше, что может быть связано с загрязнением образца более молодым торфом во время его отбора буром. Интересно отметить, что образец древесины Мо-212, взятый с той же глубины, показал тот же абсолютный возраст, что и торф (Мо-208). Древесина Мо-213 с той же глубины, но в некотором отдалении, в разрушенном карьере дала несколько меньшую цифру. По-видимому, здесь сыграла роль различная осадка торфа, что не было учтено при определении глубины залегания.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО АБСОЛЮТНОЙ ХРОНОЛОГИИ ОСНОВНЫХ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Работа выполнена на материале, собранном в 1960 г. Ю.А. Лаврушиным (ГИН АН СССР) из четвертичных отложений бассейна нижнего течения р. Индигирки. Приведённые датировки (10 образцов) позволяют сделать вывод о возрасте отдельных элементов рельефа в низовьях Индигирки (низкой и высокой пойм, а также высокой поймы её притока р. Большая Эрча) и о скорости накопления осадков в различных фациях аллювия (табл. 4.).

Таблица 4.
Возраст образцов из бассейна низовий Индигирки по C^{14}

Лабораторный номер	Абсолютный возраст по C^{14} , лет	Место взятия образца
Мо-226	370±145	Низкая пойма Индигирки
Мо-227	4125±180	Высокая пойма Индигирки, 0,5 м над урезом воды
Мо-228	2100±160	Высокая пойма Индигирки, около 2 м над урезом воды
Мо-229	4770±280	Высокая пойма Большой Эрчи, нижняя часть толщи (около 1 м над урезом воды)
Мо-230	3470±170	Высокая пойма Большой Эрчи, верхняя часть толщи
Мо-231	2285±160	I надпойменная терраса Индигирки, глубина 12 м
Мо-232	8670±270	I надпойменная терраса Индигирки, глубина 4 м
Мо-245	6850±225	I надпойменная терраса Индигирки, глубина 2,3 м
Мо-233	7820±210	II надпойменная терраса Индигирки, глубина 5,9 м
Мо-234	7850±250	II надпойменная терраса Индигирки, глубина 6 м

Нахождение остатков древовидной берёзы (Мо-232 и Мо-229) позволили предположить, что климатический оптимум голоцена на Северо-Востоке СССР охватывал интервал времени от 9000 до 4500 лет. В настоящее время древовидная берёза в этих местах не произрастает. Результаты сопоставимы с аналогичными явлениями в Западной Европе и на Аляске. Для этого материала имеются спорово-пыльцевые диаграммы, которые наряду с геологическими и геоморфологическими данными позволили установить предположительный возраст исследуемых образцов. Абсолютные датировки по C^{14} хорошо согласуются с предположительными датами. Исключение составляет образец Мо-231, который, по-видимому, переотложен.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА НИЗКИХ ТЕРРАС РЕК ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ

В.П. Гричук (Институт географии АН СССР) представил образцы, которые должны были подтвердить идею о существовании молодого – шекснинского межледниковья, высказанную А.И. Москвитиным ещё в 1941 г. Материал был взят их разрезом низких террас р. Клязьмы и её притока р. Большая Липна. Однако вместо предполагаемого возраста 25-35 тыс. лет получены данные в интервале от 1000 до 3000 лет, свидетельствующие о голоцене.

Дополнительные образцы, представленные Н.С. Чеботаревой по согласованию с В.П. Гричуком, из отложений речных террас Мелечи, Балазны, Куньи (Калининской обл.), также оказались голоценового возраста. Результаты определения возраста по C^{14} образцов из низких речных террас центра Русской равнины приведены в табл. 5.

Таким образом, вопрос о наличии или отсутствии более молодого оледенения, чем валдайское (вюрмское), и более молодого межледниковья чем микулинское (рисс-вюрмское), требует дальнейших исследований.

Таблица 5.
Возраст образцов, взятых из отложений низких террас
центральной части Русской равнины

Лабораторный номер	Абсолютный возраст по C^{14} , лет	Место взятия образца
Мо-198	2400±100	р. Большая Липна, I надпойменная терраса, глубина 2,3 м
Мо-199	2760±100	То же, глубина 3,4 м
Мо-200	960±95	р. Клязьма, I надпойменная терраса
Мо-237	8580±150	р. Мелеча, высокая пойма
Мо-242	5120± 200	р. Балазна, I надпойменная терраса
Мо-243	6675±235	р. Кунья, I надпойменная терраса, глубина 2,15 м
Мо-244	7120±245	р. Кунья, I надпойменная терраса, глубина 2,75 м

К ИСТОРИИ ГОЛОЦЕНА ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА

Изучение архипелага затруднено, так как там почти нет органических остатков. Поэтому расчленить голоцен в его пределах обычными методами (т. е. по палеоботаническим данным или по морской фауне) до сих пор не представлялось возможным. Следовательно, абсолютный возраст по C^{14} — единственная возможность датирования последних этапов геологической истории этого архипелага. Образцы древесины — морской плавник — представлены М.Г. Гросвальдом (Институт географии АН СССР) один с о-ва Гукера (мыс Данди), с поверхности 30-метровой террасы, другой — с о-ва Хейса, с поверхности 10-метровой террасы над уровнем моря. При построении графика (рис. 4.) была использована датировка по C^{14} с 10-метровой террасы Земли Александры, выполненная в Ленинградском отделении Института археологии АН СССР (Дибнер, 1961). Следует отметить, что для одинаковых уровней разных островов архипелага, расположенных на расстоянии 200 км один от другого, возраст по C^{14} , полученный сцинтилляционным и газовым методами, дал близкие цифры — соответственно 4250±90 и 4775±115.

На основе полученных данных были изменены представления о времени образования морских террас и деградации оледенения, был выведен интервал климатического потепления и произведена увязка этапов голоценовой истории Земли Франца-Иосифа с соседними районами (Гросвальд, Девирц, Добкина, 1961).

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ НАХОДОК ХОРЕЗМСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ

Мы продолжили датирование археологических образцов — находок Хорезмской экспедиции как 1953-1954 гг., так и самых последних — 1958-1959 гг. Новый материал получен по памятникам, открытым впервые Хорезмской экспедицией в северной части пустыни Кызыл-Кум, в зоне сухих протоков древней дельты Сыр-Дарьи. В этом районе на протяжении многих веков существовала культура племён предскифского и скифского времени. Эти племена сыграли большую роль в истории, однако до последнего времени о них было известно только по кратким упоминаниям в древних источниках.

Образцы представлены С.П. Толстовым — руководителем экспедиции. Результаты определений по C^{14} и сопоставление с предполагаемым возрастом приведены в табл. 6.

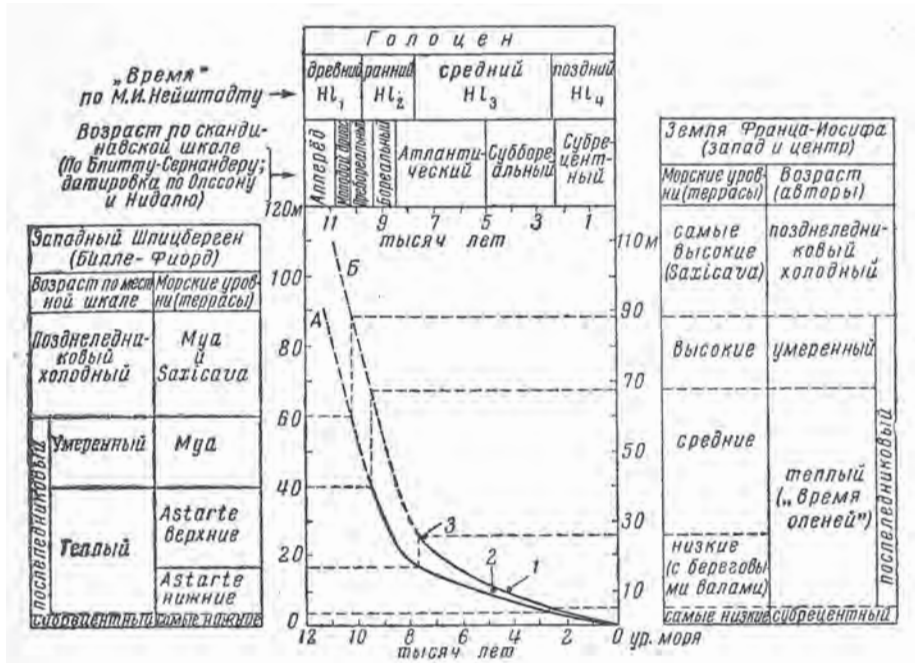


Рис. 4. Диаграмма поднятия и схема стратиграфических подразделений голоцена западной и центральной частей Земли Франца-Иосифа, их соотношение с голоценовыми разрезами смежных территорий

А — кривая перемещения береговой линии Западного Шпицбергена; Б — кривая перемещения береговой линии Земли Франца-Иосифа. Радиоуглеродные датировки: 1 — Земля Александры; 2 — о-в Хейса; 3 — о-в Гукера

Таблица 6.
Возраст археологических находок Хорезмской экспедиции

Лабораторный номер	Памятник	Предполагаемый возраст	Абсолютный возраст по C^{14} , лет
Мо-99	Калалы-гыр 1	IV–III в. до н. э.	2340±100
Мо-104	Окрестности Адамли-Кала, точка 13/70	»	2160±100
Мо-172	Бабиш-мулла 1	»	2980±100
Мо-174	Якке-персан 2	IX–VIII в. до н. э.	2520±100
Мо-175	Тагискен	IX–VIII в. до н. э.	3090±100
Мо-193	Кюзели-гыр	VI–V в. до н. э.	3090±100
Мо-194	Чирик-рабат	IV в. до н. э.	2580±100

Из семи исследуемых образцов часть датировок (5) совпадает с оценками археологов в пределах ошибок метода, включающих как синтез счётных газов, так и измерение β -активности C^{14} . Большое расхождение (на 600-700 лет) в сторону удрежнения возраста дают два образца (Мо-172, Мо-193). Можно предположить, что причиной расхождений в некоторых случаях является то, что в качестве строительного материала и топлива могли быть использованы деревья, погибшие задолго до их употребления.

В заключение необходимо отметить, что ценность радиоуглеродных датировок в большой степени зависит от правильного подбора образцов. Материал на радиоуглеродный анализ необходимо сопровождать подробным описанием места взятия образца, условий его залегания, отбора, хранения и возможности загрязнения посторонним углеродом. Следует также указывать предполагаемый возраст на основе геологических и геоморфологических данных, спорово-пыльцевого анализа и других методов. Полнота этих сведений при публикации радиоуглеродных датировок позволит пользоваться ими широкому кругу специалистов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщ. 2. «Геохимия», 1956, № 8.
2. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщ. 2. «Геохимия», 1959, № 8.
3. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} при помощи пропорционального счётчика. Изд-во АН СССР, 1961а.
4. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И. Увеличение содержания радиоуглерода в результате ядерных взрывов. Докл. АН СССР, 1961б. **137**, № 3.
5. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщ. 3. «Геохимия», 1962, № 5.
6. Гросвальд М.Г., Девириц А.Л., Добкина Э.И. К истории голоцена Земли Франца-Иосифа. Докл. АН СССР. **141**, 1961, № 5.
7. Дибнер В.Д. Новые данные по палеогеографии антропогена Земли Франца-Иосифа в свете первых результатов радиоуглеродных исследований. Докл. АН, СССР, 1961, **138**, № 4.
8. Mann W.B., Marlow W.F., Hughes E.E. The half-life of carbon-14. Internat. J. Appl. Rad. and Isotopes, 1961, **11**, № 2/3.
9. Olson E.A., Broecker W.S. Sample contamination and reliability of radiocarbon dates. Trans. N.Y. Acad. Ser. II, 1958, **20**, № 7.
10. Watt D.E., Ramsden D., Wilson H.W. The half-life of carbon-14. Internat. J. Appl. Rad. and Isotopes, 1961, **11**, № 2/3.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД УКРАИНСКОГО И БАЛТИЙСКОГО ЩИТОВ*

(Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского
АН СССР, Москва)

(Краткое содержание)**

В этой статье авторами делается попытка на основании данных абсолютного возраста воспроизвести картину последовательности событий в формировании Украинского и Балтийского щитов и соединяющего их докембрийского кристаллического фундамента Русской платформы.

Изучение возраста докембрийских пород Украины и Балтийского щита дает возможность установить синхронность крупных геологических событий, сравнить их интенсивность и особенности металлогении.

Формирование обоих щитов происходило в течение длительного периода геологического времени: от 3500 до 1900 млн. лет назад. Авторы выделяют следующие периоды наиболее интенсивного магматизма: 3200 ± 300 , 2600 ± 200 и 1900 ± 100 млн. лет. Это, по мнению авторов, подтверждает существование в истории земной коры больших мегациклов, повторяющихся каждые 600 млн. лет.

1) Катархейские гнейсы и мигматиты северной части Кольского полуострова и Приднепровья имеют возраст 3200 ± 300 млн. лет.

2) Породы возраста 2600 ± 200 млн. лет являются гранитогнейсами и мигматитами Приднепровья и ладожской формации.

Эпоха магматизма в 1900 ± 100 млн. лет отличается наибольшей активностью (гранитоиды Украины и свекофениды и карелиды Балтийского щита).

Отложение осадков криворожского типа происходит в период 2600-1900 млн. лет назад.

3) 1700-1400 млн. лет назад магматическая активность переместилась на территорию современной Русской платформы (граниты рапакиви, типичные платформенные плутоны, которые окружают Украинский щит с севера, а Балтийский щит с юга).

4) Примерно около 1400 млн. лет назад появляются отложения чехла Русской платформы, которые завершаются только в современный период после отложения мощных толщ палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

По времени образования докембрийский чехол кристаллического фундамента Русской платформы может быть разделен на три части:

1) иотный (шокшинские песчаники, эффузивные породы овручской серии и др., 1400-1300 млн. лет);

2) нижний рифей (песчаники гиперборея полуострова Кильдин, осадки низов бавлинской серии на Урале и др., 1300 – 1100 млн. лет);

3) верхний рифей (песчаники и аргиллиты каратауской серии на Урале, сердобской серии Пачелмского бассейна на Русской платформе и др., 1100 – 600 млн. лет).

* Вопросы геохронологии: Сборник. М., 1963. С. 328-329. Соавт.: Тугаринов А.И.

** Материалы статьи частично опубликованы в журнале «Геохимия», № 7 (1959), и в книге «Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций», М., 1960.— *Прим. ред.*

ПРОБЛЕМЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ*

Согласно принятой в СССР геохронологической шкале, для докембрия установлено четырёхчленное деление, отвечающее главным рубежам геологической истории планеты от 3,5 до 0,6 млрд. лет (табл. 1).

Таблица 1.
Геохронологическая шкала докембрия

Интервал времени, млн. лет	Эра	
600–1100	Докембрий IV	Рифей (или поздний протерозой)
1100–1800	Докембрий III	Протерозой (или нижний протерозой)
1800–2700	Докембрий II	Архей
2700–3500	Докембрий I	Катархей

Каждая выделенная эра характеризуется определёнными чертами геологического развития, отвечающими направленной и необратимой эволюции земной коры. Так, например, катархейю свойственно преимущественное развитие основных или ультраосновных вулканогенно-осадочных пород. Для архея характерны железорудные формации, возникающие в результате денудации и дифференциации основных эффузивов. В протерозое уже явно преобладают хемо- и биогенные осадки, обусловленные интенсивным развитием биосферы.

Магматизм, составлявший одну из характернейших черт раннего докембрия, достигший апогея на рубеже архея и протерозоя, заметно сокращается в масштабах в протерозое.

Обе эти тенденции находят отражение в тектогенезе каждой из выделенных эр. Если в катархее не обнаруживаются признаков стабилизированных участков земной коры, то уже в начале архея чётко обособляются ядра будущих платформ, приобретающих в конце архея размеры крупных стабильных глыб.

Указанная схема и сделанные нами выводы были обоснованы главным образом фактическим материалом многочисленных измерений абсолютного возраста горных пород докембрия Европы и Северной Америки, для которых подобная информация была наиболее достоверной и детальной. Естественно, было бы крайне интересно сравнить эту схему с известными геохронологическими данными для других докембрийских континентов.

Подобную попытку для всей Земли в целом мы предпринимали уже неоднократно по мере роста мировой информации по затронутому вопросу (Тугаринов, 1956; Виноградов, Тугаринов, 1961).

В настоящей статье мы несколько подробнее рассматриваем имеющиеся в нашем распоряжении данные, пополненные новыми сведениями для докембрия Азии. Мы сознательно не приводим в данной работе развёрнутых таблиц аналитических данных, полагая, что сможем их представить в докладе на XXII сессии Международного Геологического Конгресса.

Рассмотрим главные моменты геохронологии четырёх докембрийских щитов Азии, определяющие геологическую историю Азии в докембрии.

* Абсолютный возраст геологических формаций. М., 1964. С. 177-184. (Междунар. геол. конгр.: XXII сес.: Докл. сов. геологов; Пробл. 3). Соавт.: Тугаринов А.И.

Анабарский щит. Анабарский щит, обнажающийся на севере Сибирской платформы на площади 200×300 км, сложен метаморфическими породами общей мощностью около 24 тыс. м. К более древним относятся амфиболиты и гиперстен-плагиоклазовые гнейсы далдынской и верхисанабарской серий, к более молодым — биотит-амфиболовые и биотит-гранатовые гнейсы с прослоями мраморов верхнеламайской и хапчанской серий. Породы всех четырёх серий смяты в изометричные складки северо-западного простирания.

Верхний возрастной предел двух первых серий датируется временем их метаморфизма на основании определённого калий-аргоновым методом возраста содержащихся в них амфиболов — 2300-2500 млн. лет. Возраст подавляющего большинства интрузий — гранитов, гранодиоритов, аляскитов и их пегматитов, прорывающих метаморфические толщи Анабара — 1800-2200 млн. лет (определения калий-аргоновым и ураново-свинцовым методами). Несогласно залегающие на размытой поверхности метаморфических толщ Анабара синийские осадки в виде известняков мукунской и песчаников билихской серий имеют возраст, по данным измерений глауконита из песчаников билихской серии, 1500 млн. лет.

Следовательно, мы можем предполагать присутствие в Анабарском щите катархейских пород в виде первичных гипербазито-вулканогенных формаций, ныне превращённых в амфиболиты и гиперстен-плагиоклазовые гнейсы. Архейские толщи характеризуются появлением в верхних частях разреза карбонатных фаций и развитием среди них магматических интрузий позднеархейской эпохи 1800-2200 млн. лет назад.

Для последующей истории Анабарского щита типично накопление осадков древнесинийской формации, отличающихся слабым метаморфизмом и пологим залеганием.

Алданский щит. Древнейшие формации Алданского щита представлены кварцитами и пироксен-плагиоклазовыми гнейсами иенгской серии и мигматитами Чарской глыбы, являющейся западным продолжением самого Алданского щита. Время образования этих формаций определено на основании измерения абсолютного возраста ортитов и сфенов, распространённых среди мигматитов этих толщ. Получены значения — 2700 и 3000 млн. лет. Эти данные указывают на то, что иенгскую серию пород в Азии можно в настоящее время рассматривать как древнейшую докембрийскую формацию.

Благодаря северо-западному простиранию древнейших складчатых сооружений Алданского щита и наблюдающемуся погружению докембрийского фундамента его в восточном направлении следующие по возрасту две серии метаморфических пород — тимптонская и джалтулинская — обнажаются только в восточной части Алдана. Они представлены чарнокитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, в верхней части разреза которых, как и в Анабаре, появляются мраморы и кальцифиры. По данным измерений возраста монацитов ортотектитов, рвущих толщи джалтулинской серии, верхний предел возраста этих серий оценивается в 1800 млн. лет.

Господствующий магматизм в пределах Алданского щита датируется 1900 млн. лет (алаяскитовые интрузии и железорудные и флогопитовые метасоматические месторождения в центральной части Алданского щита, улканский интрузивный комплекс, пегматиты Станового комплекса и т. д.).

В настоящее время остаётся нерешённым вопрос о возрасте метаморфических формаций так называемого Станового комплекса, распространённого вдоль южного обрамления щита, обычно противопоставляемого Алданскому комплексу пород.

Как теперь достаточно твёрдо установлено, гнейсы Станового комплекса — заведомо архейские образования, значительно более древние, чем пересекающие их

пегматиты, датируемые 1900 млн. лет. Однако они могут оказаться более молодыми толщами, чем, например, джалтулинская серия. Об этом косвенно свидетельствует возраст джугджурских анортозитов (2300 млн. лет), являющихся аналогом анортозитов Станового комплекса. Современный облик этих пород, представленных реликтами пироксен-плагиоклазовых гнейсов гранулитовой фации метаморфизма и развивающимися по ним низкотемпературными диафоритами, указывает на значительную роль позднейших процессов протерозойского и мезозойского времени, принявших участие в формировании этих толщ. Поэтому решение вопроса о первичном происхождении этих формаций и их возрасте связано с многочисленными трудностями.

Дальнейшая геологическая история Алданского щита характеризуется развитием синийского седиментогенеза на восточном и западном флангах Алданского щита, где впервые были отмечены древнейшие осадки синия (гонамская серия — 1500 млн. лет, Канкулинская свита — 1900 млн. лет), установлен полный разрез синийских отложений и неоднократные интрузии позднедокембрийского — протерозойского времени. Так, например, период времени около 1100 млн. лет в различных участках складчатого обрамления Алданского щита отмечен либо внедрением отдельных субщелочных интрузий киснитового состава (южный стык Алданского щита и Чарской глыбы), либо явными следами интенсивного регионального метаморфизма, время проявления которого определяется завышенными значениями абсолютного возраста урановых минералов (абсолютный возраст по $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ и $\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$ явно «омоложен» в связи с потерей радиогенного свинца).

На восточном фланге Алданского щита, в области развития платформенных и геосинклинальных синийских отложений, широко распространены интрузии центрального типа — ультраосновного и щелочного состава, сопровождаемые карбонатитами, прорывающими самые молодые осадки синийского возраста и перекрываемые с размывом породами юдомской свиты нижнего кембрия. Многократные измерения абсолютного возраста редкометальной минерализации карбонатитов свинцово-урано-ториевым методом дали наиболее часто повторяющееся значение возраста около 600 ± 100 млн. лет, устанавливающее границу кембрия и докембрия и датирующее позднейший этап докембрийского магматизма.

Северо-Китайский-Корейский щит. На территории Китайской Народной Республики известно несколько крупных докембрийских кристаллических массивов (Северо-Китайский-Корейский и Южно-Китайский-Вьетнамский щиты, Таримская глыба и т. д.). Однако достаточно хорошо вскрыты и изучены в возрастном отношении докембрийские формации лишь в одном Северо-Китайском-Корейском щите, который и рассмотрен нами.

К наиболее древним толщам Северо-Китайского-Корейского щита относятся метаморфические комплексы Аншаня (Ляонин), представленные кристаллическими сланцами и железистыми кварцитами, и породы серии Утай в Центральном Китае и Внутренней Монголии (гнейсы, мигматиты, амфиболиты). Верхний предел возраста первой толщи (в Аншане) определяется рвущими их пегматитами со значениями возраста, достигающими 2600 млн. лет; утайская серия пегматитов Улашаня (Внутренняя Монголия) имеет возраст 1800 млн. лет.

Эти данные отчётливо свидетельствуют о существовании высокометаморфизованных, железорудных и амфиболитовых толщ в катархее и архее Китая, не позволяя, однако, дать более точное расчленение метаморфических комплексов, относимых к этим эрам.

Следующий по возрасту оказывается пёстрая по своему литологическому облику серия хуто-баюнь-обо, представленная кварцитами, сланцами и доломитами, залегающая с явным угловым несогласием на утайской серии и перекрываемая го-

раздо менее метаморфизованными осадками синийской системы. Оценка возраста седиментации серии баюньобо грубым свинцовым методом по свинцу, экстрагированному из доломитов баюнь-обо, дала возможные пределы времени её накопления в интервале 1800-1500 млн. лет.

Эти определения хорошо согласуются с измерением возраста осадков синийской системы, выполненным по глауконитам для впервые описанных синийских толщ северо-восточнее Пекина в районе Цзинь-Дрюй. Возраст глауконитов верхних горизонтов этого разреза 1040-900 млн. лет.

Близкими значениями возраста характеризовались единственно доступные для изучения интрузии краевой северной части Южно-Китайского-Вьетнамского щита. Никаких следов позднекембрийских осадков, как и магматической деятельности, в интервале 900-600 млн. лет на территории Китайской Народной Республики пока не обнаружено.

Это положение весьма стабильной глыбы в верхнем протерозое-синии заметно отличает Северо-Китайский-Корейский щит от соседних щитов Алданского и Индийского.

Индийский щит. Древнейшими формациями Индии считаются толщи полуостровных гнейсов и железорудно-пироксеновых толщ дарварской системы Центральной и Южной Индии, простирающихся, подобно всем остальным древним комплексам Азиатских щитов, субмеридионально.

Точно так же, как это впервые было установлено на Украине, возраст мигматитов, развитых среди гнейсов в районе Бангалора, оказавшийся равным 2600 млн. лет, отнюдь не служил пределом древности этих толщ. Амфибол-пироксеновые и магнетит-амфиболовые сланцы и гнейсы, слагавшие отдельные мультимасштабные реликтовые структуры, сохранившиеся среди прогибов в древних гнейсах («полуостровных»), оказались ещё более древними формациями — их возраст около 3000 млн. лет (Колар).

Следующий магматический этап, датируемый 2000 млн. лет, ранее в Индии неизвестный, установлен последнее время в провинции Сингхбхум. К этой дате относится внедрение в метаморфические толщи Чайбаса и Данджури сингхбхумских гранитов, представленных магнетитовыми кварцитами, амфиболовыми сланцами и эпидиоритами. В ореоле этих гранитов среди названных толщ распространены медно-колчеданные и апатит-урановые месторождения, генетически, по-видимому, тесно связанные с этим магматизмом. Возраст урановой минерализации Сингхбхума датируется 1700 млн. лет.

Близкой по времени оказывается и эпоха образования чарнокитовой провинции Восточных Гат, обрамляющей с востока древнее ядро Индийского щита, которое характеризуется северо-восточными простираниями структур. Многочисленные определения абсолютного возраста редкометалльных и слюдяных пегматитов этой провинции дают значения 1600-1700 млн. лет. Это наиболее поздние магматические проявления рассматриваемого региона.

В пределах Индийского щита благодаря его сравнительно хорошей обнажённости детально изучены позднекембрийские формации и интрузивные комплексы этого времени. К их числу относится Сатпурский пояс субширотного простирания, сложенный биотитовыми сланцами и гнейсами, обрамляющий Индийский щит с северо-востока. С этим поясом связаны крупнейшие редкометалльные и слюдяные пегматиты Индии, имеющие возраст 900 млн. лет.

Значительный интерес представляет собой геологический разрез структур Раджастана, имеющих северо-восточное простирание и обрамляющих Индийский щит с северо-запада. В основании разреза залегают гнейсы и мигматиты, синхронизируемые с массивом аналогичных пород Бандельканда, возраст которых, опреде-

лённый аргоновым методом, 2000 млн. лет. На них с угловым несогласием залегают толщи Аравалли, представленные конгломератами, графитизированными сланцами и известняками, содержащими крупнейшие для Индии метасоматические месторождения свинца и цинка (Завар) и незначительные рудопоявления урана (Умра). Возрастная характеристика этой серии в настоящее время неизвестна. По геологоструктурным и металлогеническим соображениям, эта толща в настоящее время параллелизуется индийскими геологами с осадочно-метаморфическим комплексом Сингхбхума (чайбаса, данджури).

На толщах Араваллийской системы с явным угловым несогласием залегают филлиты, известковистые сланцы и главным образом кварциты системы Дели, слагающие верхние части докембрийского разреза Раджастана. С породами Дели на севере Раджастана связаны медно-колчеданные руды пояса Кетри.

Верхний предел возраста системы Дели точно датируется измерениями возраста прорывающих её гранитов Эринпура и многочисленных пегматитов (Бизундни), датируемых 735 млн. лет. В этом же регионе распространены и более молодые магматические щелочные интрузии (нефелиновые сиениты Кишенгарта), датируемые 580 млн. лет.

К наиболее молодым формациям докембрия Индии, перекрывающим кварциты Дели, относятся песчаники и известняки виндийской системы, содержащие несколько горизонтов глауконитовых песчаников. На основании измерений глауконита аргоновым методом виндийская система может быть сопоставлена со средним рифеем Советского Союза и синием Китая (900-1000 млн. лет).

* * *

Приведённое сопоставление геохронологических данных четырёх Азиатских щитов указывает на явную общность главных этапов их развития в древнейшем докембрии.

Существенные различия наступают лишь во второй половине докембрия, когда в Китайском и Анабарском щитах как бы замирают тектоно-магматические события, в то время как в складчатых сооружениях обрамляющих с юга, запада и востока Алданский щит и с севера — Индийский щит, тектоническая активность продолжала нарастать.

Очевидно, мы не можем сейчас воссоздать по доступным для изучения сохранившимся докембрийским формациям в щитах всю картину геологического развития земной коры, распространив известные нам закономерности в эволюции древних щитов на историю развития территорий современных более молодых складчатых сооружений. Рассмотренные нами материалы свидетельствуют лишь о том, что тектоническая раздробленность земной коры в районах современного Азиатского континента постепенно шла на убыль, сменяясь разрастанием платформенных глыб, достигших в конце архея размеров современных щитов. Тектоно-магматическая активность в позднедокембрийское время продолжалась лишь на стыках этих глыб с подвижными участками земной коры, сохранившими своё мобильное состояние до последнего времени. К таким районам относилась, например, пограничная область Алданского щита и Монголо-Охотского складчатого пояса, Индийского щита и Гималайской зоны альпийской складчатости.

Эти данные показывают, что несмотря на явно направленный и необратимый характер тектонического развития земной коры, заключавшийся в сокращении её геосинклинальных областей и росте платформенных глыб, умирание молодых геосинклинальных зон в последние эпохи происходило гораздо медленнее, чем в древнем докембрии.

Географическое размещение современных альпийских геосинклиналей произошло, вероятно, в начале протерозоя — около 1500-1700 млн. лет назад и существует в том или ином виде и поныне.

Позднеархейские геосинклинали, возникшие около 2800-2600 млн. лет назад, практически полностью прекратили своё существование к 2000 млн. лет.

Следовательно, по мере сужения и ограничения площадей подвижных зон земной коры, длительность их существования во времени непрерывно возрастала, а тектоническая и магматическая активность эпизодически активизировалась.

В табл. 2 приведена сравнительная геохронологическая схема докембрия кристаллических щитов Азии.

Таблица 2.
Сравнительная геохронологическая схема докембрия
кристаллических щитов Азии

Эра, млн. лет	Возраст, млн. лет	Анабарский щит	Возраст, млн. лет	Алданский щит	Возраст, млн. лет	Северо-Китайский-Корейский щит	Возраст, млн. лет	Индийский щит
Рифей	600		600	Интрузии центрального типа и карбонатиты	900 1040 (по глаукониту)	Дзиньдзюй-ская свита синия	730	Граниты и пегматиты Эринпура
							900 (по глаукониту)	Виндийская серия
							900	Система Дели. Пегматиты Сатпурского пояса
Протерозой	1100	Билляхская свита синия 1500 (по глаукониту) 1800	1700	Сиениты района Становика			1450	Гуддапахская серия?
			1500 (по глаукониту)	Гонамская свита синия	1500–1800	Серия хуобаюнь-обо	1700	Чарнокиты Восточных Гат
					1800			
Архей	1900	2100	1900	Аляскиты, метасоматиты и пегматиты Алданского щита, Станового и Улканского комплексов	1900	Пегматиты Улашаня и метасоматиты Аншаня	2000	Граниты Сингхбхума, мигматиты Бандельканда

Таблица 2 (окончание)

Эра, млн. лет	Воз- раст, млн. лет	Анабар- ский щит	Возраст, млн. лет	Алдан- ский щит	Возраст, млн. лет	Северо- Китайский- Корейский щит	Возраст, млн. лет	Индийский щит	
Архей		Хапчанская и верхне ламуйская свиты гнейсов и кальцифи- ров	2300	Анортози- ты Джугд- жура					
				Джалту- линская и тим- птонская серии гнейсов		Утайская железоруд- ногнейсовая серия		Системы Аравалли, Данджури, Чайбаса (сланцы, кварциты, эффузив)	
Катархей	2700	>2500	Верхнеа- набарская и далдын- ская серии лейкои ме- зократовых гнейсов	2700	Миг- матиты Чарской глыбы	2600	Пегматиты Аншаня	2700	Пегматиты и мigmatиты Бангалора
			3000(?)	Мигма- титы в гнейсах иенгрской серии			3000	Полуостров- ные гнейсы Железоруд- но-зеленока- менные тол- щи Дарвара	
3500									

THE PROBLEMS OF PRECAMBRIAN GEOCHRONOLOGY OF EAST ASIA

Summary

1. Though the most ancient geological formations found in the eastern part of Anabar shield, central and north-east part of Chinese-Korean shield, and south regions of India have the same geological age — approximately 2700 m. y. the following geological history of Asiatic Precambrian is much more complicated than of any other continent.

2. It is possible to distinguish now in Precambrian history of Asia three principle epochs of magmatism — 1900, 1100, and 650 m. y. ago, with which are connected the greatest metallogenic provinces.

3. Aldan and South Chinese-Vietnam shields are deeply submerged and partly covered with proterozoic and paleozoic sediments. These sediments were later in mezozoicum intensively subjected to near-surface megmatism and metamorphism.

4. Some common features of magmatism, tectonic movements and metallogenic provinces — are a good evidence that Precambrian shields of Asia are a unique block, with its special geological history discerned in some aspects from the geological history of other Precambrian continents.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П., Тугаринов А.И. Геохронология докембрия. – Геохимия, 1961, № 9.
2. Виноградов А.П., Тугаринов А.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. О возрасте пегматитов Станового комплекса. – Геохимия, 1960а. № 5.
3. Виноградов А.П., Тугаринов А.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. О возрасте горных пород восточной части Алданского щита. – Геохимия, 1960б. № 7.
4. Кришнан М.С. Геология Индии. ИЛ, 1956.
5. Крылов А.Я., Вишневский А.Н., Силин Ю.И., Атрашенков Л.Я., Авдзейко Г.В. Абсолютный возраст пород Анабарского щита. – Геохимия, 1963. № 12.
6. Ли Пу, Чен Ю-Чи, Ту Гон-Чжи, Тугаринов А.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Кнорре К.Г., Полевая Н.И., Брандт С.Б., Об абсолютном возрасте горных пород Китайской Народной Республики. – Геохимия, 1960, № 7.
7. Ступникова Н.И., Тугаринов А.И., Зыков С.И., Карпушина В.В. О возрасте докембрийского обрамления Алданского щита. – Труды X сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1962.
8. Тарасов Л.С., Гаврилов Е.Я., Лебедев В.И. Об абсолютном возрасте пород Анабарского докембрия. – Геохимия, 1963, № 12.
9. Тугаринов А.И. Эпохи минералообразования в докембрии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 9.

О ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА ПО ДАННЫМ СВИНЦОВО-УРАНО-ТОРИЕВОГО МЕТОДА ИЗМЕРЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА*

Введение

Серией работ А.А. Полканова и Э.К. Герлинга, посвященных геохронологии Балтийского щита (Полканов, Герлинг, 1960а, 1960б, 1961), широко использовавших аргоновый, а также и стронциевый методы измерения абсолютного возраста горных пород, была впервые доказана длительность формирования этого континента, представлявшего собой одна из древнейших ядер земной коры.

Огромное число измерений, охвативших практически все главные комплексы интрузивных и метаморфических пород Балтийского щита, в том числе и в значительной степени зарубежной его территории (Финляндии и Швеции), позволило А.А. Полканову предложить весьма подробную схему последовательности событий, охвативших длительный период геологического времени от 3600 млн. лет тому назад до начала кембрия.

Следует отметить, что А.А. Полканов был одним из первых старейших геологов Советского Союза, признавших огромное значение новых методов измерения возраста горных пород в геологии, решительно перестроивших в соответствии с новыми данными свои ранние представления о геохронологии докембрия.

Сам факт открытия в пределах Кольского п-ова (Полканов, Герлинг, 1960б, 1961) древнейших образований земной коры представляет огромный интерес, так как свидетельствует о реальном существовании первых консолидированных участков земной коры небольших размеров, послуживших зародышем гигантских платформ.

* Геология и геохронология докембрия. М., Л., 1964. С. 185 – 204. (Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР; Вып. 19). Соавтор: А.И. Тугаринов.

Однако ограниченные возможности аргонового и стронциевого методов измерения абсолютного возраста настоятельно требуют хотя бы селективной проверки отдельных реперных дат другими контрольными методами.

Особенности аргонового метода изложены главным образом в работах Э.К. Герлинга и его учеников. Наибольшее значение для нас представляют 3 главные черты аргоновых данных, определяемые современным аргон-калиевым методом.

В районах неоднократно проявившегося магматизма и связанного с ним метаморфизма древнейшие комплексы горных пород весьма часто при использовании аргонового метода получают возрастную характеристику, отвечающую времени заключительных геологических событий, либо показывают промежуточные значения возраста. Причина этого феномена лежит в потере аргона калиевыми минералами, обусловленной термальным метаморфизмом (прогревом) пород либо их позднейшей полной перекристаллизацией (Артемов, 1963; Герлинг, 1961).

При измерении абсолютного возраста аргоновым методом основных и ультраосновных пород (Мончегорск) получают явно «удревленные» значения возраста (Герлинг и др., 1962). По этому поводу одним из нас были высказаны соображения о вероятности захвата глубинным магматическим веществом аргона, накапливавшегося в нижних частях оболочки земной коры, ниже границы Мохоровичича, в виде своеобразной газовой подушки. Этому эффекту должны были способствовать исключительно высокие давления, при которых происходила подобная интрузивная деятельность (Виноградов, Кнорре, 1962).

Обнаружение такого рода явлений ставит вопрос о возможности получения ошибок при измерении абсолютного возраста аргоновым методом не только в сторону «омоложения», но и «удревления» исследуемых горных пород. В последнем случае, вероятно, речь должна идти не столько о «возрасте», сколько об интенсивности захвата аргона вязкой магмой и кристаллизующимся веществом.

Слабой чертой аргонового метода является возможность использования для измерения возраста только одной ветви распада K^{40} -K-захвата, при этом с недостаточно точно установленной константой. Другие радиоактивные изотопы калия неизвестны. Поэтому проверка получаемых по Ar-K-методу возрастных значений для калиевого минерала каким-либо иным независимым путём, как это делается при исследовании урановых минералов по Pb^{207}/Pb^{206} , исключается.

Стронциевый метод крайне ограничен объектами своего применения из-за широкой распространённости обычного стронция в рублийсодержащих минералах. Кроме того, при использовании недостаточно доброкачественного материала при исследовании минералов из районов распространения мягких вод, предопределяющих сравнительно лёгкую миграцию рубидия, могут также быть получены искажённые значения возраста. Это особенно свойственно регионам, отличающимся повышенным содержанием рубидия (Герлинг, Овчинникова, 1962).

Исходя из изложенных соображений, в Лаборатории геохимии изотопов Института геохимии и аналитической химии АН СССР им. В.И. Вернадского на протяжении последних 2 лет велись измерения горных пород Балтийского щита свинцово-урано-ториевым методом (рис. 1).

Предварительные, ещё далеко не полные результаты этих исследований излагаются в данной статье.

При интерпретации полученных значений возраста по разным изотопным отношениям мы исходим из следующих положений.

Для образцов со сравнительно невысоким содержанием обыкновенного свинца (до 50 %) наиболее достоверным значением возраста считается значение, полученное по Pb^{207}/Pb^{206} .

Для серии образцов одного возраста из одного массива или нескольких массивов, связанных общностью происхождения, с вероятной распространённостью обыкновенного свинца какого-то одного состава, в случае высокого его содержания в исследованных радиоактивных минералах использовался метод вычисления возраста Гаутерманса (по изохроне в координатах $Pb^{207}/Pb^{204} - Pb^{206}/Pb^{204}$) (Houtermans, 1960; Stiff a. Stern,

В данной работе наряду с измерением возраста интрузий, осуществлённых по разным радиоактивным минералам (циркону, монациту, ортиту ит. д.), приведены также значения возраста для осадков, полученные по свинцово-свинцовым и свинцово-урановым отношениям в пробах слюдисто-сульфидного цемента кварцитов и аркозов, согласно ранее описанной методике (Бибикова и др., 1962; Тугаринов и др., 1963).

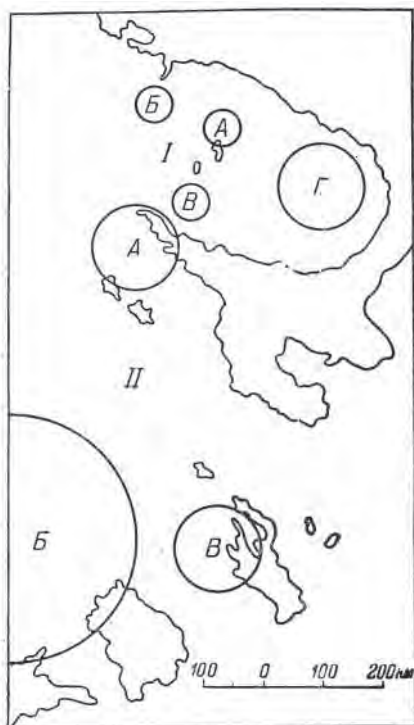


Рис. 1. Схематическая карта районов проведённых измерений абсолютного возраста горных пород свинцово-урано-ториевым методом.

I, A – центральная часть Кольского п-ова (бассейн р. Воронья); *I, Б* – северо-западная часть Кольского п-ова (р-н г. Мурманска); *I, В* – южная часть Кольского п-ова (бассейн р. Умба); *I, Г* – восточная часть Кольского п-ова (бассейн р. Поной); *II, А* – Беломорье; *II, Б* – Южная Финляндия и Юго-Западная Карелия; *II, В* – Юго-восточная Карелия (Западное Прионежье).

Фактический материал будет рассмотрен нами по отдельным районам, начиная с древнейших образований Балтийского щита [см. табл. 1, составленную по материалам Авдзейко (1955), Жирова и др. (1957), Жировой и др. (1961), Зыкова и др. (1956, 1957, 1962), Тугаринова и др. (1963)].

1. КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

а) Центральная часть. Под центральной частью Кольского п-ова мы подразумеваем бассейн среднего течения р. Вороньей – область выхода гранито-гнейсов и мигматитов Кольской формации, относившихся ранее к свионию – нижнему архею, прорванных биотит-олигоклазовыми гранитами I группы (саамидами) и микроклиновыми гранитами II группы (свеко – фениды), согласно стратиграфической схеме, принятой Л.Я. Харитоновым и И.С. Ожинским.

По последним представлениям А.А. Полканова и Э.К. Герлинга, основанным на определениях абсолютного возраста горных пород аргоновым методом, в этом районе широко развиты древние ядра катархей на площади 52×17 км., представленные мигматизированными гранито-гнейсами и рвущими их плагиогранитами и микроклиновыми гранитами. Оценка возраста этих пород, по данным Э.К. Герлинга, превышает 3.5 млрд. лет (Полканов, Герлинг, 1960б). В то же время окаймляющие эти ядра гнейсы саамид показывали значения возраста по Ar-K-методу 2.5-2.8 млрд. лет.

Специально проведенные для этого района исследования возраста различных аксессуарных радиоактивных минералов свинцово-урано-ториевым методом из немигматизированных биотит-олигоклазовых гранитов I группы, микроклиновых гранито-гнейсов II группы и пегматитов показали удивительное постоянство значений возраста, определяемое в 2800 ± 50 млн. лет (табл. 1). Важно отметить, что эти значения возраста были получены по отношениям Pb^{207}/Pb^{206} для всех без исключения минералов (монацит, циркон, танталит). При этом в одном случае монацит и циркон были отмыты из одной и той же пробы пегматоидного микроклинового гранита, получившего оценку возраста по Ar-K-методу в 3500 млн. лет (Зыков, Тугаринов и др., 1962).

Чтобы устранить возможные ошибки вычисления возраста при внесении поправки на обыкновенный свинец, нами использовался для этой цели изотопный состав свинца, выделенного из микроклина одной из исследованных проб. Поскольку в микроклине содержание свинца превышало на 2 порядка содержание тория и урана, возможной добавкой радиогенного свинца в нем можно было пренебречь.

По грубому свинцовому методу (методу обыкновенного свинца) свинец микроклина также показал близкие значения возраста — 2650-2800 млн. лет (табл. 3). Поскольку все изученные массивы отличались несомненной общностью происхождения и сравнительной близостью расположения, можно было предположить, что они характеризуются распространённостью обыкновенного свинца одного и того же состава, т. е. были основания применить ранее описанный метод вычисления абсолютного возраста минералов по изохроне в координатах Pb^{207}/Pb^{204} : Pb^{206}/Pb^{204} (Houtermans, 1960).

Как и следовало ожидать, результаты оказались весьма близкими к полученным аналитическим путём. Изохрона, соединив все точки отдельных определений возраста, прошла также через точку, отвечающую характеристике изотопного состава свинца, на который вносилась поправка. Тангенс угла наклона, равный 0.187, показал значение возраста 2770 млн. лет, т. е. весьма близкое к принятому – 2800 млн. лет.

Полученный результат заставляет думать, что для указанного района пока нет основания предполагать существование магматических проявлений более древних, чем вышеуказанные породы. Дата 2800 млн лет имеет, как известно, большое общепланетарное значение как время наиболее раннего магматизма, зафиксированного в ряде докембрийских щитов. Соответственно различные типы интрузий данного района и пегматоидные проявления, несмотря на отмечаемую геологическими

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Геологическая характеристика	Автор коллекции	Значение возраста по Ar-K-методу (в млн лет)	Содержа (в вес. %)			Изотопный состав Rb				Значение возраста (в млн лет)				Принятый возраст (в млн лет)	Источник
						Rb	U	Th	Rb ²⁰⁴	Rb ²⁰⁶	Rb ²⁰⁷	Rb ²⁰⁸	Rb ²⁰⁶ ₂₃₈	Rb ²⁰⁷ ₂₃₅	Rb ²⁰⁶ ₂₀₈	Rb ²⁰⁷ ₂₀₈		
I. Колыский п-ов																		
а) Центральная часть Колыского п-ова (р-н р. Вороней)																		
1	Балт 16 10/60	Река Воронья, в 2 км ниже Б. Верхнего порога	Циркон из неметаморфизованных биотит-олигоклазовых гранитов I группы	И.В. Бельков.	2300–2650	0.01	0.024	0.025	0.35 (1)	62.88 (180)	15.97 (45.6)	20.80 (59.4)	1600	2155	2760	806	2800	Зыков, Тугаринов и др., 1962 Там же
2	Балт 15 4/60	Река Воронья, г. Нарымуайв	Монацит из микроклиновых гранитов II группы Мурманского блока	То же	2300–3000	1.16	0.14	9.6	0.01 (1)	5.13 (513)	1.10 (110)	93.76 (937.6)	2540	2680	2790	2430		
3	Балт 18 71/60	Река Воронья, 1 км ниже Б. Верхнего порога	Монацит из петматойдного прожилка микроклинового в олигоклазовом гранитоиде	»	3500	1.44	0.15	9.12	0.004	5.1	1.02	93.88	2870	2830	2790	3130		
4	Балт 19а 71/60а	Там же	Циркон из аналогичного петматойда	»	3500	0.033	0.087	0.092	0.07 (1)	72.50 (1036)	14.68 (210)	12.75 (182)	1770	2280	2790	830		
5	Балт 19б 71/60б	»	Монацит из того же прожилка	»	3500	2.15	0.15	1.53	0.11 (1)	7.17 (65.2)	2.63 (24.0)	90.09 (820)	4000	3260	2700	3370		
6	Балт 11	Река Воронья, в 20 км восточнее Вороньего порога	Танталит из петматитов в гранитах II группы	Матнас		0.101	0.094	0.006	0.04 (1)	81.54 (2038)	15.80 (395)	2.62 (65.5)	4560	3370	2760	4120		
7	Балт 24	Река Воронья, Верхний порог	1 Микроклин из гранита II группы	Матнас		—	—	—	1	13.7	14.6	33.5					2800	
Поправка на свинец микроклина																		

Таблица (продолжение)

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Геологическая характеристика	Автор коллекции	Значение возраста по Ar-K-методу (в млн лет)	Содержа (в вес. %)				Изотопный состав Pb				Значение возраста (в млн лет)				Принятый возраст (в млн лет)		Источник
						Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ Pb ²³⁸	Pb ²⁰⁷ U ²³⁵	Pb ²⁰⁶ Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ Th ²³²				
б) Северо-западная часть Кольского п-ова (р-н г. Мурманска)																				
8	Балт 20 С-3656	К сев.-зап. от пос. Мурманши, р. Медвежья	Монахит из пегматитовых жил, секущих и согласно залегающих в полевошпат-амфиболовых гнейсах	Е.С. Антонюк	—	0.90	0.035	6.25	0.01 (1)	2.41 (241)	0.58 (58)	97.00 (9700)	3350	3000	2790	2950	2800	Зыков, Тугаринов и др., 1962		
9	Балт 6 3-Б	Р-н массивов Гремяхо-Вырмес.	Циркон из микроклиновых гранитов II группы, мигматизирующих олигоклазовые гнейсы, граниты и мигматиты	И.В. Бельков	—	0.0083	0.091	0.032	0.11 (1)	71.60 (650)	14.75 (134)	13.54 (123)	466	1088	2750	562		Жинова, Зыков и др., 1961		
10	Балт 5 обр. 5	Р-н массива Гремяхо-Вырмес	Циркон из щелочных гранитов, прорывающих в виде плутона олигоклазовые гнейсы-граниты и мигматиты	То же	1670	0.033	0.139	0.142	0.49 (1)	57.48 (117)	12.95 (26.5)	29.08 (59.0)	836	1150	1840	603	1850	Жинова, Зыков и др., 1961		
11	Балт	Р-н оз. Б. Лапоть, в 20 км юго-восточнее г. Мурманска	Уранинит из щелочных пегматитов, залегающих в амфиболитах	Е.С. Антонюк	—	17.4	57.5	—	0.031 (1)	88.58 (2850)	10.30 (332)	1.09 (35.0)	1760	1790	1840	—		Зыков, Тугаринов и др., 1962		
12	Балт	Там же	Уранинит из Колумбитоносных пегматитов	Матнас	—	16.15	51.8	—	0.004	89.29	9.72	0.99	1860	1820	1810	—	Жинова, Зыков и др., 1961			

Таблица (продолжение)

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Геологическая характеристика	Автор коллекции	Значение возраста по Ar-K-методу (в млн лет)	Содержа (в вес. %)			Изотопный состав Pb				Значение возраста (в млн лет)				Принятый возраст (в млн лет)	Источник
						Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ Pb ²³⁸	Pb ²⁰⁷ U ²³⁵	Pb ²⁰⁶ Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸ Th ²³²		
в) Южная часть Кольского п-ва (р-н р. Умба)																		
13	Балт 8 546	Средн. течение р. Умбы, севернее Кан-озера	Циркон из олигоклазового гранитоиднейса (I группы)	И.В. Бельков	1800	0,020	0,034	—	0,15 (1)	71,0 (470)	15,14 (101)	13,71 (81)	2500	2650	2760	—	2800	Жирова, Зыков и др., 1961
14	Балт 17 521a	Река Умба, Кан-озера, порог (в 6 км выше Кан-озера)	Монацит из плагио-микроклинового пегматитового гранита, секущего олигоклазовый гранито-гнейс	То же	1800	3,35	0,65	19,6	0,07 (1)	25,49 (364)	3,66 (52)	70,78 (1011)	5840	3190	1780	2510	1860	Зыков, Тутаринов и др., 1962
15	Балт 9 521	Там же.	Циркон из того же гранита	»	1800	0,010	0,057	—	0,09 (1)	81,01 (900)	10,26 (114)	8,64 (96)	980	1280	1860	—		Жирова, Зыков и др., 1961
16	Балт 4 458	Р-н Кан-озера	Циркон из щелочного гранита	»	1800	0,044	0,150	0,067	0,42 (1)	61,22 (147)	13,55 (32)	24,81 (59)	1110	1515	2175	1414	Там же	
г) Восточная часть Кольского п-ова																		
17	Балт 7	Река Поной (восточная часть Кейв)	Циркон из микроклиновых гранитов III группы	И.В. Бельков	—	0,012	0,061	0,048	0,47 (1)	56,97 (121)	15,13 (32)	27,43 (59)	700	1280	2510	600	2500	Жирова, Зыков; и др., 1961
18	Балт 3	Западные Кейвы	Циркон из щелочных гранитов, прорывающих олигоклазовые гнейсы-граниты и мигматиты	То же	1720–1680	0,012	0x093	0,063	1,31 (1)	26,97 (20,6)	20,75 (15,8)	50,97 (38,1)					Неопределенность?	

Таблица (продолжение)

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Геологическая характеристика	Автор коллекции	Значение возраста по Ar-K-методу (в млн лет)	Содержа (в вес. %)				Изотопный состав Pb				Значение возраста (в млн лет)				Принятый возраст (в млн лет)	Источник
						Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ Pb ²³⁸	Pb ²⁰⁷ U ²³⁵	Pb ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ Th ²³²			
19	Балт 10	Центральные Кейвы	Циркон из пегматитов	»	1720–1680	0.048	0.220	—	0.18 (1)	78.23 (435)	10.94 (60.0)	10.55 (58.0)	1138	1380	1810	—	1800	Там же	
Введённая поправка на свинец галенистов Кольского п-ова																			
II. Карелия																			
а) Северная Карелия (Беломорье)																			
20	Черная Салма	Монацит из пегматита, залегающего среди беломорских гнейсов	К.К. Жиров.	1900	0.46	0.42	6.84	0.099 (1)	22.08 (220)	365 (37)	100 (1100)	1250	1460	1800	1120	1860			
21	Там же	Уранинит из такого же пегматита	То же		17.2	57.1	—	0.03	100.0	11.26	1.82	1760	1800	1850	—				
22	»	То же	»		17.53	62.3	0.59	0.005	100.0	11.10	1.00	1680	1740	1820	>3500				
23	Хего-Ламбино	»	»	»		14.8	57.3	—	0.015	100.0	11.09	1.32	1550	1680	1850	—	Тугаринов, Выбикова и др., 1962		
24	Лапсеева Губа	»	»	»		13.9	60.0	—	0.012	100.0	10.82	0.23	1420	1550	1800	—	Там же		
25	Там же	»	»	»		11.48	79.78	0.14	0.005	100.0	10.86	0.20	1050	1300	1800	3100	Авдеев-ко, 1955		

Таблица (продолжение)

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Геологическая характеристика	Автор коллекции	Значение возраста по Ar-K-методу (в млн лет)	Содержа (в вес. %)			Изотопный состав Rb				Значение возраста (в млн лет)				Принятый возраст (в млн лет)	Источник
						Rb	U	Th	Rb ²⁰⁴	Rb ²⁰⁶	Rb ²⁰⁷	Rb ²⁰⁸	$\frac{Rb^{206}}{Rb^{238}}$	$\frac{Rb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Rb^{207}}{Rb^{206}}$	$\frac{Rb^{208}}{Th^{232}}$		
26		Каменная Тай-бола	»	»		16.58	55.9	1.28	0.005	100.0	11.25	0.72	1760	1800	1870	1800	Там же	
27		Расщепка Чкалова	Монашит из петматита, залегающего среди беломорских гнейсов	»	1900	0.86	0.49	7.01	0.14 (1)	23.13 (151)	4.24 (30)	100.0 (555)	1900	1800	1710	1930	»	
28		Там же	То же	»		0.805	0.134	8.64	0.036 (1)	6.44 (180)	1.12 (33)	100.0 (2800)	2130	1880	1640	1830	»	
29		»	»	»		1.03	0.069	11.26	0.024 (1)	3.12 (130)	0.61 (25)	100.0 (4170)	2500	2000	1520	1850	»	
30		»	»	»		0.93	0.112	9.87	0.044 (1)	8.43 (190)	1.50 (34)	100.0 (2300)	3400	2500	1790	1800	»	
31		Расщепка Чкалова	Уранинит	К.К. Жиров		17.85	63.3	2.16	0.005	11.36	1.74	100.0	1660	1760	1880	2500	1860	Авдеев, 1955
32		Беломорье. Кой-та-Тундра	Ортит.	В.В. Финженко		0.17	0.23	1.75	0.05 (1)	35.65 (713)	4.55 (91)	59.75 (1195)	1700	1740	1810	2330	Зыков, Ступинкова, 1956	
33		Там же	Уранинит	То же		19.87	58.94	—	0.02	82.27	9.89	1.82	1920	1860	1820	—	Там же	
34		»	Цирколит	»		0.35	0.80	0.85	0.06 (1)	64.04 (1067)	7.98 (133)	27.92 (498)	1810	1790	1850	2240	»	
35		Тодино-озеро	Монашит	К.К. Жиров		0.41	0.59	5.65	0.06 (1)	36.61 (610)	4.80 (80)	100 (167)	1220	1440	1860	1080	Жириков, Зыков и др., 1957	

Таблица (продолжение)

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Геологическая характеристика	Автор коллекции	Значение возраста по Ar-K-методу (в млн лет)	Содержа (в вес. %)			Изотопный состав Pb				Значение возраста (в млн лет)				Принятый возраст (в млн лет)	Источник
						Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ Pb ²³⁸	Pb ²⁰⁷ U ²³⁵	Pb ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ Th ²³²		
36		Там же	Орлит	То же		0.175	0.204	1.49	0.198 (1)	57.22 (290)	8.82 (44.5)	100	1850	1830	1850	1430	Там же	
37		»	Карбуран	»		2.10	10.12	—	0.03	100.00	11.26	1.37	1250	1460	1850	—	»	
38		»	Ксенотим	И.Б. Иванов		1.06	3.25	0.50	0.04	100.00	11.46	6.50	1800	1830	1810	1900	Зыков, Жиров и др., 1957	
39		»	Уранинит	То же.		14.6	67.4	—	0.02	100.00	11.73	2.08	1300	1530	1910	—	Там же	
40	Перти-Варака		Карбуран	К.К. Жиров		1.86	7.50	—	0.02	100.0	11.23	0.71	1480	1655	1900	—	Жиров, Зыков, Жирова, Ступникова, 1957	
41	Мелведка		Сфен	То же		0.003	0.0066		0.93 (1)	100.0 (108)	22.96 (25)	34.07 (37)	1650	1740	1800		Там же	
42	Алакертти		Моноцит	»		0.30	0.12	2.45	0.02	15.52	2.03	100	2040	2020	1920	2200	»	
43	»		Орлит	»		0.123	0.071	1.10	0.068 (1)	19.38 (285)	2.98 (44)	100 (1470)	1700	1570	1800	1880	»	
44	»		Викит, чёрная разность	»		0.18	8.51	0.52	0.09 (1)	100 (1110)	10.70 (119)	6.26 (69.4)	130	237	1550	175	»	
45	»		Викит, жёлтая разность	»		0.44	8.14	0.66	1.01 (1)	100 (99)	22.92 (22.7)	43.50 (43.2)	192	337	1550	535	»	

Таблица (продолжение)

№ п/п	Место взятия образца	Геологическая характеристика	Автор коллекции	Значение возраста по Ar-K-методу (в млн лет)	Содержа (в вес. %)			Изотопный состав Rb				Значение возраста (в млн лет)				Принятый возраст (в млн лет)	Источник		
					Rb	U	Th	Rb ²⁰⁴	Rb ²⁰⁶	Rb ²⁰⁷	Rb ²⁰⁸	Rb ²³⁸	Rb ²⁰⁶ Rb ²³⁸	Rb ²⁰⁷ U ²³⁵	Rb ²⁰⁷ Rb ²⁰⁶			Rb ²⁰⁸ Th ²³²	
46	Балт 13	Ель-озеро	А.А. Кухаренко То же »	1800	0.022	0.048	0.29	0.24 (1)	36.64 (153)	7.84 (33)	55.28 (229)	1190	1570	2130	802	1860	Зыков, Тугаринов и др., 1962 Там же. »		
47	Балт 12	»		Ортит	0.06	0.008	0.66	0.14 (1)	4.26 (30.4)	2.26 (16)	93.34 (667)	1044	1000	1330	1760				
48	Балт 14	»		Пирохлор	0.385	0.935	0.265	0.06 (1)	83.32 (1390)	10.21 (170)	6.41 (107)	2130	1975	1870	1360				
б) Юго-Западная Карелия (и Южная Финляндия)																			
49	Имплахти (Северное Приладожье)	Циркон из пегматов, переслаивающих гнейсы ладожской формации	К.К. Жиров	1750	0.37	0.24	5.66	0.108 (1)	15.08 (140)	3.05 (28)	100 (926)	1230	1440	1830	1140	1830	Жиров, Зыков и др., 1957.		
50	Р-н Таш-озера, Юго-Западная Карелия	Циркон из гранитов рапакиви	А.И. Тугаринов	1500	0.028	0.095	0.032	0.15	77.81	9.44	12.60	1480	1500	1550	1440			1550	Тугаринов, Зыков, Бибикова, 1963
51	Южная Финляндия, Бостом	Циркон из посткислородных гранитов	О. Коуво	1600	0.0163	0.050	0.0174	0.057 (1)	100 (1750)	10.9 (190)	11.29 (198)	1590 ±30	1620 ±20	1675 ±30	1530 ±35			1660	Коуво, 1958.
52	Южная Финляндия, Онас	То же	»	1600	0.0089	0.0290	—	0.260 (1)	100 (385)	13.66 (53)	19.82 (76)	1460 ±60	1543 ±35	1670 ±42	1660	Там же.			

Таблица (окончание)

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Геологическая характеристика	Автор коллекции	Значение возраста по Ar-K-методу (в млн лет)	Содержа (в вес. %)			Изотопный состав Pb				Значение возраста (в млн лет)				Принимаемый возраст (в млн лет)	Источник
						Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ Pb ²³⁸	Pb ²⁰⁷ U ²³⁵	Pb ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ Th ²³²		
53		Южная Финляндия, Литти	Циркон из ралакити	»	1600	0.0143	0.0500	—	0.16 (1)	100 (625)	12.31 (77)	17.82 (111)	1470 ±140	1550 ±95	1670 ±30	То же	»	
54		Вирройоки, Южная Финляндия	»		1600	0.0114	0.0380	—	0.18 (1)	100 (556)	12.36 (68)	17.77 (98)	1490 ±90	1550 ±55	1637 ±68			»
55		Южная Финляндия	»		1600	0.005	0.0230	—	0.06 (1)	100 (167)	10.82 (180)	17.93 (300)	1165 ±30	1350 ±20	1650 ±30			
в) Юго-Восточная																		
56	Балт 1442	Сельга-озеро	Кварцито-песчаник	А.И. Тугаринов	—	0.008	0.0086	He опр.	0.40 (1)	59.05 (147.5)	12.04 (30)	28.5	2940	2345	1850	—	»	
57	Балт 1428	г. Петрозаводск, Каменноборский карьер	То же	То же	—	0.018	0.01	то же	0.87 (1)	29.35 (33.4)	15.7 (18.0)	54.08	1930	2200	2420	—		»
58	Балт 1428	Западное Прионежье, 60 км южнее г. Петрозаводска	»	»	—	0.012	0.0134	»	0.93 (1)	46.84 (50.0)	17.98 (19.2)	34.25	1935	1900	1940	—		

наблюдениями последовательность их внедрения, должны быть отнесены к единой эпохе магматизма.

Сама вмещающая эти интрузии и интенсивно мигматизированная толща Кольских гнейсов, отнесённая А.А. Полкановым к нижним саамидам (Полканов, Герлинг, 1960б), в настоящее время не может быть успешно датирована. Во всяком случае, время её регионального метаморфизма, судя по равномерному и интенсивному характеру его проявления на протяжении всей толщи гнейсов, независимо от прорывающих магматических тел, и время седиментации её может оказаться значительно древнее 2800 млн. лет. Поэтому, возможно, было бы целесообразно именно за этой толщей древнейших в Балтийском щите гнейсов сохранить название катархея, отнеся термин «саамиды» к прорывающим её интрузиям возрастом 2800 млн. лет (Зыков, Тугаринов и др., 1962).

б) Северо-западная часть. В районе г. Мурманска достаточно подробно описаны геологические соотношения толщи Кольских гнейсов, протягивающихся из бассейна р. Вороньей в северо-западном направлении, и рвущих их гранитоидов и пегматитов различного состава.

Как об этом свидетельствует табл. 1, в районе пос. Мурмаши отмечаются микроклиновые граниты и пегматиты того же древнего возраста, что и в бассейне р. Вороньей. Однако плутон щелочных гранитов Гремяха-Вырмес, прорывающий олигоклазовые гнейсограниты, и генетически связанные со щелочными интрузиями пегматиты явно относятся к более поздней эпохе. Абсолютный их возраст оценивается в 1850 ± 50 млн. лет.

Эта дата достаточно близко совпадает с ранее полученными определениями Аг-К-методом (Полканов, Герлинг, 1960б).

в) Южная часть. В районе Кан-озера наблюдается картина соотношения геологических формаций, весьма близкая к ранее описанной в Мурманском районе.

В бассейне р. Умбы, севернее Кан-озера, толща олигоклазовых гнейсо-гранитов (I группа?) пересекается монацитоносными плагиоклаз-микро-клиновыми гранитами и щелочными гранитами наиболее позднего типа.

Возраст олигоклазовых гранито-гнейсов был оценён в предшествующих работах свинцово-урано-ториевым методом по циркону в 2800 млн. лет (Жирова и др., 1961). В то же время измерение возраста слюд из того же массива аргоновым методом показало, по-видимому, дату метаморфизма этих гранито-гнейсов, вызванного вторжением более юных пегматоидных и щелочных гранитов, 1800 млн. лет. Действительно, именно такого порядка значения возраста, хотя и менее определённые по своей точности, были получены свинцово-урано-ториевым методом по монациту и циркону, выделенным из одних и тех же пегматоидных гранитов, и по циркону щелочных гранитов. Значительный разброс цифр (от 1780 до 2170 млн. лет), вероятно, связан с особым положением района, в котором оказались совмещёнными интрузии различных эпох. Возможное влияние унаследованной минерализации при замещении или ассимиляции древних пород юными могло существенно отразиться на полученных цифрах, особенно при использовании изотопного отношения Pb^{207}/Pb^{206} .

Попытка использовать для оценки возраста графический метод (рис. 2) показала, что значения изотопного состава свинца циркона и монацита легли на одну изохрону, отвечающую возрасту 1860 млн. лет, т. е. отвечающую ранее вычисленному значению возраста пегматоидного плагио-микроклинового гранита.

Несколько отклоняющееся значение возраста щелочного гранита может свидетельствовать как о ранее отмеченном эффекте унаследования, так и о большой

ошибке измерения, причина которой лежит в высоком содержании в минерале обыкновенного свинца при сравнительно малом содержании свинца радиогенного.

Во всяком случае, до проведения дополнительных экспериментов и получения статистически достаточного числа цифр вопрос о возрасте щелочных интрузий этого района остаётся открытым. По геологическим наблюдениям, они должны быть несколько моложе пегматоидных плагио-микроклиновых гранитоидов, т. е. их возраст <1860 млн. лет.

Весьма характерно, что сопоставление результатов, полученных для района р. Умбы и двух предыдущих районов, однозначно свидетельствует о недопустимости отнесения микроклиновых гранитоидов ко II группе. По-видимому, вполне справедливым было одно из ранних предположений Н.Г. Судовикова (1939) о существовании микроклиновых гранитов, представляющих фацию олигоклазовых гранитоидов. К таковым, вероятно, и относятся микроклиновые гранитоиды района пос. Мурмаши и р. Вороней в отличие от явно поздних плагио-микроклиновых гранитоидов р. Умбы. Последние, как мы это увидим далее, по существу, относятся к посткарельским или постсвекофенским образованиям, ранее именовавшимся гранитоидами III группы. Соответственно целесообразность сохранения подразделения гранитоидов на группы в старом понимании весьма сомнительна.

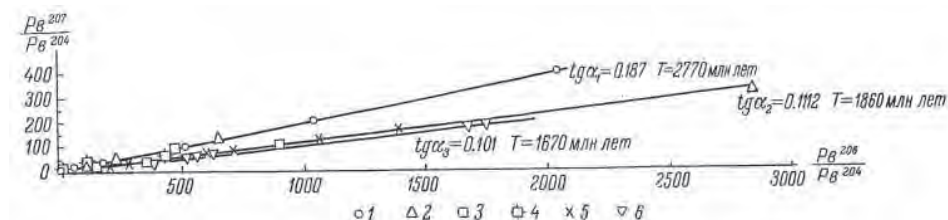


Рис. 2. Диаграмма проведённых измерений абсолютного возраста пегматитов Беломорья в координатах Pb^{207}/Pb^{204} : Pb^{206}/Pb^{204} .

1 – расчистка Чкалова; 2 – Медведка; 3 – Елеть-озеро; 4 – Алакургтти; 5 – Тедино-озеро; 6 – Койта-тундра.

г) Восточная часть. На крайнем востоке Кольского п-ова в основании свиты кейв широко распространены микроклиновые и плагиоклазовые граниты и гранодиориты.

Определение циркона одного из подобных гранитоидов, относимого И.В. Бельковым к микроклиновым гранитам третьей группы, показало сравнительно высокое значение возраста по Pb^{207}/Pb^{206} (2560 млн. лет). Ошибка в вычислении возраста в данном случае достаточно велика из-за больших содержаний обыкновенного свинца, поправка на который вводилась по свинцу условного изотопного состава, поскольку свинец микроклина из этого массива не изучался, а свинцовые рудопоявления в районе отсутствуют. Тем не менее следует думать, что возраст массива заведомо древнее 2500 млн. лет. Это исключает вероятность отнесения данного гранитоида к третьей группе, а заставляет рассматривать его как одну из интрузий, слагающих саамский фундамент региона.

Ещё менее достоверными оказываются результаты измерения возраста циркона из пегматитов Западных Кейв, в которых радиогенный свинец составляет всего 25 % свинца минерала!

Единственно надёжным определением для этого района является измерение по третьему образцу цирконов из аналогичных пегматитов, указывающих на 1810 млн. лет как на возраст пегматитов, прорывающих метаморфические толщи свиты кейв.

Эти хотя и несовершенные данные имеют тем не менее весьма важное значение, так как совместно с результатами измерения гнейсо-гранитов бассейна р. Вороньей позволяют уверенно отнести свиту кейв и подстилающие её толщи полмос и порос к геологической формации, возникшей в интервале 2800–1800 млн. лет.

II. КАРЕЛИЯ

а) Северная Карелия. Оценка возраста беломорской формации, распространённой в пределах Северной Карелии и представленной сложным комплексом гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов, давалась неоднократно.

Суммированный в табл. 1 материал, принадлежащий различным исследователям, характеризует возраст пегматитов и щелочных гранитоидов, прорывающих толщу беломорских гнейсов.

На рис. 2 и 3 графически отражена исключительно хорошая сходимость полученных результатов измерения возраста, несмотря на то что для сопоставления использовались разнородные данные, полученные в различных лабораториях.

На рис. 3 данные изотопного состава свинца всех радиоактивных минералов пегматитов нанесены на диаграмму в координатах Pb^{207}/Pb^{204} : Pb^{206}/Pb^{204} и легли, за небольшим исключением (виикиты Алакуртти), на одну изохрону, отвечающую возрасту 1860 млн. лет.

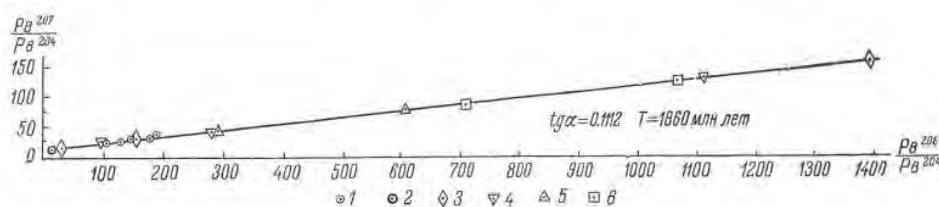


Рис. 3. Диаграмма проведенных измерений абсолютного возраста в координатах Pb^{207}/Pb^{204} : Pb^{206}/Pb^{204} с изохронами трёх главных эпох магматизма в Балтийском щите.

1 — бассейн р. Вороньей; 2 — район г. Мурманска; 3 — бассейн р. Умбы; 4 — восточная часть Кольского п-ова; 5 — пегматиты Беломорья; 6 — рапакиви Южной Финляндии и Юго-Западной Карелии.

Изотопный состав свинца нескольких галенитов в том случае, если свинец явно не был аномальным, указывает на достаточное постоянство его в различных удалённых друг от друга объектах и, следовательно, оправдывает использование графического метода для расчёта возраста.

Поскольку при явлениях частичной потери радиогенного свинца, отмечаемой в радиоактивных минералах пегматитов Беломорья, изотопное отношение Pb^{207}/Pb^{206} указывает на наименьший предел вероятного истинного возраста, полученная цифра 1860 млн. лет по существу не противоречит ранее принятому значению возраста для беломорских пегматитов, равному 1900 млн. лет.

Однако мы считаем необходимым сразу же подчеркнуть, что это лишь верхний возрастной предел беломорской формации гнейсов, но отнюдь не время её метаморфизма или тем более время седиментации исходных осадков, за счёт которых она возникла.

О том же верхнем пределе возраста говорят и полученные в последнее время для возраста щелочных пегматитов Ельть-озера, показавшие устойчивые значения возраста около 1860 млн. лет (Зыков, Тугаринов и др., 1962).

Попытка оценки возраста беломорской формации по изотопному составу обыкновенного свинца, для неё характерного, приводит к противоречивым результатам, варьирующим от 2450 до 1900 млн. лет (табл. 3). Следовательно, прямые определения возраста собственно беломорской формации до сих пор отсутствуют. Пока лишь можно утверждать, что время её седиментации 1860-1900 млн. лет.

б) Юго-Западная Карелия и Южная Финляндия. В этом исключительно важном для геохронологии Балтийского щита районе, где смыкаются структуры карелид и свекофенид, до сих пор число проведённых измерений свинцово-урано-ториевым методом явно недостаточно.

Используя для этого района главным образом материалы О. Коуву (Kouvo, 1958), можно говорить о широком развитии интенсивной магматической деятельности около 1660 млн. лет назад, выразившейся в формировании интрузий платформенного типа. Любопытно, что полученное нами определение для наиболее восточного выхода рапакиви в районе Таш-озера, близ Улялеги, показало ещё более юное значение возраста 1550 млн. лет.

О. Коуву (Kouvo, 1958), помимо подробных данных о возрасте цирконов из посткинематических гранитов (рапакиви и полевошпатовых гранитов, см. табл. 1), ссылается также на ряд полученных им возрастных значений для гранитоидов свекофенид и карелид по аксессуарным урано-ториевым минералам по изотопному отношению Pb^{07}/Pb^{206} , не приводя для них аналитических данных. Эти значения воспроизведены нами в табл. 2.

Таблица 2.
Возраст интрузий свекофенид и карелид Южной Финляндии
(Kouvo, 1958)

Местоположение интрузии	Порода	Минерал	Возраст (в млн. лет)	
			$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ по	$\frac{Sr^{87}}{Rb^{87}}$ по
Свекофениды				
Хемеслинна	Гранодиорит	Циркон	1845 ±30	1820+45
Урьяла	»	»	1860 ± 34	
Калайоки	Кварцевый диорит	»	1790±40	
Карелиды				
Каави	Олигоклазовый гранит	Циркон	1845±45	1780+47
	То же	Монацит	1735±80 20000	
	Микроклиновый гранит	Циркон	1750 ± 75	
Полвиярви, Соткума	Гнейсогранит	»	2530 ± 38	1804+40

Обращает на себя внимание значение возраста циркона из гнейсо-гранита Соткума (близ Оутокумпу), указывающее на развитие среди относимых к карелидам толщ гранитоидов с минимальным возрастом 2500 млн. лет.

Характерно, что эти же значения повторяются при оценке возраста по обыкновенному свинцу обнаруженных в районе Оутокумпу галенитов, имеющих гораздо более обеднённый радиогенными изотопами свинца изотопный состав, чем галени-

ты свекофенид. Это максимальное значение возраста, характеризующее наиболее восточный выход фундамента в пределах Финляндии, уже в области распространения карелид, достаточно близко совпадает с аналогичными значениями возраста, полученными Э.К. Герлингом для отдельных выходов архейского фундамента в Центральной Карелии (р-н Улялеги – 2530, Суна — 2520-2870, Бергаул — 2200-2450 млн. лет).

В то же время все измерения возраста в пределах свекофенид упорно показывают 1750-1850 млн. лет, т. е. повторяется та же картина, которую мы отмечали ранее при характеристике возраста магматических проявлений среди беломорской формации. В предполагаемой древнейшей толще Балтийского щита широко распространены интрузии лишь послекарельского возраста(!?).

О. Коуво отмечает, что в области распространения карелид подстилающий их древний фундамент обнаруживается сравнительно легко, но он до сих пор не может быть твердо установлен среди свекофенид (Koivu, 1958).

Складывается парадоксальное впечатление, что ранее считавшиеся древнейшими области беломорской формации и свекофенид Южной Финляндии выглядят гораздо более юными, чем область карелид, где столь отчетливо просматривается самский фундамент.

в) Юго-Восточная Карелия (Западное Прионежье). О возрасте верхнедокембрийских осадков – кварцитов и кварцитопесчаников Западного Прионежья, относимых к иотнию, и подстилающих их эффузивов Суйсари до последнего времени существовали весьма противоречивые представления.

А.А. Полкановым и Л.Я. Харитоновым (1953) была сделана попытка отнести эти осадки к эокембрию. В то же время К.О. Кратц (1955) рассматривал их как отложения поздних моласс карелид.

Проведенное изучение урано-свинцовых соотношений и изотопного состава свинца в цементе кварцито-песчаников каменноборской серии по образцам, собранным в Каменноборском карьере и в 60 км. южнее г. Петрозаводска, а также кварцитопесчаников из района Сельга-озера, в 150 км. западнее Медвежьегорска, позволили подойти к оценке их возраста — времени седиментации (Тугаринов и др., 1963).

По изотопному отношению Pb^{207}/Pb^{200} время седиментации этих песчаников или, точнее, раннего их эпигенеза, приведшего к сорбции урана, датируется минимально 1900 млн лет.

Следует отметить, что ряд более ранних косвенных определений абсолютного возраста тех же толщ аргоновым методом упорно указывал на аналогичные значения возраста этих осадков. Так, Г.А. Казаковым для алевритов каменноборской свиты (скв. Коноша, северо-запад Русской платформы) был измерен возраст глауконитов, оказавшийся равным 1650 млн. лет. Возраст габбро-диабазов, секущих отложения петрозаводской серии в районе Роп-ручья, поданным Н.И. Полевой, оказался равным 1830 млн. лет и т. д. (устные сообщения).

Полученные результаты явно свидетельствуют о том, что эти осадки, несмотря на их весьма пологое залегание и исключительно слабый метаморфизм, относятся к весьма древним образованиям, формировавшимся в условиях платформенного режима, и во времени, в пределах точности измерения, совпадает с бурным магматизмом, развивавшимся в геосинклинальных областях карельского времени.

Заключение

Рассмотренные возрастные данные по отдельным регионам восточной части Балтийского щита, видимо, позволяют снова критически пересмотреть некоторые представления о структуре и стратиграфии докембрия Балтийского щита.

Действительно, чисто статистическое распределение возрастных данных на рассматриваемой территории создаёт картину совершенно противоположных соотношений между древними ядрами и карельскими геосинклиналями, чем это до настоящего времени было принято (Кратц, 1955) (рис. 4). В чем же дело?

Несмотря на всю кажущуюся неправдоподобность такой картины, есть ряд прямых геологических наблюдений, указывающих на необходимость пересмотра существующих стратиграфических соотношений выделяемых крупных формаций.

И.А. Болотовской отмечаются существенные отличия беломорских гнейсов от Кольских, выражающиеся в отсутствии среди беломорид магнетитовых руд, характерных для последних, на что ещё в тридцатых годах обращал внимание А.А. Полканов.

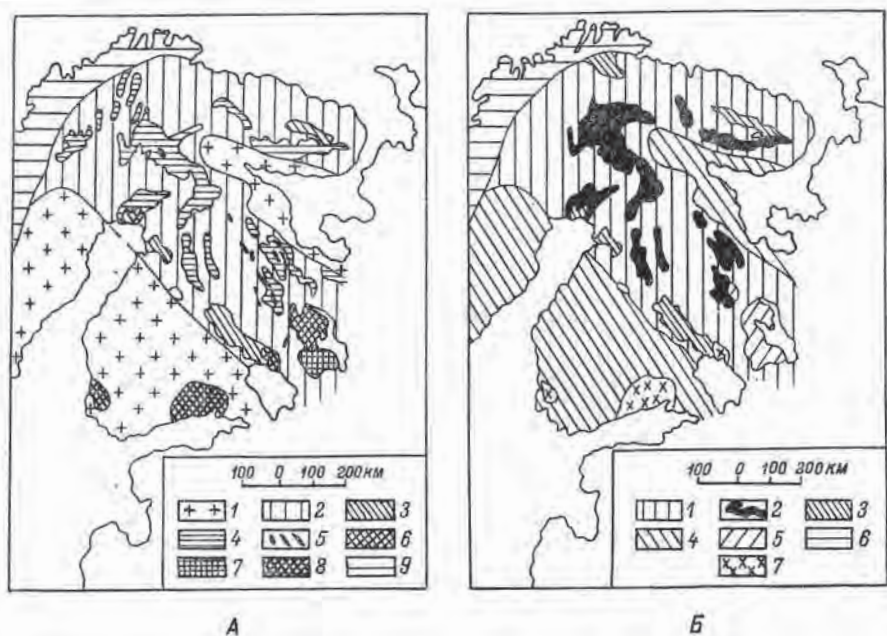


Рис. 4. Сравнительные схемы структур восточной части Балтийского щита по К.О. Кратцу (1955) и по данным измерений абсолютного возраста.

Карта А (по К.О. Кратцу): 1 – архейские массивы; 2 – область карельской складчатости; 3 – осадочные комплексы нижнего Карелия флишевого характера; 4 – вулканогенные и осадочно-вулканогенные комплексы нижнего Карелия; 5 – обломочные осадочные породы верхнего Карелия; 6 – вулканогенные (частью осадочные) породы верхнего Карелия; 7 – иотнийские песчаники; 8 – граниты рапакиви; 9 – область каледонской (частью рифейской) складчатости.

Карта Б (по данным измерений абсолютного возраста): 1 – древнейшее кристаллическое основание Балтийского щита > 2800 млн. лет; 2 – нижние карелиды; вулканогенные и железорудные серии > 2600 млн. лет (?) (по аналогии с криворожской серией Украины); 3 – осадочные комплексы карелид флишевого характера > 1900 млн. лет; 4 – метаморфические породы Южной Финляндии и Беломорья > 1900 млн. лет; 5 – петрозаводская толща (верхние карелиды), 1900 млн. лет; 6 – каледониды и рифеиды; 7 – граниты рапакиви.

Прямые наблюдения, характеризующие геологические взаимоотношения польских и беломорских гнейсов, с одной стороны, и беломорских гнейсов с карелидами, с другой, отсутствуют. Состав толщ беломорских гнейсов и свекофенид Южной Финляндии отличается некоторыми общими чертами. Это выражается прежде все-

го в огромных мощностях осадков, минимально достигающих 12-15 тыс. м, существенной роли в них исходно осадочных образований и, в частности, появлении в них в верхних частях разреза карбонатных толщ (что нетипично для глубокого архея!).

В отдельных участках беломорская толща, имеющая северо-западное простирание, характеризуется складками, опрокинутыми вовнутрь зоны, указывающими на погружение и сжатие геосинклинальной структуры.

Интенсивная гранитизация осадков, вызывающая появление широко распространённых пегматитов и гранито-гнейсов, съедающих корневые части этих толщ и обуславливающих интенсивный метаморфизм оставшейся верхней части отложений, — все это явно указывает на гессинклинальный характер толщи, сформировавшейся в эпоху, непосредственно предшествовавшую развитию в ней магматизму.

Как уже отмечалось выше, отсутствие следов, доказанных измерениями абсолютного возраста интрузий более древних как в Финляндии, так и Беломорье, позволяет рассматривать эти формации как позднеархейские осадочные толщи, накопление которых завершилось непосредственно перед начавшимся магматизмом, датируемым 1900 млн. лет.

Весьма характерно, что в пределах собственно карелид (в старом понимании этого термина) в районах Центральной Карелии интрузии аналогичного возраста (массивы Хаутовара, Карташи) заметно отличаются своим платформенным характером. Это чётко выраженные плутоны обычно относительно небольших размеров, повышенной щелочности, со сравнительно слабо проявленными контактовыми явлениями.

Осадки карельской формации, согласно К.О. Кратцу (1955), разделяются на 3 серии: нижнюю, среднюю и верхнюю протерозойские. К нижнему протерозою относятся осадочно-эффузивные породы, амфибол-биотитовые гнейсы, магнетитовые кварциты, залегающие на магматитах и гранитогнейсах, возраст которых минимально оценивается в 2500 млн. лет аргоновым методом. Но ведь подобный состав толщ, представленный основными эффузивами и железистыми фациями во всех докембрийских континентах планеты, типичен для наиболее древних ядер!

В отличие от нижнего протерозоя средний протерозой характеризуется кварцитами, кварцито-серицитовыми и мергелистыми сланцами, доломитами и амфиболитами. Если представить себе толщу приблизительно того же состава, претерпевшую интенсивный метаморфизм на достаточно больших глубинах, то после такого преобразования она могла бы оказаться вполне сопоставимой с кристаллическими породами беломорской формации.

В одной из своих ранних работ К.О. Кратц отмечал смену вулканогенных пород терригенными осадками в составе карелид по мере приближения к западной и восточной окраинам карельской меридиональной зоны, рассматривая это как одно из доказательств существования древних ядер (областей сноса!) в районах Южной Финляндии и Беломорья. По-видимому, дело обстоит иначе.

В табл. 3 нами приводится обобщённая характеристика изотопного состава свинца галенитов и свинецсодержащих минералов для различных районов Балтийского щита. Нами сознательно не учитывались свинцы аномального состава, обусловленные контаминацией радиогенного свинца пород. Эти свинцы в подавляющей своей части могут рассматриваться как выделившиеся из вмещающих толщ в результате метаморфизма. Поскольку в большинстве случаев такого рода вмещающими толщами служили породы с заведомо низким содержанием урана и тория (колчеданные тела, амфиболовые основные породы) при достаточно высоком содержании

рассеянного свинца, можно полагать, что приведённые изотопные составы свинца могли в какой-то степени характеризовать каждую из выделенных формаций.

Не считая возможным на основании столь обобщённых значений изотопного состава свинца сделать какие-либо строгие выводы о возрасте этих толщ, следует тем не менее обратить внимание на весьма симптоматичные различия между разными группами свинцов.

Так, например, отчётливо выделяются как наиболее юные среди них свинцы свекофенид Шведской и особенно Центрально-Финляндской зон.

С другой стороны, к явно наиболее древним относятся свинцы нижних карелид и особенно гранито-гнейсов Кольской формации и залегающих среди них ультраосновных пород Мончегорского плутона. Весьма своеобразное промежуточное положение занимают свинцы галенитов из пегматитов Беломорья, на переотложенный характер которых уже указывалось одним из авторов (Виноградов и др., 1959). Изотопный состав этих свинцов указывает, с одной стороны (по Pb^{206}/Pb^{204} и Pb^{207}/Pb^{204}), на вероятное нахождение их источника в породах нижнекарельского возраста, а по Pb^{208}/Pb^{204} — на возможное участие в их генезисе более юных формаций.

Таблица 3.

Характеристика, изотопного состава свинца галенитов, сульфидов, магнетитов и полевых шпатов некоторых районов Балтийского щита
(Виноградов и др., 1959)

Район	Минерал	Среднее из числа определений	Изотопный состав Pb			Возраст (в млн. лет)	
			$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$	по $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	по $\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$
Шведская зона свекофенид	Галениты и магнетит	6	15.7	15.36	35.3	1900	1800
Центрально-Финляндская зона свекофенид	Галениты	9	15.9	15.6	36.0	1800	1500
Центральная и Восточная Карельские зоны	Галениты, пирит – пирротиновые руды	8	14.7	14.9	33.7	2400	2600
Беломорская зона.	Галениты	3	14.6	14.9	35.12	2450	1900
Центрально-Кольская зона (р. Воронья)	Полевой шпат	1	13.7	14.6	33.5	2800	2650
Мончегорское рудное поле	Массивные магнетитовые руды	1	13.64	14.56	32.24	2800	3300
То же	Сульфиды жильных тел	8	14.3	14.8	33.6	2600	2600

Примечание. Расчёт возраста дан по А.И. Тугаринову (1961).

Об этом специфическом положении беломорских гнейсов писал В.М. Тимофеев (1935), отстаивая их верхнеархейский возраст.

Таким образом, современные сведения об абсолютном возрасте главных формаций Балтийского щита, которыми мы располагаем, позволяют серьёзно ставить вопрос о пересмотре ряда принципиальных положений стратиграфии Балтийского

докембрия. На рис. 4 приведены те принципиальные изменения, которые могут быть внесены в представления о структуре докембрия Балтийского щита.

В возрастном отношении, вероятно, следует искать аналогию, с одной стороны, между гнейсами Кольской формации и кристаллического фундамента Центральной Карелии, а с другой — между свекофенидами, карелидами среднего протерозоя и гнейсами беломорской формации.

Выводы

1. Разработка геохронологии крупных докембрийских регионов с многофазовыми циклами магматизма и сопровождающими их явлениями метаморфизма требует привлечения всех существующих методов абсолютного датирования, как аргоново-калиевого, так и свинцово-ураново-ториевого и стронций-рубидиевого.

2. В настоящее время с определённой уверенностью в пределах восточной части Балтийского щита для докембрия можно выделить крупные магматические события, относящиеся к следующим эпохам: 1) наиболее ранняя (родезийская) — 2800 ± 100 млн. лет; 2) посткарельская (беломорская) — 1900 ± 100 млн. лет; 3) наиболее поздняя (выборгская) — 1660-1550 млн. лет.

3. Следует отвергнуть представления о длительности накопления карельской формации в течение 200-250 млн. лет (в интервале 2000-1800 млн. лет назад, согласно К.О. Кратцу).

Карелиды (в понимании К.О. Кратца) представляют собой сложную группу пород, формировавшуюся по крайней мере в течение 2700-1900 млн. лет. По своим литологическим признакам и времени накопления они представляют собой типичный архей, согласно принятой шкале абсолютного времени.

4. Существование древнего цоколя (≥ 2800 млн. лет) в центральной части Кольского п-ова и Центральной Карелии, отмечаемого внутри области распространения эффузивно-железорудных толщ нижних карелид, отсутствующих в районах Южной Финляндии и Беломорья, не случайно. Обилие магматических проявлений в этих районах, относимых к 1800-1900 млн. лет, заставляет весьма критически отнестись к ранним представлениям об этих районах как о древнейших сооружениях Балтийского щита. Отсутствие среди них типичных для архея железорудных формаций скорее позволяет думать, что эти районы представляли собой геосинклинальные области накопления флишеидных толщ в среднекарельское время, полностью превращённых в результате активного магматизма 1900 млн. лет назад в кристаллические породы гнейсо-гранитового и мигматитового состава.

5. Беломорская и свекофенская формации выступают аналогами кировоград-житомирских гнейсов и мигматитов на Украине, представляющих собой посткриворожские образования. Криворожская толща в свою очередь может рассматриваться в качестве аналога нижних карелид.

Последив два тезиса являются в настоящее время особенно дискуссионными, хотя авторы не сомневаются в обоснованности предложенной ими трактовки структуры восточной части Балтийского щита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдзейко Г.В. Роль изотопного анализа свинца в определении геологического возраста. Тр. 3-й сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. форм., Изд. АН СССР, 1955.
2. Артемов Ю.М. Абсолютный возраст некоторых пород южной части Таракского массива Енисейского края. Геохимия, № 2, 1963.
3. Бибикина Е.В., А.И. Тугаринов, С.И. Зыков. О возрасте седиментации криворожской толщи. Тр. XI сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций, Изд. АН СССР, 1962.

4. Виноградов А.П., К.Г. Кнорре. О значении содержания аргона в ультраосновных породах. Тр. XI сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций, Изд. АН СССР, 1962.
5. Виноградов А.И., Л.С. Тарасов, С.И. Зыков. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. Геохимия, № 7, 1959.
6. Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. ИЛ, 1959.
7. Герлинг Э.К. Аргонный метод измерения абсолютного возраста. Изд. АН СССР, 1961.
8. Герлинг Э.К., Г.В. Овчинникова. О причинах занижения возраста слюд при определении Rb/Sr-методом. Геохимия, № 9, 1962.
9. Герлинг Э.К., Ю.А. Шуколюков, Т.В. Кольцова, И.И. Матвеева, С.З. Яковлева. Определение возраста основных пород по K/Ar-методу. Геохимия, № 11, 1962.
10. Жиров К.К., С.И. Зыков, В.В. Жирова и И.И. Ступникова. Влияние процессов гидротермального изменения на определение возраста по радиоактивным минералам. Геохимия, № 8, 1957.
11. Жирова В.В., С.И. Зыков, А.И. Тугаринов. О возрасте цирконов древнейших формаций Кольского п-ова. Геохимия, № 12, 1961.
12. Зыков С.И., И.И. Ступникова. Определение возраста пегматитовой жилы Койта-тундры по цирколиту, ортиту и ураниниту. Геохимия, № 8, 1956.
13. Зыков С.И., К.К. Жиров, В.В. Жирова и И.Б. Иванов. Определение возраста по ксенотиму и ураниниту из пегматитовой жилы Тедино-озеро. Тр. 4-й сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций, Изд. АН СССР, М. – Л., 1957.
14. Зыков С.И., А.И. Тугаринов, И.В. Бельков, Е.В. Бибилова. Возраст древнейших формаций Кольского полуострова. Геохимия, № 4, 1964.
15. Кратц К.О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1955.
16. Полканов А.А. Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 2, 1953.
17. Полканов А.А., Э.К. Герлинг. Применение Ar/K и Sr/Rb методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960а.
18. Полканов А.А., Э.К. Герлинг. Геохронология докембрия Балтийского щита. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 3, Изд. АН СССР, 1960б.
19. Полканов А.А., Э.К. Герлинг. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
20. Судовиков Н.Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. Тр. Ленгеолуправления, вып. 19, 1939.
21. Тимофеев В.М. Петрология Карелии. Изд. АН СССР, 1935.
22. Тугаринов А.И., С.И. Зыков, Е.В. Бибилова. Об измерении абсолютного возраста осадочных пород свинцово-урановым методом. Геохимия, № 3, 1963.
23. Тугаринов А.И. Геологу о методах измерения абсолютного возраста горных пород. Госгеолиздат, 1961.
24. Тугаринов А.И., Е.В. Бибилова, С.И. Зыков. О возрасте метаморфизма урановых месторождений. Атомн. энергия, 1962.
25. Houtermans F.G. Die Blei-Methoden der Geologischen, Altersbestimmungen. Geologische Rundschau, Bd. 49, № 1, 1960.
26. Kouvo O. Radioactive age of some Finnish Pre-Cambrian minerals Bull. de la Comm. geol. de Finl., № 182, 1958.
27. Stiff L., T.W. Stern. Graphic and algebraic solutions of the discordant leaduranium age problem Geolch. et Cosm. Acta, vol. 22, № 2-4, 1961.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА В АБСОЛЮТНОМ ЛЕТОИСЧИСЛЕНИИ ПО ДАННЫМ ЛАБОРАТОРИЙ СССР НА АПРЕЛЬ 1964 г. С УЧЁТОМ ЗАРУБЕЖНЫХ ДАННЫХ*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Публикуемая геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении является уточнённым и более детальным вариантом шкалы, принятым Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций в 1960 г.

В создании шкалы отражена коллективная работа многих лабораторий и геологических институтов страны, возглавлявшаяся Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при Отделении наук о Земле Академии наук СССР.

В создании шкалы участвовали лаборатории ГЕОХИ им. Вернадского АН СССР, ИГЕМ АН СССР, МГУ, Радиевого института им. В.Г. Хлопина, Лаборатории геологии докембрия АН СССР, ВСЕГЕИ Государственного Геологического Комитета, геологических институтов Украинской АН, Армянской АН, Грузинской АН, Казахской АН, Узбекской АН, Уральского филиала АН СССР, Башкирского Геологического института Государственного Геологического Комитета, Северо-Восточного комплексного института Сибирского отделения АН СССР, Казахского института минерального сырья.

Критический анализ и обобщение накопленного в лабораториях СССР материала и опубликованных в мировой литературе данных было поручено членам Комиссии Г.Д. Афанасьеву и М.М. Рубинштейну. Подготовленные ими перечень опорных точек и проект шкалы были детально обсуждены на заседаниях Комиссии. На Г.Д. Афанасьева и М.М. Рубинштейна было возложено также составление и редактирование объяснительной записки к шкале.

Проект шкалы 1964 г. утверждён на заседаниях Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР 1-2 апреля 1964 г.

* Абс. возраст геолог. формаций. М., Изд-во «Наука».1964. С.287-324. Соавторы: Г.Д. Афанасьев, Г.П. Багдасарян, Л.И. Боровиков, М.А. Гаррис, Э.К. Герлинг, С.И. Зыков, Г.А. Казаков, Б.М. Келлер, Л.В. Комлев, А.Я. Крылов, В.К. Монич, С.В. Обручев, Л.Н. Овчинников, Н.И. Полевая, Ю.И. Половинкина, М.М. Рубинштейн, академик АН УССР Н.П. Семененко, Т.П. Семенова, И.Е. Старик, А.И. Тугаринов, Л.В. Фирсов, И.Х. Хамрабаев, Л.Л. Шанин и академик Д.И. Щербаков

**Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций
при Отделении наук о Земле АН СССР**

Геохронологическая шкала в абсолютном исчислении
по данным на апрель 1964 г.

(преимущественно по данным К-Аг метода)

$$\text{при } \lambda_k = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1};$$

$$\lambda_{Rb} = 0,147 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$$

Датировка рубежей

$$\text{при } \lambda_k = 0,585 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$$

Возраст, млн. лет	Периоды, эпохи		Длитель- ность, млн. лет	Эры		
0	Q	Плейстоцен	1,5-2	Каиной	Эра	
15-2	N ₂	Плиоцен	10-10,5			
12±1	N ₁	Миоцен	14			
25±1	Pg ₁	Олигоцен	11			
40	Pg ₂	Эоцен	23			
37±2	Pg ₃	Палеоцен	7	Мезозой	Эра	
60±2	Cr	83-кампан	70			38
67±3		Мел				32
80		сеноман				
100	Cr	105±5 альб	70			32
120						
140	J	Юра	58	Мезозой	Эра	
160						
180						
200						
220	T	Триас	45			
240	P	Пермь	45	45		
260						
280	C	Карбон	55-75	55-75		
300						
320	D	Девон	70-50	70-50		
340						
360	S	Силур	30	30		
380						
400	Or	Ордовик	60	60		
420						
440	Cr	Кембрий	≥70	≥70		
460						
480	Pr ₂	Протерозой				
500						
520	Pr ₂	Протерозой				
540						
560	Pr ₂	Протерозой				
≥570						
1100-1200	Pr ₂	Протерозой			Донембри	
1600 ± 50						
1900 ± 100						
2600 ± 100						

до: >3500 млн. лет

до: > 3500 млн. лет

Периоды, эпохи	млн. лет
Плейстоцен	1,5-2
Плиоцен	11 ± 1
Миоцен	25 ± 1
Олигоцен	35 ± 2
Эоцен	57 ± 2
Палеоцен	64 ± 3
Кампан	79
Мел	100 ± 5
Сеноман	131 ± 5
Яльб	187 ± 5
Юра	230 ± 10
Триас	273 ± 10
Пермь	326
Карбон	345
Девон	393 ± 10
Силур	422 ± 15
Ордовик	479 ± 20
Протерозой	≥ 547

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ В АБСОЛЮТНОМ ЛЕТОИСЧИСЛЕНИИ 1964 г.*

ВВЕДЕНИЕ

Приступая к составлению настоящей записки, авторы отчётливо представляли сложность поставленной перед ними задачи. Опыт прошедшего десятилетия работы радиологических лабораторий всего мира показал, что восстановление истории геологического развития Земли — датирование отдельных этапов этого развития по горным породам и минералам — сопровождается многими трудностями. Главным осложняющим обстоятельством является то, что большинство минералов и горных пород за время своего длительного (миллионы и миллиарды лет) существования подвергались влиянию последующих геологических событий. Естественна поэтому возможность нарушения равновесных отношений между радиоактивным элементом и его продуктами распада. Из сказанного очевидно, что наряду с радиологической работой по датированию геологических объектов лаборатории выполнили большой объём методических исследований, ставивших своей задачей выяснение надёжности того или иного метода, пригодности для геохронологических исследований того или иного минерала.

Многое ещё предстоит исследовать, но всё же к настоящему времени выяснилась принципиальная возможность составления шкалы в абсолютном летоисчислении, несмотря на сложности, связанные с воздействием последующих процессов на геологические объекты.

Эта возможность осуществима лишь при проведении комплекса геолого-радиологических исследований. Минералого-петрографо-геологическое исследование обеспечивает контроль и учёт изменений, претерпеваемых тем или иным минералом, а следовательно, и отборку более надёжных объектов радиологического исследования.

Используя различные радиоактивные элементы — U, Th, K, Rb и изучая их соотношения с накопившимися продуктами распада Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208} , Ar^{40} , Sr^{87} соответственно, радиологи имеют возможность оценить надёжность того или иного значения абсолютного возраста, полученного тем или иным методом для минералов, сохранность радиогенных продуктов в которых изучена экспериментально.

К сожалению, разработка многих проблем в этой области ещё не завершена, однако уже сейчас можно сделать ряд выводов.

1. Наиболее надёжными значениями возраста для одновременно образовавшихся минералов являются близкие или тождественные значения, получаемые параллельно всеми тремя основными методами — урано-ториево-свинцовым, калий-аргоновым и рубидий-стронциевым.

2. Осложняющим обстоятельством является недостаточная точность определения констант распада Rb^{87} (λ_{Rb}) и K^{40} (λ_K и λ_B).

До сих пор радиологические лаборатории всех стран используют различные константы. В СССР для λ_K принято значение $0,557 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹, λ_B — $4,72 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹, для λ_{Rb} 1,39 и $1,47 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹. Во многих (но не во всех) лабораториях США и Англии для λ_K принято $0,585 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹, а для λ_{Rb} — 1,39 и $1,47 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹.

При сравнении значений абсолютного возраста, публикуемых в разных странах, приходится учитывать различия в принятых константах распада для K^{40} и Rb^{87} .

* Составили Г.Д. Афанасьева и М.М. Рубинштейн.

3. Выявлено, что при применении калий-аргонового метода наиболее предпочтительным материалом для определения возраста в общем случае являются слюды.

Достаточно надёжно можно использовать и такие калийсодержащие минералы, как глауконит, кали-натровый полевой шпат (санидин) из пород, находившихся за время своего существования в условиях, не способствующих потере радиогенного аргона.

Данные К-Аг метода можно во многих случаях контролировать данными Rb-Sr метода, так как факторы, определяющие миграцию аргона и стронция, различны.

4. Наиболее широко в настоящее время применяется К-Аг метод, что в первую очередь обусловлено широким распространением калийсодержащих минералов в большинстве горных пород, слагающих земную кору.

Калий-аргоновый метод, при котором для более надёжной датировки используются главным образом слюды, подобно Rb-Sr и U-Pb методам естественно базируется на породах магматогенного происхождения.

Однако геологическая позиция многих конкретных интрузивных пород в подавляющем большинстве случаев не может быть установлена с необходимой точностью. Прямые факты прорыва фаунистически охарактеризованных осадочных толщ интрузиями и перекрывание этих же интрузий более молодыми фаунистически охарактеризованными слоями в узком интервале геологического времени — уникальный случай. Поэтому для определения истинной геологической позиции магматического тела привлекается обильный дополнительный геолого-петрографический материал, позволяющий во многих случаях приходиться к однозначному выводу.

Нельзя забывать также о неточности местных биостратиграфических шкал, основанных на флористических данных. Все эти схематически охарактеризованные сложности интерпретации радиологических данных при большом количестве накопленных фактов не мешают в конечном итоге подойти к достаточно надёжной датировке геологических рубежей в абсолютном летоисчислении.

Для дальнейшей детализации Шкалы, особенно в той её части, которая отражает возраст различных подразделений докембрия и палеозоя, большим затруднением является нахождение достаточно надёжных геологических опорных точек.

В свете сказанного не все точки, приводимые в прилагаемом перечне, являются опорными в полном смысле этого понятия, но они всё же должны были учитываться при датировке рубежей как заявленные отдельными лабораториями. При утверждении Шкалы обнаружилось несколько противоречивых данных в отношении датировки рубежей между пермью и карбоном и между карбоном и девоном. Особенно это касается рубежа карбон — девон, что и отражено на Шкале.

В соответствующем разделе записки излагаются факты, позволяющие сохранить такую двойственную оценку возраста этого рубежа.

В настоящей записке, как правило, первичный авторский материал (геологические и радиологические данные) не приводится. В подробном списке перечислены опубликованные источники, в которых читатель может найти все исходные данные для той или иной опорной точки.

Дополнительные значения абсолютного возраста, доложенные на Комиссии при обсуждении Шкалы, сопровождаются необходимыми исходными данными. Первичный материал привлекается также при обсуждении выявившихся противоречий, это поможет в будущем прийти к более правильной и однозначной интерпретации имеющихся фактов.

К положительным особенностям Шкалы 1964 г. надо отнести то, что она основывается на данных, полученных по 222 точкам. Шкала Комиссии 1960 г. и шкалы Дж. Калпа и А. Холмса основывались на значительно меньшем числе опорных точек.

ПЛИОЦЕН (1,5-2—12±1 МЛН. ЛЕТ)
(ОПОРНЫЕ ТОЧКИ 1-12)

Абсолютное датирование границы между плиоценом и плейстоценом весьма, сложно. Во всех прежних геохронологических шкалах возраст этой границы принимался равным 1 млн. лет на основании данных, полученных для нижнеплейстоценовых и позднеплиоценовых эффузивных образований Сиерры-Невады и Калифорнии. Однако, поскольку возраст биотита из игнимбритов самых верхов плиоцена Нальчикского района Северного Кавказа оказался несколько большим 3 млн. лет, а возраст анортклаза из туфа и возраст базальта нижнего плейстоцена Олдуея в Танганьике 1,4-1,8 млн. лет, имеются достаточные основания для отнесения границы между плиоценом и плейстоценом к 1,5-2 млн. лет, конечно, считая необходимым проверку этого значения в дальнейшем.

Более определённым является значение абсолютного возраста нижней границы плиоцена, равное 12±1 млн. лет. Оно основано на данных возраста 11,2-12,6 млн. лет, полученных по биотитам из туфов Калифорнии и Невады, датируемых по фауне млекопитающих нижним плиоценом и низами нижнего плиоцена — верхами верхнего миоцена, а также на определении возраста нижнесарматского перлита Закарпатья (14,2 млн. лет).

МИОЦЕН (12±1— 26±1 МЛН. ЛЕТ)
(ОПОРНЫЕ ТОЧКИ 12-23)

Имеющиеся материалы не позволяют подразделять миоцен на основании геохронометрических данных. Можно отметить лишь, что значения порядка 14-16 млн. лет относятся, по-видимому, к верхнему, а 18-21 млн. лет — к среднему миоцену. Для нижнего миоцена по глауконитам верхов майкопской свиты Предкавказья, нижнего земоррия Калифорнии и бурдигала Австрии получены значения возраста, варьирующие в пределах 23-26 млн. лет, а для биотита из туфа Небраски, располагающегося в самых верхах нижнего миоцена, значение 24 млн. лет. Санидин из туфа Орегона, датирующийся верхами верхнего олигоцена, показал возраст 27 млн. лет.

Таким образом, наиболее вероятным, значением возраста для нижней границы миоцена следует признать 26±1 млн. лет. Этому не противоречат и данные для постсреднеолигоценовых магматических образований Мэрисвейла (штат Юта).

ОЛИГОЦЕН (26±1— 37±2 МЛН. ЛЕТ)
(ОПОРНЫЕ ТОЧКИ 24-31)

При установлении абсолютного возраста нижней границы олигоцена должны быть приняты во внимание значения возраста биотита (34 млн. лет) и санидина (35 млн. лет) из нижнего олигоцена Невады и Техаса и верхнеэоценовых щелочных пород Грузии и Армении: биотита из пегматоидов Вакисджвари (37 млн. лет), щелочных эффузивов Базумо-Памбакской области (37 млн. лет) и тежсарских нефелиновых сиенитов (38 млн. лет). На этом основании границу олигоцен — эоцен следует датировать в 37-1 млн. лет,

ЭОЦЕН (37±1— 60±2 МЛН. ЛЕТ)
(ОПОРНЫЕ ТОЧКИ 30-45)

Абсолютный возраст среднеэоценовых глауконитов Калифорнии, Парижского бассейна и Тургая, определённый калий-аргоновым методом, варьирует в пре-

делах 44-54 млн. лет; с этим согласуются данные для глауконитов из киевского яруса Белоруссии и района Курской магнитной аномалии, среднеэоценовых интрузий и лав Армении, а также результаты определения возраста биотита из постсреднеэоценового карбонатита Монтаны. По глауконитам нижнего эоцена Австрии, Техаса и Нью-Джерси получены значения возраста 54-61 млн. лет, тогда как возраст глауконитов палеоцена Англии, Калифорнии и Приаралья оказался равным 60-70 млн. лет. Для позднепалеоэоценового уранинита Колорадо получено значение возраста 61 млн. лет, а для биотита эффузивного происхождения из палеоэоценового глауконитового песчаника Калифорнии — 63 млн. лет. По совокупности этих материалов абсолютный возраст границы нижний эоцен — палеоцен оценивается в 60 ± 2 млн. лет.

ПАЛЕОЦЕН (60 ± 2 — 67 ± 3 МЛН. ЛЕТ) (ОПОРНЫЕ ТОЧКИ 43-53)

При определении возраста нижней границы палеоцена необходимо принять во внимание, кроме приведённых выше данных для палеоэоценовых образований (60 – 67 млн. лет), результаты определения возраста постмаастрихтского — досреднеэоценового гранодиорита Ямайки. Возраст содержащегося в нем биотита, определённый кали-аргоновым методом, 70 млн. лет, а рубидий-стронциевым методом — 64 млн. лет. Для сфена из этой же породы получено значение возраста 64 млн. лет по отношению Rb^{206}/U^{238} . Возраст глауконита из датского яруса Дагестана оказался равным 70 млн. лет. Совокупность всех этих данных, несмотря на то, что значения возраста в пределах 66-70 млн. лет были получены также для биотитов и санидинов из маастрихтских бентонитов Канады, свидетельствует о том, что возраст границы палеоцен — даний не меньше 67 ± 3 млн. лет.

МЕЛ (67 ± 3 — 137 ± 5 МЛН. ЛЕТ) (ОПОРНЫЕ ТОЧКИ 54-85)

Для мелового периода имеется значительное количество опорных определений возраста, преимущественно по глауконитам. Значения возраста глауконитов сенона варьируют в пределах 73-91 млн. лет. При этом из отдельных ярусов сенона лучше всего охарактеризован в геохронометрическом отношении кампан, для которого имеется несколько значений возраста, полученных как по глаукониту из нижнего кампана — ганновера (85 млн. лет), так и по биотиту и санидину из бентонита верхнего кампана Канады (77 и 81 млн. лет), и по биотиту из липаритового порфира Азербайджана низов кампана-верхов сантона (86 млн. лет). В этой связи кампан можно достаточно уверенно датировать 83 ± 2 млн. лет. Значения возраста, полученные для сеномана, характеризуются более заметным разбросом — от 90 до 104 млн. лет. Однако наименьшее из этих значений, полученное для глауконита из Нижней Ушицы в Белоруссии, возможно, является заниженным (практически то же значение возраста было получено и для глауконитов турона и коньяка Западной Германии). Остальные значения возраста сеноманских образований таковы: 96 млн. лет — по санидину из верхнесеноманского туфа Колемана в Канаде, 101 млн. лет — для биотита из бентонита Каш-Крик в Калифорнии, 104 млн. лет — для биотита из бентонита Милл Крик в Канаде.

Приведённые данные свидетельствуют о том, что значения в 101-107 млн. лет, полученные для глауконитов альба и верхов апта Северного Кавказа и ФРГ требуют дополнительной проверки. Также требуют дополнительного подтверждения результаты определения возраста монацита из постальбского батолита

Южной Калифорнии (116 млн. лет) и биотита из среднеальбского туфа в Гудзон-Хоп Британской Колумбии (122 млн. лет) в связи с тем, что значение абсолютного возраста, определенного по монациту (Южная Калифорния) в первоисточнике (Geochronology of Rock Systems, 1961) обосновываются только общим отношением Pb/U, Th, а биотит из Гудзон Хип хлоритизирован (Folinsbee a. oth., 1961). В итоге наиболее реальной является оценка возраста границы между сеноманом и альбом в 105 ± 5 млн. лет.

Для установления абсолютного возраста нижней границы мела мы располагаем данными по глауконитам и биотитам. Возраст валанжинского глауконита Московской области 125 млн. лет, а для глауконитов портланда Англии и Западной Германии и волжского яруса Московской области получены значения 131-142 млн. лет. Кроме того, имеются следующие значения возраста: 134 млн. лет — для биотита из посткимериджского батолита Шаста Бэлли в Калифорнии и 143 млн. лет — для биотитов из постсреднеюрских — донигнемеловых гранитоидов Шарахадинского комплекса Восточной Монголии. Очевидно, наиболее вероятное значение возраста границы между мелом и юрой приходится на интервал 135-140 млн. лет, в связи с чем её можно принять равной 137 ± 5 млн. лет.

ЮРА (137 ± 5 — 195 ± 5 МЛН. ЛЕТ) (ОПОРНЫЕ ТОЧКИ 88-107)

В отношении датировки рубежей юры имеются противоречивые данные, допускающие различные толкования. Для обоснования одной из существующих точек зрения на возраст рубежей юры М.М. Рубинштейн приводит личные данные (Рубинштейн, 1959, 1961б) и данные других исследователей (Полевая, 1961). Эти данные позволяют М.М. Рубинштейну наметить значение абсолютного возраста границы байос — бат на основании результатов определения возраста биотитов постбайосских донигнемеловых (предположительно, по М.М. Рубинштейну, батских) интрузивов Западной Грузии — 167-174 млн. лет (Келасурского, Гумистинского и Хевского), а также постнигнемюрского Шахтаминского гранодиоритового массива Забайкалья — 167 млн. лет и постнигнемюрского-дооксфордского диорита гор Талкитна (Аляски) — 177 млн. лет. Кроме того, М.М. Рубинштейн учитывает несколько меньшие значения возраста, полученные по валовым пробам верхнебайосских гипабиссальных пород (159-164 млн. лет). В итоге возраст границы байос-бат, по мнению М.М. Рубинштейна, должен приходиться на интервал времени 160-170 млн. лет; с большой долей вероятности он может быть оценён в 165 ± 5 млн. лет.

К числу нижнеюрских образований, по М.М. Рубинштейну, относятся риолит Кударского района Бурятской АССР (188 млн. лет) и «оловянный» гранит острова Биллитон в Индонезии, для биотита которого было получено то же значение возраста (188 млн. лет). Некоторые исследователи считают также нижнеюрским посткарнийский-добайосский Гуичонский батолит Британской Колумбии, по биотиту которого получено значение возраста 195 млн. лет. Учитывая, что возраст биотита из диабазового силла верхов триаса Нью-Джерси 204 млн. лет, причём для валовой пробы породы было получено ещё большее значение (209 млн. лет), возраст границы юра — триас может быть принят равным 195 ± 5 млн. лет.

Согласно другой интерпретации имеющихся данных, обосновываемой Г.Д. Афанасьевым и другими исследователями (Афанасьев и др., 1963 а-в), предлагаемая М.М. Рубинштейном датировка рубежа юра — триас в 195 ± 5 млн. лет не вытекает из значений возраста, характеризующих заявленные опорные точки.

В частности, вызывает сомнение отнесение к опорным данным возраста биотита (и валовой пробы породы из эндоконтакта) диабазового силла в верхнем триасе Нью-Джерси (Erickson, Kulp, 1961a, в), по следующим соображениям. Силл — это межпластовая интрузия, и не исключена возможность внедрения её «в верхи триаса» в послетриасовое время. Затем оказалось, что разновозрастный, по Калпу, базальт Уотчунг имеет возраст 81 млн. лет. Калп почему-то считает, что этот базальт потерял 60% радиогенного аргона.

Появление биотита на контакте диабазового силла может быть объяснено обогащением калием контактной зоны за счёт вмещающих пород. В таком случае возможен и захват биотитом, а также и самой породой силла, особенно в приконтактной зоне, при их кристаллизации радиогенного аргона, уже накопившегося в материале триасовой толщи. Кстати, возраст центральной части силла 147 млн. лет. При любой иной трактовке верхний триас должен быть древнее 204 млн. лет и даже древнее 209 млн. лет, не считая возможных потерь аргона, допускаемых для валовой пробы породы. Однако ни для Калпа, ни для М.М. Рубинштейна это не явилось основанием для «удревнения» рубежа юры — триаса по сравнению с предлагаемым значением 195 ± 5 млн. лет, которое при современном объёме фактов может быть принято. Также впредь до получения более точных данных может быть признан возраст рубежа байос — бат в 165 ± 5 млн. лет.

Но в таком случае не может быть признан «батским» возраст абхазских гранитных интрузий — Келасурской и Гумистинской, так как они практически получают-ся разновозрастными с основными вулканогенами байоса, которые интродуцированы этими гранитами. Выявленные к настоящему времени общие закономерности развития магматизма, а также конкретный петрологический материал по Абхазии позволяют думать, что между формированием байосской вулканогенной толщи и интрузиями существенно калиевых гранитов рек Келасури и Гумисты происходили другие геологические события — формирование плагиогранитпорфировых интрузий и интрузий диоритов, в частности. Интервал времени, необходимый для реализации таких событий, оценивается минимум в 15-20 млн. лет. Возможность такой интерпретации, а также, следовательно, и более «молодого» возраста Келасурских гранитов вытекает также из исследований проб Абхазских интрузий, проведённых в других лабораториях (ИГЕМ АН СССР, Башкирский Геологический институт, Дагестанский филиал АН СССР и др.). В 1961 г. на Киевской сессии Комиссии (Афанасьев и др., 1962a) докладывались данные по возрасту абхазских интрузий, причём для биотитовых гранитов Гумисты, по данным ИГЕМ, было получено значение 161 млн. лет, а по данным Дагестанского филиала АН СССР для того же биотита — 140 и 147 млн. лет.

В 1963 г. в ИГЕМ были проведены методические исследования гидратизированных биотитов (Афанасьев и др., 1963b). При этом выяснилось, что слюды абхазских интрузий (Гумисты и Келасури) после предварительной тренировки при 125° дают значения возраста 144 и 154 млн. лет, т.е. близкие к полученным в Дагестанском филиале АН СССР (Афанасьев и др., 1962b). Позднее в лаборатории Башкирского геологического института были проведены определения возраста этих интрузий (Афанасьев, Гаррис, 1964). Биотит из гранита р. Гумисты, по данным М.А. Гаррис, имеет возраст 142 млн. лет, а биотит р. Келасури — 158 млн. лет*.

Все это заставляет считать необходимым продолжение исследований противоречивых данных, подобных охарактеризованным выше.

* В лаборатории Геологического института Армянской АН ССР в 1964 г. Г.П. Багдасарян получил по биотитам из гранитов р. Гумисты значение 168 млн. лет. а по биотитам из гранитов р. Келасури — 178 млн. лет.

Следует также указать на то, что посткарнийский возраст Гуичонского батолита (учитывая изменённость его биотита) не обязательно означает его внедрение на границе триаса и юры. Однако за неимением других данных полученное для него значение возраста 195 ± 5 млн. лет может быть оставлено в качестве датирующего границу триаса и юры.

ТРИАС (195 ± 5 — 240 ± 10 МЛН. ЛЕТ) (ОПОРНЫЕ ТОЧКИ 108-116)

Для триаса имеется пока очень мало геохронометрических данных. Для биотитово-амфиболовой фракции диорита г. Ятыргварты на Северном Кавказе, перекрываемого нижним триасом, в ИГЕМ АН СССР получен возраст 240-250 млн. лет, а для биотита из тениз-коржункульских анортитовых гранит-порфиров Центрального Казахстана, секущих базальты и относимых к пермтриасу, в лабораториях АН Казахской ССР и КАЗИМС определён возраст 252 млн. лет. Для валовых проб санидиновых трахилипаритов Семейтау в Восточном Казахстане, входящих в состав туфовой толщи, датированной по флористическим данным верхней пермью — нижним триасом, получено значение 255 млн. лет.

Кварцевый ортофир семейтаусской свиты из стратотипичного разреза г. Семейтау, по данным Лаборатории Башкирского геологического института, имеет возраст 220 млн. лет. Таким образом, данные лаборатории КАЗИМС как будто бы указывают на то, что возраст границы триас — пермь должен быть больше 250 млн. лет, тогда как по данным ИГЕМ АН СССР и Башкирского геологического института это значение должно быть значительно меньшим. Учитывая недостаточную определённую стратиграфического положения семейтаусской толщи и базальтов Тениз-Коржункульской мульды, соответствующие данные возраста можно отнести и к перми, в связи с чем граница триас — пермь может пока датироваться в 240 ± 10 млн. лет.

Этому выводу противоречат данные ВСЕГЕИ о возрасте порядка 240-250 млн. лет биотита из гранитных массивов серии Пиа-Биок Северного Вьетнама, которые считаются посткарнийскими-доверхненорийскими. Если согласиться с тем, что абсолютный возраст карнийского яруса действительно больше 240 млн. лет, то это повлечёт за собой необходимость значительно увеличить значения возраста для границы триас — юра, для чего нет убедительных оснований.

ПЕРМЬ (240 ± 10 — 285 ± 10 МЛН. ЛЕТ) (ОПОРНЫЕ ТОЧКИ 117-128)

Много неясностей связано с абсолютным датированием перми. Для считающихся постнижнепермскими образований Норвегии (циркон из нордмаркита и биотит из гранита) и Восточной Германии (циннвальдит из грейзена) получены значения порядка 260-270 млн. лет; возраст нижнепермского риолита Саксонии, определённый аргоновым методом по породе, 260 млн. лет, возраст риолита с. Кутан (Северный Кавказ) 252 млн. лет. Биотит с возрастом 267 млн. лет из доказанного постсреднекарбонного или предположительно допермского Койташского интрузива определён в Узбекистане. Глауконит р. Индиги (Тиман) показал большее значение возраста нижней перми — 274 млн. лет.

Для образований, относимых к нижней перми либо к самым верхам карбона, имеется ряд значений, варьирующих в пределах 285-305 млн. лет. Так, например, для биотита постнижневестфальского-допермтриасового гранита Дартмур в Корнуэлле (вероятно, нижнепермского) калий-аргоновым методом получен воз-

раст 283 млн. лет (Dodson, Miller, 1961; Faul, 1961; Lambert, Mills, 1961). Эвернден (Evernden, 1959) определил его возраст в 265 млн. лет; по возрасту (288 млн. лет) уранинит Гивор Майн связывается с гранитами дартмурского типа (также 288 млн. лет).

Слюды гранитоидов калбинского комплекса (C_3 - P_1) юго-западного Алтая и Калбы имеют возраст 283 млн. лет. По биотиту из тосканита верхов верхнего карбона Австралии калий-аргоновым методом определён возраст 290 млн. лет, а по биотиту из туфов Брассак (верхи карбона) рубидий-стронциевым методом получен возраст 288 млн. лет. Одновременно во ВСЕГЕИ по валовой пробе порфира из нижней перми Чехословакии определен возраст 297 млн. лет. Для порфира Кызылкинской свиты (P_1) Прибалхашья во ВСЕГЕИ получено 297 млн. лет, а в Лаборатории Башкирского геологического института — 267 млн. лет. Для биотита из считающегося верхнепермским трахилипаритового порфира Восточного Казахстана в лаборатории Геологического института АН Казахской ССР получено значение 304 млн. лет. Средний возраст для 10 слюд из гранитов Аппалачей, пермских по Фаулю (Faul a. oth., 1963), равен 270 млн. лет (K-Ar метод) и 260 млн. лет (Rb-Sr метод).

Особо необходимо отметить результаты геохронометрического исследования лейкократовых гранитов Центрального Казахстана, считающихся по возрасту пермскими. Для интрузии Акчатау получены исключительно хорошо сходящиеся с геологическими данными значения порядка 290-300 млн. лет по биотиту, браннериту и монациту. Но мусковит и монацит из массива Ортау дали 250-260 млн. лет. В целом материалы по интрузивам Казахстана, относимым к перми, дают значения от 260 до 300 млн. лет. Полученное в последнее время Rb-Sr изохронным методом (И.М. Горохов, 1964) значение от 273 до 283 млн. лет в общем согласуется с другими данными. Для биотита из гранитного валуна в нижнепермском конгломерате Северного Кавказа у села Кутан K-Ar методом получено значение 286 млн. лет. Естественно, что при решении вопроса о предпочтении того или иного значения возраста необходимо учитывать весь радиологический материал по совокупности точек, предложенных для датирования той или иной геологической системы. Совокупность всех данных позволяет принять для границы пермь — карбон значение возраста 285 ± 10 млн. лет.

КАРБОН (285 ± 10 —340-360 МЛН. ЛЕТ) (ОПОРНЫЕ ТОЧКИ 123-153)

К настоящему времени накопилось большое количество результатов определения возраста K-Ar методом карбоновых и верхнедевонских пород.

36 точек, предложенных авторами как опорные, достаточно чётко датируют нижнюю и верхнюю границы карбона. Расчленение самой каменноугольной системы не может достаточно прочно опираться на имеющиеся данные, так как большинство из них представлено материалами по интрузиям, для которых установлена только нижняя возрастная граница.

Верхняя граница карбона на основании конкретных фактов датируется 285 млн. лет. Нижняя граница карбона (C_1 - D_3), по мнению составителей «Объяснительной записки» (Г.Д. Афанасьева и М.М. Рубинштейна), принятому Комиссией, на настоящем этапе геохронологических исследований может иметь двойную датировку.

По материалам Г.Д. Афанасьева, Г.П. Багдасаряна, М.А. Гаррис и И.Х. Хамрабаева (1963а; Афанасьев, Гаррис, 1964) и на основании интерпретации ими всех остальных данных граница карбон-девон датируется значением в 340 млн. лет.

Интерпретация имеющихся фактов позволяет М.М. Рубинштейну определять возраст этого рубежа в 360 млн. лет.

Рассмотрим факты, положенные в основу этих двух выводов.

Для обоснования возраста рубежа девон-карбон в 340 млн. лет имеются следующие факты:

1) возраст относящихся к C_1 - D_3 Убино-Белореченского и Тигирекского массивов на Алтае по биотиту, согласно Н.И. Полевой (1961), датируется 336 ± 10 млн. лет;

2) биотит из гранитов досредневизейского возраста Суундукского массива (Южный Урал), по данным М.А. Гаррис (Афанасьев и др., 1963а и в) имеет возраст 324 ± 10 млн. лет;

3) биотит из бентонитов формации Чаттануга Теннесси (верхний девон) имеет возраст, согласно Фаулю, определённый К-Аг методом, 355 млн. лет, а Rb-Sr методом — 385 млн. лет;

4) чёрные сланцы из той же формации Чаттануга, по Коббу и Калпу (Cobb, Kulp, 1960), имеют возраст, определённый U-Pb методом, 350 млн. лет.

Позднее Кобб (Cobb, 1961), пересматривая первичные данные, пришёл к выводу, что возраст формации Чаттануга находится в пределах 320-350 млн. лет, а Калп в своём выступлении на симпозиуме принял для возраста формации Чаттануга 340 млн. лет;

5) биотиты из гранитов Казахстана (массивы Амантау, Сары Адыр), имеющие постфранкский и дотурнейский (досокурский) возраст, дали следующие значения возраста, определённые К-Аг методом:

— Р.Н. Соболев (1964), лаборатория МГУ — 355 млн. лет;

— Л.Л. Шанин (Афанасьев и др., 1963в), лаборатория ИГЕМ (из пяти определений) — 354 млн. лет;

— М.А. Гаррис (Афанасьев, Гаррис, 1964) лаборатория Башкирского Геологического института — 350 млн. лет;

6) по Эверндену (Evernden a. oth., 1961) биотит из риолитов верхнего девона Австралии (Виктория) — 358 млн. лет;

7) субщелочные габброиды (субвулканические тела, рвущие низы D_3 и перекрываемые фаменскими известняками), по данным ИГЕМ. (Афанасьев и др., 1963) — 343 млн. лет;

8) слюды из граносиенитов (Северный Кавказ, водораздел рек Маруха и Зеленчук) и лампрофиры того же геологического положения, ИГЕМ (Афанасьев и др., 1963) — 340 млн. лет.

9) биотит-амфиболовые фракции из валунов изверженных пород, заключённых в верхнедевонских (дофаменских) конгломератах р. Зеленчук, (Северный Кавказ), а также из диорита, по данным М.А. Гаррис, (Афанасьев, Гаррис, 1964) 350 млн. лет. Биотит-амфиболовые фракции из плагиигранита (оттуда же) — 340 млн. лет.

По совокупности этих данных и наличию конкретных фактов возможный «максимум древности» дофаменских слоёв (валуны диорита) определяется в 350 млн. лет, и отсюда вытекает, что граница девона и карбона с достаточной достоверностью может быть датирована значением 340 млн. лет. Все остальные приведённые для верхнедевонских образований значения возраста логично укладываются в рамки послефранкских, дотурнейских или скорее дофаменских образований.

Имея в виду факты, обосновывающие нижнюю и верхнюю границы карбона в 285-340 млн. лет, можно рассмотреть имеющийся материал по датировке самой каменноугольной системы.

Большая часть приведённых в списке опорных точек или характеризует минимальный возраст того либо иного подразделения карбона, или находится в пределах

широкого интервала геологических границ. Однако все эти значения за немногими исключениями не выходят за пределы указанной датировки границ карбона.

Можно считать, что средний карбон охватывает промежуток времени от 320 до 300 млн. лет. Об этом свидетельствуют возраст биотита из Малаво (Faul, 1962), определенный Rb-Sr методом, 326 млн. лет, а также возраст глауконита из верейского горизонта среднего карбона 308 млн. лет (Полевая, 1961).

Средний возраст по одиннадцати валовым, следовательно — несколько омоложенным пробам пород эффузивов, переслаивающихся с известняками визе, по данным Уральского филиала АН СССР (Овчинников и др., 1961б) равен 303 млн. лет.

Возраст верхне-палеозойских гранитоидов Урала, Шварцвальда, Вогез попадает в пределы карбона, датированные 340-285 млн. лет.

В работе Л.Н. Овчинникова (1963) среднее из определений возраста одиннадцати проб слюды верхнего палеозоя Урала 302 млн. лет. Противоречат рассмотренным выше обоснованиям границ карбона значения, относящиеся к трахитам Кирсы, Южного Урала и диоритам горы Магнитной. Лаборатория Уральского филиала заявила эти точки как опорные (Овчинников и др., 1964). Трахитовые порфиры Кирсы залегают, по данным Уральского филиала АН СССР, на конгломератах, содержащих гальки визейских известняков. К-Аг методом определён возраст трахитов по породе — 345 млн. лет. Полученный возраст, по-видимому, несколько «оможенный» (по породе), должен датировать по крайней мере средний карбон, так как верхняя возрастная граница трахитов геологически не установлена. Однако карта-схема, с показом условий залегания потока трахитов и пятна конгломератов, присланная Уральским филиалом, позволяет учитывать возможность и других соотношений между конгломератами и трахитами — карта участка даёт возможность считаться с возможностью залегания конгломератов на трахитах

Кварцевые диориты г. Магнитной (скв. 801, глубина 222 м) по валовой пробе породы дали значение 354 млн. лет, которое, по-видимому, меньше истинного. Серицит оттуда же показал возраст 370 млн. лет. Считается, что граниты г. Магнитной рвут и контактно изменяют визейские известняки (Заварицкий, 1912). Эти данные, показывающие, что средний карбон должен быть не моложе по крайней мере 360 млн. лет противоречат другим приведённым данным. Противоречит этому также абсолютный возраст доверхнедевонского сибайского серицита (360 млн. лет).

После ознакомления с каменным материалом и шлифами горных пород по кернам буровых скважин г. Магнитной Г.Д. Афанасьев считает целесообразным подвергнуть ревизии представления о геологической позиции интрузий г. Магнитной. До сих пор специфические плагиогранитные с ортоклазом интрузии г. Магнитной (габбровый ряд) относились к среднему палеозою, и возраст их неоднократно определялся Л.Н. Овчинниковым. Однако эти интрузии резко отличаются от герцинских микроклин-биотит-олигоклазовых интрузий. По Н.В. Струве (1959), граниты Магнитогорска секутся дайками микроклиновых гранитов. И.А. Морозевич считал граниты и диориты магнитогорского комплекса более древними, чем нижнекарбонные известняки.

Нельзя не отметить при этом данные, приведённые в сводной работе Л.Н. Овчинникова (1963): гранитоиды, связываемые с габброидным комплексом Урала, дают возраст по валовым пробам (среднее из 13) 364 млн. лет; интрузии среднего палеозоя из 10 определений (по валовым пробам пород) дают значение 346 млн. лет; среднее из двух определений по слюде 367 млн. лет.

Геологическая позиция сложного и специфического магнитогорского комплекса для многих его членов недостаточно ясна. Прежде всего, неясно, одинаковы ли соотношения с фаунистически охарактеризованными известняками карбона

у изверженных пород, переслаивающихся с ними, и у интрузий диоритов и плагиогранитов, вскрытых скважинами в пределах г. Магнитной.

В работе З.Г. Поповой (1963) указывается, что возраст известняков г. Магнитной, который А.Н. Заварицкий ранее считал визейским, позднее относился то к верхнетурнейскому, то к турнейско-визейскому. З.Г. Попова (1963) приводит новые данные о нижнем карбоне магнитогорского синклинория. Наиболее полный разрез турнейского яруса вскрыт скважиной 707. Возраст чёрных известняков с прослоями аргиллитов, вскрытых на глубине 520-507 м, по её мнению, остаётся неясным. На глубине 506-486 м в черных битуминозных известняках обнаружена богатая микрофауна. По сообществу фораминифер и водорослей эти слои относятся к зоне с *Quasiendothyra kobeitusane* основания турнейского яруса. На глубине 382-293 м в известняках встречаются фораминиферы, характерные для верхнего турне. Выше, по З.Г. Поповой, залегают вулканогенные отложения. Интересной особенностью разреза скважины 707 (по материалам, просмотренным Г.Д. Афанасьевым), является то, что в нём наблюдается перемежаемость перекристаллизованных известняков с неизменёнными известняками (с микрофауной) и изверженными породами андезитового или трахиандезитового состава. Некоторые магматические тела в разрезе представлены полнокристаллическими мелкозернистыми разновидностями.

На глубине 535 м под гранатовым скарном вскрыта обломочная порода преимущественно из обломков эффузивов. На вопрос о том, связано ли гранатообразование (скарнообразование) на глубине 530 м с воздействием гранитов и диоритов магнитогорского комплекса, на основании материалов скважины 707 определить нельзя.

Совершенно необходимо определение абсолютного возраста так называемых плагиопорфиров с глубины 156 м, «роговика» с глубины 219 м и атачита с глубины 547 м. Эти данные помогут суждению о том, каков действительный возраст турнейских образований в абсолютном исчислении, так как по диоритам (валовые пробы), непосредственно не контактирующим с известняками турне, определять возраст послевизейских образований вряд ли возможно.

Известные Г.Д. Афанасьеву материалы по скважине 801 начинаются с глубины 79,5 м типичными гранофировыми плагиогранитами магнитогорского комплекса. Анализировавшаяся на возраст валовая, проба диорита с содержанием калия 0,99% взята с глубины 222,4 м. Взаимоотношения гранитов и диоритов с известняками турне и визе по этой скважине неизвестны.

В более ранних работах Л.Н. Овчинникова (1961, 1963) возраст визейских трахилипаритов г. Магнитной, с содержанием калия 3,14 и 3,09% определён соответственно в 305 и 315 млн. лет, а возраст трахилипарита турнейского яруса Зеленострой Магнитогорска с содержанием калия 4,32% — в 285 млн. лет; для трахилипарита правого берега с содержанием калия 1,98% получен возраст 325 млн. лет.

В работе Т.Б. Ферштатера (1963) на меридиональном разрезе в районе г. Магнитной показано строение Куйбасовского массива. Интересно, что в центральной части разреза буровой скважиной 808 (номер скважины неясен) вскрыта сверху примерно 100-метровая пачка мраморов, скарнов и руды, а ниже скважина прошла около 600 м по пироксен-плагиоклазовым порфиридам, отнесённым автором к франкскому ярусу верхнего девона. Ниже идут породы гранитоидного состава. О вещественном составе мощной франкской толщи Т.Б. Ферштатер ничего не пишет, поэтому остаётся неясным, какие изменения происходят с нею в связи с интрузией гранитоидов и каковы пути образования скарнов на расстоянии до 600 м по вертикали от апикальной части гранитного массива.

Из всего сказанного следует, что вопрос о геологической позиции эффузивных и интрузивных членов магнитогорского комплекса и об их абсолютном датировании требует специальных исследований.

Не попадают в рубежи карбона 340-285 млн. лет следующие данные лабораторий Казахстана: нижнекарбонный гранит Жиланды-Кусакского массива с возрастом 351 млн. лет и несколько отличающийся возраст андезито-дацитовых порфиров Бугалы, Центрального Казахстана, относимых к среднему карбону и показавших возраст 330 млн. лет (по биотиту).

Предлагая датировать границу карбон-девон значением порядка 360 млн. лет, М.И. Рубинштейн (1963а, б; Рубинштейн и др., 1959, 1961, 1962) исходит из того, что значения возраста, получаемые аргоновым методом по биотитам магматических пород (конечно, при отсутствии аналитических ошибок и правильном определении геологического положения изучаемого объекта), не могут быть завышенными. В то же время достаточно часто получают заниженные значения возраста, особенно по валовым пробам горных пород, в частности эффузивов, а также по глауконитам.

Возраст посттурнейских гранитов Шварцвальда (Вембах, Триберг и др.) в среднем 324 млн. лет (Holmes, 1960), поствизейских гранитов Вогезов (Лак Бланк, Нацвийе и др.) — 328 млн. лет (Holmes, 1960), постнижневизейских гранитов Центрального массива Франции — 331 млн. лет (Holmes, 1960), посткульмского габбро Гарца — 342 млн. лет (Evernden a. oth., 1961), постнижнекарбонных гранитных массивов Саксонии и Чехословакии (Айбеншток, Кирхберг, Карловы Вары и др.) — 343 млн. лет (Виноградов, Тугаринов, 1960; Winogradow и. а., 1959).

Полностью согласуются с этими данными и результаты определения возраста биотитов из среднекарбонных андезито-дацитовых порфиров Бугалы (Центральный Казахстан) — 330 млн. лет (Розенкранц и др., 1963, 1964).

В этом аспекте приведённые выше значения возраста постнижневизейских образований Урала (трахитовый порфир Кирсы 345 ± 10 млн. лет, кварцевый диорит горы Магнитной 354 ± 10 млн. лет и серицит горы Магнитной 360 ± 10 млн. лет) с учётом аналитических погрешностей их определения не представляются завышенными*. Кстати, значение возраста 360 млн. лет было получено также для биотита из поствизейского гранита Веленце (Венгрия; Овчинников и др., 1961а).

Для биотита из риолита Снобс-Крик верхов верхнего девона Австралии было получено значение возраста 365 млн. лет (Evernden, Richards, 1962), для биотита из пегматита Коровихинского массива Горного Алтая, постэйфельского-доверхнетурнейского возраста — 364 млн. лет. (Полевая, Тихомиров, 1962), для биотита из постживетского и дофаменского гранита Джельтау в Казахстане 375 млн. лет (Сатпаев и др., 1963, 1964), а для биотита из постэйфельского гранита Межевского массива юго-западного Алтая — 382 млн. лет (Н.И. Полевая).

Исходя из этих данных М.М. Рубинштейн датирует границу карбон-девон в 360 млн. лет.

Из всего приведённого вытекает, что одной из важнейших задач дальнейших исследований в области уточнения геохронологической шкалы является выявление новых опорных точек и проверка существующих с целью правильного датирования границы карбон—девон, для которой пока оставляется двойная датировка — 340-360 млн. лет.

* Определения проводились по породе, и здесь естественно ожидать получения «омоложенных» значений. Учитывая это, трудно согласиться с логичностью вывода о датировке рубежа девон — карбон в 360 млн. лет, когда для поствизе принимается возраст более 360 млн. лет. — Ред.

ДЕВОН (340-360—410±10 МЛН. ЛЕТ) (ОПОРНЫЕ ТОЧКИ 155-189)

Особых расхождений геохронологических данных, полученных для девона, не наблюдается, может быть, потому, что среди них мало таких, которые характеризовали бы узкие отрезки девона. Значения возраста для верхне- и среднедевонских образований колеблются в основном в пределах 360-380 млн. лет (возраст глауконита воронежских слоёв Курской магнитной аномалии 366 млн. лет, серицита из постэйфельского доверхнедевонского колчеданного Сибайского месторождения Южного Урала 370 млн. лет, биотита из постживетского-фаменского джелътауского гранита в Казахстане 375 млн. лет, биотита из постнижнедевонского гранодиорита Устанынджаал в Восточном Казахстане 388 млн. лет и др.). Фауль (Faul a. oth., 1963) приводит ряд значений возраста раннедевонских интрузий Аппалачей; при этом Rb-Sr методом среднее значение определяется в 368 млн. лет, а K-Ar методом — в 406 млн. лет.

Доэйфельский, по М.А. Гаррис (Афанасьев и др., 1963а), мусковит из пегматита Марининско-Андреевской интрузии имеет возраст 373 млн. лет. При определении возраста границы девон-силур необходимо принять во внимание следующие данные: 403 млн. лет — для санидина и биотита из бентонитов Гаспе Канады, располагающихся в середине кобленца, и для биотита из поственлокского-доверхнедевонского гранита Критаун в Шотландии (Rb-Sr методом получены несколько меньшие значения); 408 млн. лет — по биотиту постлудловского (считающегося даунтонским) адамеллита Шэп в Вестморленде; 413 млн. лет — по биотиту из Онинской диоритовой интрузии Западного

Саяна, являющейся поственлокской; 415 млн. лет — по биотиту из постсилурийских щелочных интрузий ишимского комплекса Центрального Казахстана. К этому надо добавить значение в 420 млн. лет, полученное для додевонского гранита Кауниц в Чехословакии.

Отсюда следует, что вероятным возрастом для границы девон-силур следует признать 410 млн. лет, оценив интервал неопределённости в ±10 млн. лет, поскольку меньшее значение возраста 410 млн. лет получено для считающегося доверхнедаунтонским гранита Хидениус на Шпицбергене. Кроме того, значение возраста в 422 млн. лет было получено для постлудловского гранита Кале в Мэйне.

СИЛУР (410±10—440±15 МЛН. ЛЕТ) — ОРДОВИК (440±15—500±20 МЛН. ЛЕТ) (ОПОРНЫЕ ТОЧКИ 179-205)

Абсолютное датирование силура представляет значительные затруднения из-за отсутствия достаточно надёжных данных, относящихся к собственно силуру. По сути дела, фактический материал ограничивается значением 427 млн. лет, полученным для глауконита нижнего силура Охайо, и значениями 430 млн. лет (Комлев, 1960; Овчинников, Гаррис, 1964) и 405 млн. лет (Афанасьев, Гаррис, 1964) для биотита Боровского массива в Северном Казахстане, считающегося постордовикским. Для цирконов из вулканических пеплов среднего ордовика Алабамы и Теннесси получены в среднем значения 446 млн. лет по отношению Rb^{207}/U^{235} и 465 млн. лет — по отношению Rb^{207}/U^{235} . Для аутигенного биотита из граптолитового сланца нижнего ордовика Южного Урала получено 450 млн. лет, а для глауконита низов среднего ордовика Эстонии — 467 млн. лет.

В то же время биотит и санидин из бентонитов верхнего карадока Швеции показали большие значения возраста (462 и 475 млн. лет), а биотит из постсреднеордо-

викского плагиогранита Горного Алтая — 452 млн. лет. Все это позволяет оценить в грубом приближении границу силур — ордовик в 440 ± 15 млн. лет.

Значения возраста 490 млн. лет (Комлев, 1960; Комлев и др., 1960а-в) и 480 и 440 млн. лет (Афанасьев и Гаррис, 1964) для биотитов и амфиболовой фракции криккудукских гранитоидов Северного Казахстана, считающихся среднеордовикскими, объясняются, по-видимому, сложной историей развития этого комплекса. Имеются и «удревяющие» ордовик значения: 492 млн. лет — по глаукониту тремадока Польши и 500 млн. лет — по мусковиту постсреднеордовикских гранитоидов Тетфорда в Канаде. Судя по материалам Ламберта и Милса и их высказываниям (Lambert, Mills, 1961) о том, что не исключена возможность внедрения ультрабазитов в твёрдом состоянии (граниты залегают в ультрабазитах), возраст гранитоидов Тетфорд (Канада) не является бесспорно постсреднеордовикским.

Возраст шведского кольма (верхний кембрий) по отношению $\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$ определён равным 500 млн. лет.

Интрузивный комплекс Вичита в Оклахоме — доверхнекембрийского возраста. Возраст анализировавшегося циркона из пегматита — 550 млн. лет по $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$. Однако циркон из риолитов Вичита, непосредственно перекрываемых верхним кембрием (Tilton a. oth., 1962), по $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ имеет возраст 505 млн. лет. Значения возраста, определенные аргоновым и стронциевым методами для более древних, чем риолит, интрузий габбро 530 млн. лет.

Если учесть, что низы среднего кембрия по глаукониту Соляного кряжа (Афанасьев и др., 1963а) имеют возраст 530 млн. лет, то вероятность поднятия границы кембрия и ордовика не исключена. Вообще для уточнения рубежей силура — ордовика и кембрия требуется провести большую дополнительную работу.

При наличии известных фактов пока условно принимается датировка границы ордовик — кембрий в 500 ± 20 млн. лет.

КЕМБРИЙ (500±20—570 МЛН. ЛЕТ) (ОПОРНЫЕ ТОЧКИ 206-220)

В связи с датировкой верхней границы кембрия выше уже приводились данные по определению возраста глауконитов и щелочной эффузивной породы из низов среднего кембрия Соляного кряжа (Пакистан) — 530 млн. лет. Для глауконитов нижнего кембрия Ленинградской области, Белоруссии и Оленёцкого поднятия определён возраст в 542-553 млн. лет, для биотита из постнижекембрийского сиенито-диорита Кузнецкого Алатау — 566 млн. лет (Полевая, 1961).

Для глауконитов из ляминаритовой и ашинской серий, относимых уже к протерозою (венд), получены значения в 590 и 596 млн. лет.

Учитывая, что для стратиграфических подразделений кембрия в основном пока имеются значения возраста, определённого по глаукониту, мы можем с известной условностью датировать границу кембрия с протерозоем в 570 млн. лет (или несколько больше).

ДОКЕМБРИЙ

Изученность докембрийских образований с биостратиграфических и радиологических позиций настолько ещё недостаточна, что создать более или менее детально расчленённую единую в планетарном масштабе шкалу докембрия не представляется возможным. Поэтому Комиссия рекомендовала ряду авторских коллективов создать местные региональные шкалы докембрия в абсолютном летоисчислении, увязанные с его местным расчленением по биостратиграфическим, петрологическим, тектоническим и фациальным признакам.

Для сводной геохронологической шкалы Комиссия приняла рекомендованное Межведомственным Стратиграфическим комитетом расчленение докембрия.

Межведомственный стратиграфический Комитет рассмотрел в 1963 г. все имеющиеся геологические и радиологические данные по возрастному расчленению докембрия. В постановлении Межведомственного Стратиграфического Комитета от 12 апреля 1963 г. рекомендовано:

- 1) сохранить в стратиграфической шкале докембрия два главных подразделения — архей и протерозой;
- 2) признать, что важнейшие рубежи, которые можно выделить в докембрии по абсолютному возрасту, приурочиваются к $550 \pm 50^*$, 1000-1200, 1550-1600, 1900-2000 и 2500-2700 млн. лет;
- 3) считать, что рифей и синий входят в протерозой.

С учётом этого постановления XII сессия Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР приняла следующие основные положения по расчленению докембрия.

Верхней границей докембрия принимается рубеж 570 ± 20 млн. лет; это — граница между нижним кембрием с остатками скелетных организмов и протерозоем, лишённым органической жизни, или содержащим только примитивные формы (строматолиты).

Весь известный в настоящее время докембрий делится, согласно постановлению Межведомственного Стратиграфического Комитета, на два крупных подразделения: протерозой и архей.

Протерозой подразделяется на три части: верхний (поздний), средний и нижний (ранний). Поскольку длительность верхнего протерозоя (PrZ_3) оценивается в 1000 млн. лет, а Межведомственный Стратиграфический Комитет утвердил рубеж с возрастом 1100-1200 млн. лет, Комиссия считает целесообразным выделить из состава PrZ_3 самостоятельный отрезок докембрия, длительностью в 500-600 млн. лет, эквивалентный по длительности другим подразделениям протерозоя.

В районах платформенного развития верхний протерозой представлен нормально-осадочными отложениями, получившими название рифея или синия. В этих толщах на основании остатков примитивной органической жизни производятся дальнейшие стратиграфические подразделения, получившие свою абсолютную датировку.

Границей верхнего и среднего протерозоя на основе решений Межведомственного Стратиграфического Комитета принимается рубежом 1600 ± 50 млн. лет. Для большинства районов развития докембрия в СССР это — время платформенного развития, накопления кластических осадков и проявления кислого наземного вулканизма.

Во многих районах мира существенное геологическое значение имеет рубеж внутри верхнего протерозоя, датируемый 1200 ± 100 млн. лет, который целесообразно считать нижней границей дополнительно выделяемого наиболее молодого подразделения докембрия.

Средний протерозой охватывает интервал от 1600 ± 50 до 1900 ± 100 млн. лет. Это — время перехода древних складчатых поясов в платформу, время образования позднеорогенных и посторогенных интрузий (щелочных, ультраосновных и кислых, в том числе рапакиви) и время воздымания континентов.

* Комиссия по определению абсолютного возраста при Отделении наук о Земле АН СССР на заседании 1-2 апреля 1964 г. признала целесообразным принять датировку этого рубежа в 570 млн. лет.

Границей между средним и нижним протерозоем принимается рубеж 1900 ± 100 млн. лет. Это — эпоха главной протерозойской складчатости, интенсивного гранитообразования (синорогенные граниты), эпоха регенерации архейских гранитоидов, интенсивного проявления анатексиса, калиевого метасоматоза и чарнокитизации, разнообразного мигматитообразования и образования полимigmatитов.

Накопленные суперкрупные эффузивно-осадочные толщи подвергаются прогрессивному рациональному метаморфизму. Рубеж 1900 ± 100 млн. лет хорошо проявлен и на других континентах земного шара.

Время от 2000 до 2600 ± 100 млн. лет (нижний протерозой) характеризуется развитием нижнепротерозойской геосинклинали, накоплением в ней осадочных и эффузивных (спилитовых и кератофино-спилитовых) толщ, проявлением начальных фаз складчатости и метаморфизма.

Границей нижнего протерозоя и архея является рубеж 2600 ± 100 млн. лет. Это — время заложения нижнепротерозойской геосинклинали, начало прогибания её и накопления в ней нижнепротерозойских толщ на размытой и выветрелой поверхности архейских образований.

К архею относятся образования с абсолютным возрастом выше 2600–2700 млн. лет. Среди них установлены различные гнейсы, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, амфиболиты, граниты и плагио-граниты, мигматиты. Многие из этих пород в протерозойское время подверглись регенерации, перекристаллизации, омоложению и несмотря на ясную геологическую позицию показывают более «молодой», протерозойский абсолютный возраст. Среди более древних образований Балтийского и Украинского щитов намечаются рубежи около 3500 млн. лет. В частности, некоторые ксенолиты амфиболитов среди мигматитов (Украина) сохраняют свой высокий возраст 3300 млн. лет, играя роль «бронированных реликтов». Это — возраст их метаморфизма, а возраст их накопления должен быть ещё более высоким.

Опорные точки к геохронологической шкале по данным на апрель 1964 г.
($\lambda_k = 5,57 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$; $K^{40}/K = 0,0122$; $\lambda_{Rb} = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
1	Биотит из туфа Сьерра-Невада, Калифорния	Нижний (?) плейстоцен	$1,0 \pm 0,5$	K-Ar	(86)*
2	Биотит из риолита и андезита, Саттер Баттес, Калифорния	Нижний плейстоцен — верхний плиоцен	$1,7-1,8 \pm 0,5$	»	(80)
3	Анортоклаз из туфа, Олдувей, Танганьика	Нижний плейстоцен	$1,84 \pm 0,3$	»	(112)
4+**	Базальт, Олдувей, Танганьика	То же	$1,36 \pm 0,3$	»	(104)
5	Биотит из игнимбрита, Нальчикский р-н, Северный Кавказ	Низы плейстоцена (?) — верхи плиоцена	$3,3 \pm 0,6$	»	(5)

* См. номера в списке литературы после фамилии автора.

+** Определения по валовой пробе породы.

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
6+	Риолиты с. Заюково, Северный Кавказ	То же	3,2	»	(5)
7	Глауконит из песчаника, Мендоцино Каунти, Калифорния	Верхний плиоцен	5,5±0,5	»	(87)
8	Глауконит из песчаника, Крюисшен, Бельгия	Средний плиоцен	7,8±0,5	»	(101)
9	Биотит из туфа, Невада	Низы среднего плиоцена	2,5±0,5	»	(80)
10	Биотит из сваренного туфа, Каньон Уэст Уокер, Калифорния	Нижний плиоцен	11,2±0,5	»	(80, 87)
11	Биотит из туфа, Невада	То же	11,6±0,5	»	(80)
12	Биотит из риолитового туфа, Коул Валлей, Невада	Низы нижнего плиоцена — верхи верхнего миоцена	12,6±0,5	»	(80, 87)
13+	Липаритовый перлит, Ардо, Закарпатье	Верхний миоцен (нижний сармат)	14,2±2	»	(5)
14	Биотит из витрокристаллического туфа риолита, Сан Гвиллермо, Калифорния	Верхний миоцен	16±0,5	»	(80, 87)
15	Биотит из дацитового туфа, Барстов, Калифорния	То же	16±0,5	»	(80, 87)
16	Биотит из кварцевого диорита, Снокуолми, Британская Колумбия	Постолигоцен (миоцен)	17,8±0,5	»	(70, 97)
17	Биотит из туфа, Калифорния	Средний миоцен	18,1±0,6	»	(80)
18+	Витрокристаллический липарито-дацитовый туф, Вышково, Закарпатье	Средний миоцен (тортон)	20,9±0,2	»	(5)
19	Биотит из туфа, Небраска	Низы среднего — верхи нижнего миоцена	23,7±0,7		(80)
20	Глауконит из глинистого песчаника, скважина Ленинградская, Предкавказье	Нижний миоцен	24±2	K-Ar	(42)
21	Глауконит из песчаника, Калифорния	То же	24,1±1	»	(87)
22+	Базальт Египта, вблизи г. Каира	Олигоцен, низы миоцена	25,0±1	»	(5)
23	Глауконит из песчаника, Бад Халл, Австрия	Нижний миоцен	26,2±	»	(87)
24	Санидин из туфа Джон Дей, Орегон	Верхи верхнего олигоцена	27+1	»	(80)

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
25	Санидин из туфа, Мэрисвейл, Юта	Постсреднеолигоценовый	29+1	»	(72)
26	Биотит из кварцевого монцонита, Мерисвейл, Юта	То же	28+1	»	(72)
27	Биотит из сваренного туфа риолита, Шиип Пасс, Невада	Нижний (?) олигоцен	34+2	»	(87)
28	Санидин из риолитового, туфа, Президио Каунти, Техас	Нижний олигоцен	35±2	»	(80, 87)
29	Биотит из щелочного пегматоида, Вакисджвари, Грузия	Постсреднеэоценовый — доолигоценовый	37±4	»	(57)
30+	Щелочные эффузивы, Базумо-Памбакская область, Армения	Постсреднеэоценовый — среднеолигоценовый	37±2	»	(4, 13)
31+	Нефелиновый сиенит, Тежсарский щелочной массив, Армения	Тот же	38+2	»	(13)
32	Глауконит из песчаника, Калифорния	Верхи среднего эоцена	44±2	»	(87)
33	Глауконит из песчаника, Калифорния	Низы верхнего эоцена	45±2	»	(87)
34	Глауконит из песчаника, Предкавказье	Эоцен (киевский ярус)	46+3	»	(42)
35+	Лавы и интрузивы Базумского хребта, Армения	Средний эоцен	47±2	»	(13)
36	Глауконит из песчаника, Парижский бассейн	То же	49±2	»	(87)
37	Глауконит из песчаника, Микашевичи, Белоруссия	Эоцен (киевский ярус)	49+3	»	(45)
38	Глауконит из песчаника, район Курской магнитной аномалии	То же	53±3	»	(45)
39	Глауконит из песчаника, Тургай, Северное Приаралье	Средний эоцен	54±2	»	(42, 45)
40	Глауконит из песчаника, Крессенберг, Австрия	Нижний эоцен	54±2	»	(87)
41	Глауконит из песчаника, Гольф Кост, Техас	Верхи нижнего эоцена	55±2	К-Аг	(87)
42	Биотит из карбонатиту Рокки Бой, Монтана	Постнижнеэоценовый	55±2	»	(90)

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
43	Уранинит Централ Сити, Колорадо	Поздний палеоцен	$\left\{ \begin{array}{l} 59 \pm 5 \\ 62 \pm 5 \end{array} \right.$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	(82)
44	Глауконит из песчаника, Кент, Англия	Средний палеоцен	60 ± 3	K-Ar	(87)
45	Глауконит из песчаника, Клейтон, Нью Джерси	Низы нижнего эоцена	61 ± 3	»	(101)
46	Глауконит из песчаника, Калифорния	Палеоцен	61 ± 3	»	(87)
47	Биотит (эффузивный) из глауконитового песчаника, Калифорния	»	62 ± 3	»	(87)
48	Глауконит из песчаника, Калифорния	»	63 ± 3	»	(101)
49	Биотит из бентонита, Уайткорт, Альберта, Канада	Верхний Маастрихт	66 ± 3	»	(96)
50	Санидин, отсюда же	То же	67 ± 3	»	
51	Глауконит из песчаника, Тургай	Палеоцен	67 ± 5	»	(45)
52	Биотит из гранодиорита, Ямайка	Постмаастрихтский — досреднеэоценовый	70 ± 5	»	(73)
53	Сфен, отсюда же	Тот же	$\left\{ \begin{array}{l} 64 \pm 5 \\ 64 \pm 5 \end{array} \right.$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	
54	Биотит (вермикулитизированный) из бентонита, Струберри-Крик, Альберта, Канада	Маастрихт	69 ± 3	K-Ar	(96)
55	Санидин, отсюда же	»	70 ± 3	»	(96)
56	Глауконит из песчаника, р. Уллучай, Дагестан	Даний	70 ± 4	»	(42)
57	Глауконит из песчаника, Гольф Кост, Техас	Маастрихт	73 ± 3	»	(87)
58	Биотит из бентонита, Летбридж, Альберта, Канада	Верхний кампан	77 ± 4	»	(96)
59	Санидин, отсюда же	» »	81 ± 4	»	
60	Глауконит из песчаника, Лысая гора, Саратов	Нижний сенон	78 ± 4	»	(42)
61	Глауконит из песчаника, Ганновер, ФРГ	Нижний кампан	85 ± 4	»	(87)
62	Биотит из гранодиорита, Кланси-Крик, Монтана	Посткониакский (сантон — Маастрихт)	85 ± 4	»	(87)

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
63	Биотит из липаритового порфира Алпаут, Казахский район, Азербайджан	Низы кампана — верхи сантона	86±5	К-Аг	(13)
64	Глауконит из песчаника, Зальцгиттер, ФРГ	Нижний сантон	87±4	»	(87)
65	Глауконит из песчаника, Херне, ФРГ	Средний турон	88±4	»	(87)
66	Глауконит из песчаника, Дортмунд, ФРГ	Нижний турон	90±4	»	(87)
67	Глауконит из песчаника, Нижняя Ушица, Белоруссия	Сеноман	90±4	»	(45)
68	Глауконит из песчаника, Ганновер, ФРГ	Коньяк	91±4	»	(87)
69	Биотиты из санта-лючийских гранитов, Кост Рейндж, Калифорния	Доверхнесенон (турон— сеноман)	91 среднее (82-100)	»	(79)
70+	Граниты первой фазы верхнемеловой интрузивной деятельности, Ольга-Тетюхинский район, Южное Приморье	Постальб	94±5	»	(42)
71	Санидин из агломератного туфа, Колеман, Альберта, Канада	Верхний сеноман	96±5	»	(96)
72	Глауконит из песчаника, р. Большая Лаба, Северный Кавказ	Альб	98±5	»	(45)
73	Биотит из бентонита, Каш-Крик, Калифорния	Верхний (?) сеноман	101±5	»	(87)
74	Глауконит из песчаника, Лайм Регис, Англия	Верхний альб	101±5	»	(87)
75	Глауконит из песчаника, Зальцгиттер, ФРГ	Альб	102±5	»	(87)
76	Глауконит из песчаника, р. Постотожи, Северный Кавказ	Низы альба — верхи апта	103±5	»	(57)
77	Биотит из бентонита, Милл Крик, Альберта, Канада	Сеноман	104±5	»	(96)
78	Глауконит из песчаника, р. Большая Лаба, Северный Кавказ	Верхний апт	105±5	»	(42)

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
79	Глауконит из песчаника, р. Баксан, Северный Кавказ	» »	107±5	»	(42)
80	Глауконит из песчаника, Зальцгиттер, ФРГ	Граница альб - апт	107±5	»	(87)
81	Глауконит из песчаника, Сток Фарм Карри, Англия	Апт	115±6	»	(87)
82	Монацит из Южнокалифорнийского батолита, Калифорния	Постальб — домаастрихт	116	$\frac{\text{Pb}}{\text{U, Th}}$	(97)
83	Глауконит из песчаника, Хаслемер, Англия	Нижний апт	120±6	K-Ar	(87)
84	Биотит (хлоритизированный) из туфа, Гудзон-Хоп, Британская Колумбия	Средний альб	122±6	»	(96)
85	Глауконит из Егорьевского фосфоритового месторождения, Московская обл.	Валанжин	125±6	»	(42)
86	Глауконит из известняка, Суиндон, Англия	Нижний портланд	131±6	»	(96)
87	Биотит из кварцевого диорита батолита Шаста Бэлли, Калифорния	Посткимериджский	134±6	»	(96)
88	Глауконит из песков Егорьевского фосфоритового месторождения, Московская обл.	Верхи верхней юры (волжский ярус)	136±6	»	(42)
89	Биотит из кварцевого диорита Хорсешу, Бар, Калифорния	Постнижнеоксфорд	142±6	»	(96, 107)
90	Глауконит из песчаника, Оберпфальц, Западная Германия	Оксфорд	142±6	»	(96)
91	Биотит из гранитоидов Шарахадинского комплекса, Восточная Монголия	Постсреднеюрский — донижнемеловой	143±10	»	
92	Глауконит из песчаника, Ганновер, ФРГ	Верхний портланд	145±6	»	(96)
93	Глауконит из глинистого сланца, Оберпфальц, ФРГ	Келловей	145±6	»	(96)

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
94	Биотит из Ольдондинского массива кукульбейского гранитоидного комплекса, Забайкалье	Постнижнеюрский	146±7	»	(42)
95+	Диабазы, диабаз-порфиры Крыма	Верхний байос	159±5	»	(66)
96+	Кварцевые плагиопорфиры и кератофиры Аллавердского р-на, Армения	Верхний байос-бат	163±5	»	(13)
97+	Пироксеновый порфирит из силла, р. Бзыбь, Абхазия	Байос	164±6	»	(5)
98	Биотит из гранодиорита Шахтаминского массива, Забайкалье	Постнижнеюрский	167±9	»	(47)
99*	Биотит из гранита Келасури, Абхазия	Постбайос донеоком	167±9	»	(51, 57)
100	Биотит-роговообманковая фракция кварцевого диорита Хевского интрузива, Дзирульский массив, Западная Грузия	Постбайос-донеоком	174±9	K-Ar	(57)
101*	Биотит из гранита Гумисты, Абхазия	То же	174±8	»	(57)
102	Биотит-роговообманковая фракция диорита, Талкитна Маунтинз, Аляска	Постплинсбах-дооксфорд	177±9	»	(87)
103	Биотит из гранита р. Жиндо, Киринский район, Бурятская АССР	Посттриасовый доверхнеюрский	180±9	»	(42)
104	Биотит из оловянного гранита о-ва Биллитон, Индонезия	Посттриасовый (нижнеюрский)	188±5	»	(97)
105+	Риолит, р. Тамир, Кударский р-н, Бурятская АССР	Посттриасовый	188±10	»	(45)
106	Биотит из гранитоидов Кыринского комплекса (Хамара-Тыринский массив и др.), Забайкалье	Постверхнепермский—доверхнеюрский	189±10	»	(47)

* В объяснительной записке рассматриваются и другие, меньшие значения, получавшиеся для этих гранитов.

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
107	Биотит из Гуичонского батолита, Ашкрофт, Британская Колумбия	Посткарнийский-добай-осский	195±10	»	(95)
108*	Биотит из диабазового силла, форт Ли, Нью-Джерси	Верхний триас	204±10	»	(83, 107)
109+	Диабаз, оттуда же	Верхний триас	209±10	»	(48)
110	Биотит из гранитов серии Пиа-Биок, массив Кимбой, Северный Вьетнам	Посткарнийский	241±15	»	
111	Биотит из гранитов серии Дьен-Бьен-Фу, массив Нам-менг, Северный Вьетнам	Постнижнепермский-доверхненорийский	250±15	»	(48)
112	Биотит-амфиболовая фракция диорита г. Ятырг-варта, Северный Кавказ	Донизнетриасовый (доскифский)	250±10	»	(5)
113	То же, г. Закан, Северный Кавказ	То же	240±3	»	(5)
114**	Биотит из анортоклазовых гранит-порфиров, Тениз-Коржункульской мульды, Центральный Казахстан	Пермотриасовый	252±10	»	(24)
115***	Санидиновые трахилипариты, Семейтау, Северо- Восточный Казахстан	Триас (?)	255±10	K-Ar	(49, 50)
116	Кварцевый ортофир, г. Семейтау, Северо-Восточный Казахстан	Нижний-верхний триас (семейтауская свита)	220±10	»	(16a)
117	Циркон из нордмаркита, Осло, Норвегия	Постнижнепермский	259±10	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	(93)
118	Циннвальдит из грейзена, Циннвальд, ГДР	Постнижнепермский	260±10	K-Ar	(15)
119****	Риолит, Кодитц, Саксония	Нижняя пермь	260±10	»	(5)
120*****	Риолит, Кутан, Северный Кавказ	» »	252±8	»	(5)

* В объяснительной записке рассматривается условность этой точки как опорной.

** Обоснованность этих точек требует дополнительных подтверждений.

*** В объяснительной записке рассматривается условность этой точки как опорной.

**** Обоснованность этих точек требует дополнительных подтверждений.

***** Обоснованность этих точек требует дополнительных подтверждений.

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
121	Биотит из гранита Лэндс Энд, Корнуэлл, Англия	Постнижнедевонский-доверхнепермский	261±10	»	(111)
122	Мусковит, Даховский массив, Северный Кавказ	Дотриасовый	260±5	»	(5)
123	Биотит из Койташского гранитоидного интрузива, Северный Нуратау, Западный Узбекистан	Постсреднекарбонный	267±10	»	(67)
124	Биотит из Дартмурского гранита	Поствестфальский-доверхнепермский	265±10	»	(87)
125	Биотит из порфировидного гранита Драммен, Норвегия	Постнижнепермский	271±10	»	(93)
126	Глауконит из песчаника, р. Индига, Тиман	Нижняя пермь (сакмарский ярус)	274±10	»	(42)
127	Биотит из гранита Дартмур, Корнуэлл, Англия	Постнижневестфальский допермтриасовый	$\left\{ \begin{array}{l} 283\pm5 \\ 277\pm5 \\ 283\pm5 \\ 285\pm8 \end{array} \right.$	K-Ar Rb-Sr K-Ar Rb-Sr	(81, 90) (110, 111) (111) (111)
128	Уранинит, шахта Гивор Майн, Корнуэлл, Англия	Оруденение связывают с гранитами дартмурского типа	$\left\{ \begin{array}{l} 288\pm10 \\ 288\pm10 \end{array} \right.$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	(107) (111)
129	Биотит из гранитного валуна в нижнепермском конгломерате, р. Малая Лаба, Северный Кавказ	Донижипермский	288±10	K-Ar	(5)
130	Биотиты и мусковиты гранитоидов калбинского комплекса, Юго-Западный Алтай и Калба (среднее из семи определений)	Постсреднекарбонный (Сз-Р1)	283±10	»	(42)
131	Биотит из туфа Брассак, Центральный массив, Франция	Верхний верхнего карбона	288±10	Rb-Sr	(92)
132	Биотит из тосканита, Новый Южный Уэльс, Австралия	Верхний верхнего карбона	290±10	K-Ar	(87, 88).
133+	Кварцевый порфир, Чехословакия	Нижняя пермь	295±10	»	(42)
134+	Липарит, Центральный Казахстан (Прибалхашье)	Нижняя пермь, кызыл-кинская свита	267±10	»	(16a)
135	Биотит из биотитового гранит-порфира массива, Кызылкия, р. Аягуз, Восточный Казахстан	Постнижнепермский	296±10	»	(59)

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
136+	Гранит-порфир, Северо-Восточное Прибалхашье	Нижняя пермь (залегает на кызылкинской свите)	263±10	»	(16а)
137+	Порфир кызылкинской свиты, Кармыс, Северное Прибалхашье	Пермь	297±10	»	(42)
138+	Гранит Колдарского массива, Центральный Казахстан	Донижнепермский (докызылкинский)	285±10	»	(16а)
139	Лейкократовые и аляскитовые граниты акча- тауского типа Балхашского и Зайсанского прогибов, Центральный Казахстан:				
	а) биотит из массива Кызылтау	Верхний карбон — пермь	297±10	»	(60)
	б) биотит из массива Акчатау	То же	300±10	»	(29, 31)
	в) браннерит, отсюда же	»	$\left\{ \begin{array}{l} 295 \\ 300 \\ 304 \\ 318 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \frac{Pb^{208}}{Th^{232}} \\ \frac{Pb^{206}}{U^{238}} \\ \frac{Pb^{207}}{U^{235}} \\ \frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} \end{array} \right.$	
	г) монацит, отсюда же	Верхний карбон — пермь	$\left\{ \begin{array}{l} 292 \\ 305 \\ 300 \\ 285 \\ 282 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \frac{Pb^{208}}{Th^{232}} \\ \frac{Pb^{206}}{U^{238}} \\ \frac{Pb^{207}}{U^{235}} \\ \frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} \end{array} \right.$ Гелиевый	
	д) биотит из пегматита массива Жанет	То же	297	K-Ar	(29, 32)
	е) биотит из массива Белькойтас	»	300	»	(59, 60)
	ж) биотит из массива Коктенколь	Верхний карбон-пермь	302±10	K-Ar	(59, 60)
	з) мусковит из массива Ортау	То же	250±10	»	(26)
	монацит, отсюда же	»	$\left\{ \begin{array}{l} 253 \\ 263 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \frac{Pb^{208}}{Th^{232}} \\ \frac{Pb^{206}}{U^{238}} \end{array} \right.$	(31, 34)
	и) биотит из массива Бектаута	»	$\left\{ \begin{array}{l} 320±10 \\ 310±10 \\ 280±10 \end{array} \right.$	K-Ar	(29, 32)

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
	к) блонстрандин, отсюда же	»	$\left\{ \begin{array}{l} 295 \\ 290 \\ 298 \end{array} \right.$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$ $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	
	л) монацит, отсюда же	Верхний карбон-пермь	$\left\{ \begin{array}{l} 262 \\ 248 \end{array} \right.$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$ $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	
	м) граниты	То же	275±30	Rb-Sr (изохрон- ный)	(21)
	н)* гранит массива Майтас	»	282±15	K-Ar	(29, 31)
	о) браннерит, отсюда же	»	$\left\{ \begin{array}{l} 260 \\ 268 \\ 270 \\ 304 \end{array} \right.$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$ $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$ $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	
	п) биотит из гранита, массив Батыстау (среднее из трёх определений)		288±10	K-Ar	(26)
140	Биотит из пегматита Боктинского гранитного массива, хр. Чингиз, Центральный Казахстан	Постсреднекарбонный (C ₃ - C ₂)	300±10	»	(5, 62)
141	Биотит из трахилипаритовых порфиров в Кишкине-Когульдур, хр. Аягуз Восточный Казахстан	Послеверхнепермский	304±10	»	(50)
142	Трахилипаритовые порфиры, Казахстан	Верхнепермский	256±10	»	(16a)
143	Глауконит из песчаника, Дергуновка, Русская платформа	Средний карбон (верейский горизонт)	308±10	K-Ar	(42)
144+	Трахидациитовые порфиры Коксала-Бурген, Центральный Казахстан	Верхний карбон-пермь	310±15	»	(50)
144a	а) глауконит, Вятская поляна, Кировская обл.	Средний карбон, верейский горизонт	291±10	»	(5)

* Геологические данные требуют уточнения.

** Не сопровождается исходными радиологическими данными.

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
144б	б) эффузивы, Урал	Эффузивы, переслаивающиеся с известняками, визе (среднее из 11 определений)	303±10	»	(38)
145	Биотиты и мусковиты из гранитных и сиенитовых массивов Среднего и Южного Урала (Мурзинско-Алабашский, Вишневогорский, Ильменогорский, Кочкарский, Атлянский, Суундукский и др.)	Постнижекарбоновый	315±10	»	(35)
146	Биотит из гранитов калдырминского типа, Центральный Казахстан	Постсреднекарбоновый	324±10	»	(59, 60)
147	Биотит из гранитов Шварцвальда (Вембах, Триберг и др.), ФРГ	Посттурнейский	324+10 315±15	» Rb-Sr	(92)
148	Биотит из риолитовых туфов Малаво и Шатонеф, Центральный Массив, Франция	Верхи нижнего карбона до визе	326±15	»	(92)
149	Биотит из гранитов Лак Бланк, Нацвийе и др., Вогеzy, Франция	Поствизейский-достефанский (среднекарбоновый)	328+10 314+15	K-Ar Rb-Sr	(92)
1.50	Биотит из андезит-дацитовых порфиров Бугалы, Центральный Казахстан	Средний карбон	330±10	K-Ar	(49, 50).
151	Биотиты из гранитов Центрального массива, Франция	Постнижевизейский-достефанский	331±10 314±15	» Rb-Sr	(92)
152	Биотит из габбро, Гарцбург, Гарц, ФРГ	Посткульмский-достефанский	324±10	K-Ar	(87)
153	Биотиты из гранитных массивов Саксонии и Чехословакии (Айбеншток, Кирхберг, Карловы Вары и др.).	Постнижекарбоновый-донижнепермский	343±20	»	(15, 12, 2)
154	Биотит Суундунского массива, Южный Урал	Досредневизейский	324±10	»	(17)
155	Биотит Убино-Белореченского и Тигерцекого массива, Алтай	C ₁ — D ₃	336±10	»	(42)

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
156*	Трахитовый порфир Кирса, Челябинская обл., Южный Урал	Постнижнекарбонный	345±10	K-Ar	(40)
157**	Биотит из гранита Жиланди-Кусацкого массива, Джунгарский Алатау, Казахстан	То же	351±15	»	(59, 60)
158***	Кварцевый диорит, г. Магнитная, Урал	Постнижневизейский	354±10	»	(40)
159	Субинтрузивные габбро, водораздел рек Маруха и Зеленчук, Северный Кавказ	Верхнедевонские-дофаменские	344±8	»	(5)
160	Биотит из лампрофиров, Урупский р-н, Северный Кавказ	То же	342±10	»	(5)
161	Биотит из бентонитов формации Чаттануга, Теннесси	Верхний девон (верхний фамен)	$\left\{ \begin{array}{l} 355\pm10 \\ 385\pm40 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{»} \\ \text{Rb-Sr} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} (90) \end{array} \right.$
162	Битуминозный сланец, отсюда же	То же	350±15	$\frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}}$	(76, 97, 394)
163	Биотит из гранитного массива Сары-Адыр, Сарысу-Тенизское поднятие, Центральный Казахстан	Постфранский-дотурнейский	355±10	K-Ar	(5, 62)
164	Электромагнитная фракция из валуна диорита в конгломератах р. Зеленчук, Северный Кавказ	Конгломерат верхнедевонского возраста (дофаменский)	350±10	»	(9)
165	То же, из валуна аляскитового плагиигранита	То же	340±10	»	(9)
166	Серицит, г. Магнитная, Урал	Постнижневизейский	360±10	»	(40)
167	Биотит из пегматита, Коровихинский массив, Горный Алтай: а) монацит, отсюда же	Постэйфельский — до-верхнетурнейский	364±10	»	(45)
			$\left\{ \begin{array}{l} 357 \\ 372 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}} \\ \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} \end{array} \right.$	

* Геологические данные требуют уточнения.

** Не сопровождается исходными радиологическими данными.

*** Геологические данные требуют уточнения.

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
	б) поликраз, оттуда же		$\left\{ \begin{array}{l} 390 \\ 372 \end{array} \right.$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	
168	Биотит из риолита Снобс-Крик, Виктория, Австралия	Верхи верхнего девона	365±10	K-Ar	(87, 88)
169	Глауконит, скв. 38, дер. Леженьки, Нижний Оскол	Франкский ярус, (D ₃)	334±10	»	(19)
170	Глауконит из песчаника, район Курской магнитной аномалии	Франкский ярус (воронежские слои)	366±10	K-Ar	(45)
171	Серицит Сибайского колчеданного месторождения, Южный Урал	Постэйфельский — доверхнедевонский	370±12	»	(35)
172	Биотит из гранита, Джельтау, Бетпакадала, Казахстан	Постживетский	375±10		(59, 60)
173	Биотит из кварцевого монзонита, Джекмэн Мэйи	Постнижнедевонский	376±10	»	(90, 94)
174	Биотит из сиенитов, Тагило-Кушвинский район, Средний Урал	Поствер хнелудловский	380±10	»	(35)
175	Биотит из гранита Межевского массива, Юго- Западный Алтай	Постэйфельский	382±10		
176	Мусковит из пегматита Марининско-Андреевской интрузии, Южный Урал	Дозйфельский	373±10	»	(5)
177	Биотит из плагиогранита Марининско-Андреевской интрузии, Южный Урал	»	386±10	»	(16)
178	Биотит из гранодиорита массива Устанынджа, Восточный Казахстан	Постнижнедевонский	388±10	»	(59, 60)
179	Биотит из гранитов Нью-Брунсвик, Канада	Постсреднесилурийский	402±10	»	(121)
180	Биотит из гранита Критаун, Кирккудбрайтшир, Шотландия	Поственлокский-доверхнедевонский	$\left\{ \begin{array}{l} 403±8 \\ 389±16 \\ 365±15 \end{array} \right.$	$\frac{Rb-Sr}{}$ $\frac{Rb-Sr}{}$ $\frac{Rb-Sr}{}$	(110, 111) (101, 111) (102)
181	Биотит из гранита Лейнстер, Дублин, Ирландия	Постордовикский - доверхнедевонский	403±16 405±12	K-Ar Rb-Sr	(100) (111)

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
182	Санидин и биотит из бентонитов Гаспе, Квебек, Канада	Верхняя часть нижнего девона (середина кобленца)	403±12	K-Ar	(120)
183	Биотит из гранита Хидениус, Шпицберген	Постордовикский — докарбоновый (доверхнедаунтонский?)	410±12 401±10	» Rb-Sr	(98)
184	Биотит из гранита, Восточная Гренландия	Доверхнедевонский	410±10	K-Ar	(107)
185	Биотит из адамеллита Шэп, Вестморленд	Постлудловский-донижнекарбоновый (даунтонский?)	408±10 397±11	» Rb-Sr	(110) (111)
186	Биотит из Онинской диоритовой интрузии, Западный Саян	Поственлокский	413±12	K-Ar	(42)
187	Биотит из щелочных интрузий ишимского комплекса, Центральный Казахстан	Постсилурийский досреднедевонский	415±15	»	(25, 59)
188	Биотит из гранита Каунитца, Чехословакия	Додевонский	420±15	»	(15, 122)
189	Биотит из гранита Кале, Мэйн	Постлудловский — доверхнедевонский	422±10	K-Ar	(90)
190	Глауконит из песчаника, Охайо	Нижний силур	427±15	»	(101)
191	Биотит из гранитов Боровского массива, Северный Казахстан	Постордовикский	405±15	»	(9)
192	То же	»	430±20	»	(29, 59)
193	Биотит из гранодиоритов Кендыктасских гор (Чатыркуль, Курдайский перевал, Центральный Казахстан	Постордовикский (верхний ордовик)-донижнедевонский	430±15	»	(60)
194	Биотит из вулканического пепла, Алабама	Средний ордовик	{ 439±10 475±40	{ » Rb-Sr	{ (90) (87)
195	Циркон, оттуда же		{ 446 464	{ $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	
196	Циркон из вулканического пепла, Теннесси	Средний ордовик	{ 447 471	{ $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	{ (68)

Таблица (продолжение)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
197	Биотит (аутигенный) из слюдисто-глинистого граптолитового сланца, Блява, Южный Урал	Нижний ордовик (низы аренига)	450±10	K-Ar	(35)
198	Биотит из плагиогранита Чейбаккольского массива, Горный Алтай	Постсреднеордовикский	452±15	»	
199	Биотит из бентонитов Киннекулле, Швеция	Верхний карадок	462±12	»	(95)
200	Санидин, отсюда же		475±12	»	
201	Глауконит из песчаника, Маарду, Эстония	Низы среднего ордовика	467±10	»	(42, 51, 58)
202	Биотит-амфиболовая фракция из гранитоидов Крык-Кудукского массива, Северный Казахстан	Средний ордовик	490±20	»	(34, 29, 28)
203	Биотиты Крык-Кудукского массива, Северный Казахстан:	» »		»	(9)
	а) порфировидный гранит	» »	430±15	»	(9)
	б) гранодиориты	Средний ордовик	440±20	»	
	в) кварц-диориты	То же	480±20	»	
204	Глауконит из песчаника, Мендзигуже, Сандомир, Польша	Нижний тремадок	492±15	»	(42)
205*	Мусковит из гранитоидов Тетфорда, Южный Квебек, Канада	Постсреднеордовикский	500±20	»	(117)
206	Кольм из битуминозных сланцев, Вестерготланд, Швеция	Верхний кембрий	500	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	(77)
207	Циркон из риолита Вичиты	Доверхнекембрийский	505	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	(119)
208	Циркон из пегматита интрузивного комплекса Вичита, Оклахома	То же	517	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	(119)
209	Биотит Лагерг гранит	» »	472	Rb-Sr	
210	То же	» »	500	K-Ar	
211	Полевой шпат, отсюда же		492	Rb-Sr	
212	Биотит из габбро	» »	506	»	
213	То же	» »	530	K-Ar	

* Гранитоиды залегают в ультрабазитах, которые, возможно, внедрены в твёрдом состоянии.

Таблица (окончание)

№ по пор.	Минерал, порода, место взятия пробы	Стратиграфическое положение, возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод	Литературный источник
214	Глауконит из карбонатных пород, Соляной кряж, Пакистан	Низы среднего кембрия	530±20	»	(5)
215	Щелочной трапп из соленосной толщи, Соляной кряж, Пакистан	То же	530±20	»	(5)
216	Глауконит из синих глин Ленинградской обл. и Белоруссии	Нижний кембрий	542±20	»	(42)
217	Биотит из гранита Бойсдейл Хиллз, Новая Шотландия	Постсреднекембрийский	542±20 454±40	» Rb-Sr	(89)
218	Глауконит из песчаника р. Оленёк, Оленёкское поднятие	Нижний кембрий (алданский ярус)	553±20	Ar	
219	Биотит из сиенит-диорита мартайгинского комплекса	Постнижнекембрийский	566±20	K-Ar	(42)
Верхний протерозой					
220	Глауконит, дер. Малый Берег, р, Днепр	Ярышевские слои ушкуйской свиты (ляминаритовые слои)	590±15	»	} (28)
221	Глауконит Усть-Катаб, Южный Урал, скала Медведь	Ашинская серия	598±20	»	
222	Глауконит,-скв. 37, Калуга	Ляминаритовая свита	596±15		

Архей при дальнейшем его изучении, по-видимому, можно будет разделить на два или три подразделения, но в настоящее время для этого ещё нет надёжных оснований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В новой геохронологической Шкале 1964 г. значительно более детально датирован третичный период; удалось также выявить некоторые рубежи для мелового периода.

Длительность геологических периодов более или менее равнозначна. По-прежнему силурийский период получается наиболее коротким. Возможно, что недостаточная геологическая изученность не позволяет отбить чётких контактов силура с девоном и ордовиком.

Все опорные точки достаточно точно попадают в датированные интервалы новой Шкалы. При самом её создании, как видно из изложенного, новая Шкала включает некоторые противоречия и элементы неопределённости в отношении датировки ряда рубежей. Поскольку эти противоречия сформулированы, задача дальнейшего уточнения и детализации геохронологической Шкалы становится предельно ясной. Но эта задача потребует большой творческой и совместной работы геологов и радиологов.

Геологи и радиологи должны повысить точность своих определений с учётом многообразия причин, влияющих на оценку геологической позиции и абсолютно-

го возраста тех природных объектов, которые будут изучаться в качестве реперных для геологической шкалы.

THE PROJECT OF A REVISED GEOLOGICAL TIME-SCALE IN ABSOLUTE CHRONOLOGY

SUMMARY

Numerous key-points, 222 in total number, have been closely examined in the USSR, USA, Canada and Great Britain laboratories. Upon the data received the geological timescales suggested by the scientists from various countries are shown to approach.

This resemblance is due to the increasing number of the key-points with known upper and lower geological boundaries. Besides, the primary data have been critically tested for geological validity of the published key-points and radiological reliability of age values received by various methods.

Thereby, all absolute age values have been evaluated in the some constants of decay and this allowed to select the most reliable key-points for defining more precisely the age boundaries between geological divisions.

On being accomplished, this revision of data allowed to suggest a geological timescale in absolute chronology, which does but slightly differ in its post-Cambrian part from the time — scale by J. L. Kulp published in 1961.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г.Д.* О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста горных пород К-Аг методом.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 6.
2. *Афанасьев Г.Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации.—Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 20, 1958.
3. *Афанасьев Г.Д.* Некоторые геологические результаты исследований абсолютного возраста горных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 9.
4. *Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Багдасарян Г.П., Кнорре К.Г., Рубинштейн М.М., Студеникова З.В.* Итоги геохронометрических исследований магматических горных пород Кавказа.— МГК, XXI сессия. Доклады сов. геологов. Изд-во АН СССР. 1960.
5. *Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Гаррис М.А., Хамрабаев И.Х.* Материалы к обоснованию возраста рубежей между некоторыми геологическими системами и эпохами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963а, № 11.
6. *Афанасьев Г.Д., Борисевич И.В., Шанин Л.Л.* Труды X сессии Комиссии по опред. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1962а.
7. *Афанасьев Г.Д., Борисевич И.В., Шанин Л.Л.* О геологической интерпретации радиологических данных по определению абсолютного возраста горных пород.—Изв. АН СССР, серия геол., 1962б, № 1.
8. *Афанасьев Г.Д., Борисевич И.В., Шанин Л.Л., Шеина И.П.* Случаи неравновесных отношений Ag и K в биотитах в связи с созданием геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963б, № 1.
9. *Афанасьев Г.Д., Гаррис М.А.* Сообщение на заседании Комиссии 1—2 апреля 1964.
10. *Афанасьев Г.Д., Лупанова Н.П. и Свиридов В.В.* О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна р. Уруп (Северный Кавказ).— Докл. АН СССР, 1963в, т. 148, № 2.
11. *Афанасьев Г.Д., Шанин Л.Л., Гольцман Ю.В., Носкова В.Г.* О реперных пробах для абсолютной геохронологической шкалы и некоторых принципах её разработки.— Труды IX сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1961.

12. Багдасарян Г.П. О возрасте некоторых интрузий Армении по данным геологических исследований и радиологических определений (аргоновым методом).— Труды VII сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1960.
13. Багдасарян Г.П. Гукасян Р.Х. Исследования по разработке геохронологических реперов к шкале абсолютного геологического времени (по материалам Армянской ССР).— Настоящий сборник.
14. Бобров В.А., Полевая Н.И., Спрингсон В.Д., Тихомиров Н.И. Возрастные группы интрузивных пород Забайкалья и Восточной Монголии по результатам определения абсолютного возраста и геологическим данным.— Сов. геология, 1963, № 3.
15. Виноградов А.П., Тугаринов А.И. Некоторые опорные определения абсолютного возраста (к мировой геохронологической шкале).— Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 5.
16. Гаррис М.А. Материалы к геохронологической шкале СССР, выраженной в абсолютном летоисчислении.— Труды IX сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1961.
- 16а. Гаррис М.А. Сообщение для заседания Комиссии. Апрель 1964 г.
17. Гаррис М.А., Дядин Н.Н., Закирова Ф.С. Предварительная геохронологическая шкала докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы.— Труды IX сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1961.
18. Гаррис М.А., Дядин Н.Н., Денисенко А.Е., Лозовая Л.С., Попов Ю.Н., Соловьева Н.Н. Новые данные к геохронологической шкале Урала.— Труды XI сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1963.
19. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1960 г.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.
20. Герлинг Э.К. Современное состояние аргонного метода определения возраста и его применение в геологии. Изд-во АН СССР, 1961.
21. Горюхов И.М. Rb-Sr возраст гранитов Бектау-Ата Центрального Казахстана. 1964.
22. Заварицкий А.Н. Гора Магнитная и её месторождения железных руд.— Труды Геол. комитета, новая серия, вып. 122, 1912.
23. Иванов А.И., Ляпичев Г.Ф. и Замятин Н.И. К вопросу об абсолютном возрасте каледонских интрузий хр. Чингиз (Восточный Казахстан).— Труды IX сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1961.
24. Иванов А.И., Ляпичев Г.Ф. и Замятин Н.И. Абсолютный возраст анортитовых гранит-порфиров из Тениз-Коржункульской мульды (Центральный Казахстан).— Труды IX сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1961.
25. Иванов А.И., Монич В.К., Замятин Н.И., Нурлибаев А.Р. Абсолютный возраст щелочных пород ишимского комплекса в Центральном Казахстане — Труды IX сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций Изд-во АН СССР, 1961.
26. Иванов А.И., Монич В.К., Замятин Н.И., Нурлибаев А.Р. Абсолютный возраст гранитных интрузий южной части Центрального Казахстана. Бюлл., вып. IV, 1961.
27. Иванова Т.Н., Полевая Н.И., Владимировский Г.М., Дорофеева Э.Ф., Орлов Д.М., Станкевич Е.К., Унксов В.А. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58, 1961.
28. Казаков Т.А. Сообщение на апрельской сессии Комиссии, 1964.
29. Комлев Л.В. Абсолютный возраст гранитных интрузий Центрального и Северного Казахстана и шкала геологического времени.— МГК, XXI сессия. Доклады сов. геологов. Изд-во АН СССР, 1960.
30. Комлев Л.В., Герлинг Э.К., Жиров К.К. О возрасте редкометальной интрузии Акчатау по данным гелиевого метода для монацитов. - Труды VI сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1960.
31. Комлев Л.В., Данилевич С.И., Иванова К.С., Зыков С.И., Кучина Г.Н., Михалевская А.Д., Филиппов М.С. О возрасте некоторых редкометальных гранитных интрузий Центрального Казахстана.— Геохимия, 1957, № 8.
32. Комлев Л.В., Филиппов М.С., Данилевич С.И., Крюкова Н.Ф., Кучина Г.Н., Михалевская А.Д. Абсолютный возраст группы герцинских гранитных плутонов Центрального Казахстана.— Труды VII сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1960а.

33. *Комлев Л.В., Филиппов М.С., Данилевич С.И., Крюкова Н.Ф., Кучина Г.Н., Михалевская А.Д., Совоненков В.Г.* Возраст гранитной интрузии Бектау-Ата в Северном Прибалхашье (Центральный Казахстан).— Труды VII сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1960б.
34. *Комлев Л.В., Филиппов М.С., Кучина Г.Н., Крюкова Н.Ф.* Абсолютный возраст гранитных интрузий Кочетавского поднятия в Северном Казахстане.— Труды VII сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1960в.
35. *Овчинников Л.Н.* Уральские материалы к абсолютной геохронологической шкале.— Труды IX сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1961.
36. *Овчинников Л.Н.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала.— Труды I Уральск. петрогр. совещания, Свердловск, 1963.
37. *Овчинников Л.Н., Гаррис М.А.* Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья.— МГК, XXI сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 3. Изд-во АН СССР, М., 1960.
38. *Овчинников Л.Н., Панова М.В., Дунаев В.А.* Сопоставление абсолютного возраста палеозойских эффузивов Урала с биостратиграфическими данными.— Труды IX сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1961а.
39. *Овчинников Л.Н., Панова М.В., Шангареев Ф.Д.* Абсолютный возраст некоторых геологических образований Венгрии.— Труды XX сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1961б.
40. *Овчинников Л.Н., Панова М.В., Шангареев Ф.Д.* Предварительное сообщение на заседании Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1964.
41. *Полевая Н.И.* Шкала абсолютной геохронологии.— Докл. АН СССР, т. 134, № 5.
42. *Полевая Н.И.* Материалы для составления последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии.— Труды IX сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1961.
43. *Полевая Н.И., Казаков Г.А.* Новые данные по геохронологии позднего докембрия.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 1.
44. *Полевая Н.И., Казаков Г.А., Мурина Г.А.* Глаукониты как индикатор геологического времени.— Геохимия, 1960, № 1.
45. *Полевая Н.И., Мурина Г.А., Спринцзон В.Д.* Новые данные для уточнения последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии.— Труды X сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1962.
46. *Полевая Н.И., Мурина Г.А., Спринцзон В.Д., Казаков Г.А.* Определение абсолютного возраста осадочных и вулканогенных формаций.— МГК, XXI сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 3. Изд-во АН СССР, 1960.
47. *Полевая Н.И., Тихомиров Н.И.* Возраст некоторых интрузивных комплексов Забайкалья по геологическим и радиологическим данным. Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. М., Гостеолтехиздат, 1962.
48. *Полевая Н.И., Спринцзон В.Д., Изох Э.П., Ле-дин-ху, Нгуэн вэн Тьен.* Первые данные об абсолютном возрасте магматических пород Северного Вьетнама.— Настоящий сборник.
- 48а. *Попова З.Г.* Некоторые новые данные о нижнем карбоне Магнитогорского синклиория.— Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 1.
49. *Розенкранц А.А., Семенова Т.П., Ковалева В.В.* К вопросу об абсолютном возрасте молодых эффузивов северо-восточного Прибалхашья.— Труды XI сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1963.
50. *Розенкранц А.А., Семенова Т.П., Мониц В.К., Ковалева В.В.* Геохронологические данные для континентальных образований верхнего палеозоя в Казахстане.— Настоящий сборник.
51. *Рубинштейн М.М.* К пересмотру абсолютной геохронологической шкалы.— Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 5.
52. *Рубинштейн М.М.* О продолжительности юрского периода.— Докл. АН СССР, 1961а, т. 136, № 6.
53. *Рубинштейн М.М.* Абсолютная геохронологическая шкала.— Труды Геол. ин-та АН Груз.ССР, серия мин.-петрогр., т. II, 1961б.
54. *Рубинштейн М.М.* Некоторые вопросы дальнейшего уточнения и детализации абсолютной геохронологической шкалы.— Труды XI сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1963а.

55. Рубинштейн М.М. Об аргоновом «удревнении» биотитов и использовании этих минералов для целей абсолютной геохронологии.— Труды Геол. ин-та АН Груз.ССР, серия геол., т. XIII (XVIII), 1963б.
56. Рубинштейн М.М., Гельман О.Я. О необходимости унификации значений констант радиоактивного распада K40, используемых при расчете абсолютного возраста.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 6.
57. Рубинштейн М.М., Григорьев И.Г., Гельман О.Я., Лаихи Б.А., Узнадзе Э.Д., Хуцаидзе А.Л. и Чикваидзе Б.Г. Материалы к составлению абсолютной геохронологической шкалы.— Труды IX сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1964.
58. Рубинштейн М.М., Чикваидзе Б.Г., Хуцаидзе А.Л. и Гельман О.Я. (58). К использованию глауконита для определения абсолютного возраста осадочных пород аргоновым методом.—Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.
59. Сатпаев К.И., Монич В.К., Иванов А.И., Ляпичев Г.Ф., Семенова Т.П. Абсолютный возраст некоторых магматических и металлогенических формаций Казахстана.— Изв. АН Каз.ССР, серия геол. наук, вып. 3 (54), 1963.
60. Сатпаев К.И., Монич В.К., Иванов А.И., Ляпичев Г.Ф., Семенова Т.П. Основные итоги геохронологического изучения магматических и металлогенических формаций Казахстана.— Настоящий сборник.
61. Соколов Р.Н. Сообщение на заседании Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1964.
62. Старик И.Е. Ядерная геохронология. Изд-во АН СССР, 1964.
63. Струве Н.В. Магматизм и история развития Магнитогорского краевого прогиба.— Информ. сб., № 46. ВСЕГЕИ, Л., 1959.
64. Фауль Г. Возраст и распространение герцинской системы в Европе и Азии.— Труды X сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1962.
- 65а. Ферштатер Т.Б. Основные черты интрузивного комплекса Магнитогорского рудного поля.— Труды I Уральск. петрогр. совещания, 1963.
66. Фирсов Л.В. Абсолютная датировка изверженных пород Крыма в качестве реперных образований для байоса.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1963.
67. Хамрабаев И.Х., Аскарлов Ф.А., Магдиев Р.А. Абсолютный возраст некоторых массивов Западного Узбекистана по данным предварительных определений калий-аргоновым методом.—Труды XI сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1963.
68. Adams J.A.S., Osmond J.K., Edwards G., Henle W. Absolute dating of the Middle Ordovician.— Nature, 1960, v. 188, N 4754.
69. Aldrich L.T., Wetherill G.W., Davis G.L., Tilton G.R. Radioactive ages of micas from granitic rocks by the Rb-Sr and K-A methods.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, v. 39, N 6.
70. Baadsgaard H., Folinsbee R.E., Lipson J. Potassium-argon dates of biotites from Cordilleran granites.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, N 5.
71. Baadsgaard H., Lipson J., Folinsbee R.E. The leakage of radiogenic argon from sanidine.— Geochim. et cosmochim. acta, 1961, v. 72, N 1.
72. Bassett W.A., Kerr P.F., Schaeffer O.A., Stoenner R.W. K-A ages, Marysvale, Utah-Tertiary volcanic rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, v. 71, N 12, pt. 2.
73. Chubb J., Burke K. Age of the Jamaican granodiorite.— Geol. Mag., 1963, v. 100, N 6.
74. Clark D.L. U-Pb age determination and Upper Devonian biostratigraphy. — Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, N 1.
75. Cobb J.C. Dating of black shales.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, v. 91, art. 2.
76. Cobb J.C., Kulp J.L. U-Pb age of the Chattanooga shale.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, v. 71, N 2.
77. Cobb J.C., Kulp J.L. Isotopic geochemistry of uranium and lead in the Swedish kolm and its associated shale.— Geochim. et cosmochim. acta, 1961, v. 24, N 3/4.
78. Curtis G.H., Evernden J.F., Lipson J. Age determination of some granitic rocks in California by the potassium-argon method.— Geol. Surv. Bull., 1086-D, Geophys. Abstr., 175, 1958, Washington, 1959.
79. Curtis G.H., Lipson J., Evernden J. Potassium-argon dating of Pleistocene intrusive rocks.— Nature, 1956, v. 178, N 4546.
80. Curtis G.H., Savage D.E., Evernden J.F. Critical points in the Cenozoic. Geochronology of rock systems.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, v. 91, art. 2.

81. *Dodson M.H., Miller J.A., York D.* Potassium-argon ages of the Dartmoor and Shap granites using the total volume and isotopic dilution techniques of argon measurement.— *Nature*, 1961, v. 190, N 4778.
82. *Eckelman W.R., Kulp J.L.* Uranium-lead method of age determination. Pt II. North American localities.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1961, v. 68, N 9.
83. *Erickson G.P., Kulp J.L.* Potassium-argon measurements on the Palisades sill, New Jersey.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1961a, v. 72, N 4.
84. *Erickson G.P., Kulp J.* *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1961b, v. 91, art. 2.
85. *Evernden J.F.* The first results of research of the dating of Tertiary and Pleistocene rocks by the radiogen argon method.— *Proc. Geol. Soc., London*, 1959, N 1565.
86. *Evernden J.F., Curtis G.H., Lipson J.* Potassium-argon dates for Tertiary rocks of California, Nevada and Gulf Coast.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1958, v. 69, N 12, pt 2.
87. *Evernden J.F., Curtis G.H., Obradovich J., Kistler R.* On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium- argon method.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1961, v. 23, N 1/2.
88. *Evernden J.F., Richards J.R.* Potassium-argon ages in Eastern Australia.— *J. Geol. Soc. Australia*, 1962, v. 9, pt I.
89. *Fairbairn H.W., Hurley P.M., Pinson W.H., Cormier R.F.* Age of the granitic rocks of the Nova Scotia.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1960, v. 71, N 4.
90. *Faul H.* Geologic time scale.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1960, v. 71, N 5.
91. *Faul H.* Some paleosoic dates in Main, Western Europe and Southern United States.— *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1961, v. 91, art. 2.
92. *Faul H.* Age and extent of the Hercynian complex. *Geol. Rundschau*, 1962, Bd. 52, H. 2.
93. *Faul H., Elmore P.L., Brannock W.W.* Age of the Fen carbonatite (Norway) and its relation to the intrusives of the Oslo region.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1959, v. 17, N 1/2,
94. *Faul H., Stern T.W., Thomas H.H., Elmore P.L.* D. Ages of intrusion and metamorphism in the Northern Appalachians.— *Amer. J. Sci.*, 1963, v. 261, N 1.
95. *Folinsbee R.E., Baadsgaard H., Lipson J.* Potassium-argon time scale.—*Rept. XXI Sess. Internat. Geol. Congr., Norden. P. III. Pre-quaternary absolute age determination, Copenhagen. 1960.*
96. *Folinsbee R.E., Baadsgaard H., Lipson J.* Potassium-argon dates of Upper Cretaceous ash falls, Alberta, Canada. *Geochronology of Rock Systems.*— *Ann. N. Y., Acad. Sci.*, 1961, v. 91, art. 2.
97. *Geochronology of Rock Systems.* *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1961, v. 91, 2.
98. *Hamilton F., Harland W.R., Miller J.A.* Isotopic ages from some Spitzbergen rocks.— *Nature*, 1962, v. 195, N 4847.
99. *Holmes A.* A revised geological time-scale.— *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, 1960, v. 17, N 3.
100. *Hurley P.M., Boucot A.J., Albee A.L., Faul H., Pinson W.H., Fairbairn H.W.* Minimum age of the Lower Devonian slate near Jackman Maine.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1959, v. 70, N 7.
101. *Hurley P.M., Cormier R.F., Hower J., Fairbairn H.W., Pinson W.H.* Reliability of glauconite for age measurment by K-A and Rb-Sr methods.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1960, v. 44, N 11.
102. *Hurley P.M., Fairbairn H.W., Pinson W.H.* Intrusive and metamorphic rock ages in Maine and surrounding areas.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1958, v. 69, . N 12, pt 2.
103. *Hurley P.M., Fairbairn H.W., Pinson W.H., Faure G.* K-A and Rb-Sr minimum ages for the Narragansett Basin.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1960, v. 18, N 3/4.
104. *Koenigswald G.H.R., Gentner W., Lippolt H.J.* Age of the basalt flow at Olduvai East Africa.— *Nature*, 1961, v. 192, N 4804.
105. *Kulp J.L.* Geological time-scale.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1959, v. 70, N 12, pt 2.
106. *Kulp J.L.* The geological time scale.— *Rept XXI Sess. Internat. Geol. Congr., Norden, P. III, Prequaternary Absolute Age Determination. Copenhagen, 1960.*
107. *Kulp J.L.* Geologic Time Scale.— *Science*, 1961, v. 133, N 3459.
108. *Kulp J.L.* Potassium-argon dating of volcanic rocks.— *Bull. volcanol.*, 1963, t. XXVI.
109. *Kulp J.L., Cobb J.C., Long L.E., Miller D.S.* The geological time-scale.—*Nature*, 1959, v. 184, N 4688.
110. *Kulp J.L., Long L.E., Giffin C.E., Miller A.A., Lambert R.St., Gilotti B.J., Webster R.W.* Potassium-argon and rubidium-atrontium ages of some granites from Britain and Eire.— *Nature*, 1960, v. 185, N 4712.
111. *Lambert R.St., Mills A.A.* Some critical points for the Paleozoic time scale from the British Isles. *Geochronology of Rock Systems.*— *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1961, v. 91, art. 2.

112. *Leakey L.S.B., Evernden J.F., Curtis G.H.* Age of bed I. Olduvai gorge, Tanganjika.— *Nature*, 1961, v. 191, N 4787.
113. *Lipson J.* Potassium-argon dating of sedimentary rocks.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1958, v. 69, N 2.
114. *Mayne K.J., Lambert St.J., York D.* The geological time scale.— *Nature*, 1959, v. 183, N 4656.
115. *Pinson W.H., jr.* Some points on the geological time scale from Nova Scotia, and New England.— *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1961, v. 91, art. 2.
116. *Polevaya N.I., Murina G.A., Kazakov G.A.* Utilization of glauconite in absolute dating.— *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1961, v. 91, art. 2.
117. *Pool W.H., Beland J., Wanless R.K.* Minimum age of Middle Ordovician rocks in Southern Quebec.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1963, v. 74, N 8.
118. *Rubinstein M.M.* Some critical points of the Post-Gryptozoic geological time scale.— *Geochronology of Rock systems*.— *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1961, v. 91, art. 2.
119. *Tilton G.R., Wetherill G.W., Davis G.Z.* *J. Geophys. Res.*, 1962, v. 60, N 10.
120. *Smith D.G., Baadsgaard H., Folinsbee R.E., Lipson J.* K/A age of Lower Devonian bentonites of Gaspé, Quebec, Canada.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1961, v. 72, N 1.
121. *Tupper W.M., Hart S.R.* Minimum age of the Middle Silurian in New Brunswick based on K-Ar method. *Bull. Geol. Soc. America*, 1961, v. 72, N 8.
122. *Winogradow A.P., Tugarinow A.I., Zhirowa V.V., Zykov S.L., Knorre K.G., Lebedev V.I.* Über das Alter der Granite und Erzvorkommen in Sachsen.— *Freiberger Forschungsh.*, 1959, N 57.

C¹⁴ DATING OF THE UPPER ANTHROPOGENE IN THE U.S.S.R.*

Moscou (U.R.S.S.)

Before presenting some results of C¹⁴ dating of geological events in the USSR, I must speak very briefly of the changes in the C¹⁴ dating method, which we have introduced during the past few years. We have endeavoured to promote the rapid and widespread adoption of this method by geographers, geologists and archaeologists. As can be seen from published papers of ours [1, 2, 3], we use the gaseous method; i.e. we count the impulses from gaseous carbon compounds obtained in processing the material under examination. Our counter gases are CO₂, CH₄, C₂H₂ and C₂H₆, but we regularly measure C¹⁴ with two of them, carbonic acid and ethane, in a proportional counter. The method of obtaining and purifying the gas, the counter and the measuring technique have already been described [1–3]. We have been able, with this method, to determine ages reliably up to 30 000 or 35 000 yr. We have recognized and solved the problem of raising the upper limit of A_{max}. As will be familiar, when N_{min} = 4σ, A_{max} is determined from the following relationship:

$$A_{\max} = 8033 \ln \frac{N_0 \sqrt{t}}{N_\phi \sqrt{32}}$$

Given a constant value for counting time *T*, the extension of the age range is determined by two quantities, N₀ (mean net contemporary carbon counting rate), and N_φ (mean background counting rate).

Table I shows the typical results obtained.

This Table shows that when the counter was filled with CO₂ the background value fell by 20 %. This drop is associated with more careful selection of the counters for

* Pap. Present. at the Sympos. on radioactive dating, Athens, 19-23 Nov. 1962. Monaco: Inst. océanogr., 1964. 14 p. (*Bull. Inst. océanogr.*; Vol. 62, N 1297).

the anticoincidence ring. The background of the ethane proportional counter drops even lower, by 28 %. This is due particularly to the use of distilled water from an artesian well for breaking down calcium carbide, which makes it possible to prevent tritium from nuclear tests entering the counting gas. In this manner, we obtained a figure of 40 000 yr for the reliable counting limit $A_{\max}$.

A control channel has been added to the counting system described earlier [1], which has speeded up determination of the working point on the curve and enabled us to follow the general amplification rate at the beginning and end of 24-hr measurements. This channel enables us to make an immediate appraisal of the purity of the counter gas, since we know the ratio of the pulse count value of the upper channel obtained with anticoincidence to that obtained without it.

Up till now, we have used 5563 ± 30 yr as the half-life for C^{14} . Taking the half-life values of 5760 ± 50 yr and 5780 ± 65 given in recent works [4, 5], the age of the samples increases by a factor of 1,036. I have heard yet other values for the half-life of C^{14} during this Symposium and we ourselves have collected some material on this question, which is of practical concern mainly to archaeologists.

Table I.
Data to widen the Range of C^{14} Dating

Gas	Working time, l	Pressure (atm)	Shielding	N_0 , (imp/min)	N_0 , (imp/min)	Max. age with 4 σ , 48-h count	$\frac{N_0}{\sqrt{N_\phi}}$
CO ₂	0,9	2	Fe-37 cm	8,9	9,5	27 000	3,2
C ₂ H ₆	0,9	2	Hg – 2,5 cm+AC ring	14,3	18,6	31 000	4,9
CO ₂	0,9	2	Hg – 2,5 cm+AC ring	7,09 $\pm$ 0,06	10,57 $\pm$ 0,08	29 000	4,0
C ₂ H ₆	0,9	2	Hg – 2,5 cm+AC ring	10,27 $\pm$ 0,06	23,47 $\pm$ 0,10	34 000	7,3
C ₂ H ₆	1,9	2	Hg – 2,5 cm+AC ring+paraffin	12,07	44,2	38 000	12,1
C ₂ H ₆	1,9	3	Hg – 2,5 cm+AC ring+paraffin			40 000	

In association with geographers we undertook the task of dating glaciation on the territory of the USSR from our times up to 70 000 yr ago. The ice age has been quite well studied by geologists, but no exact chronological scale was available. Samples were collected along some meridional sections and included peat, organic remains from river valley terraces, mammoth hair and silt from inland seas. Parallel to dating with C^{14} , biostratigraphers worked on the same samples to determine relative age by the sporepollen method. One of the most complex and important tasks is to determine with the highest possible accuracy the limits of the last (Valdai Wurm) glacial period in the USSR, distinguishing its various stages, the last interglacial and glacial periods, and the Holocene. This work will take many more years.

I am going to dwell a little on some ways of dealing with this problem, and more specifically the breakdown of the Holocene. The basic dating material consists of peat and scraps of fossilized wood. As I have shown, errors can arise when choosing samples of peat, if the rules for sampling are not strictly observed. Table II shows an example of the contamination of an old and a young sample by contemporary carbon (in which $A_{\max} = 34\ 000$ (48h, 4 σ) for the l-liter counter).

Table II.
Example of Sample Contamination by Contemporary Carbon

Serial No.	Sample	A (age), years	A when $\Delta C^{14}=1\%$	A when $\Delta C^{14}=2\%$	A when $\Delta C^{14}=4\%$	A when $\Delta C^{14}=10\%$	A when $\Delta C^{14}=75\%$
1.	Ancient	34000	—	—	31 600±2 000	24 100±900	2 400±100
2.	Mo 198	2 400±100	2 344±100	2 285±100	—	1 910±100	—

Where $A_{\max} = 34\,000$ yr (48-h, 4 σ) for 1-liter counter

When an old sample, whose age lay outside the range of the method (in this case it lay between 34 000 yr and ∞) had 4 % contamination with contemporary carbon, its age came to 31 000 yr; with 75 % contamination, it was 24 000 yr. Contamination of a young sample has a less upsetting effect: even with 10 % contamination, sample Mo 198, for example, will be made younger by only 500 yr.

C¹⁴ dating was accompanied by spore-pollen analysis, as I have already stated.

I shall now give an example of the dating of Holocene peat deposits. Samples were obtained by Professor NEUSTADT from the «Berendeevo» peat bogs (100 km north-east of Moscow). This peat deposit had been thoroughly examined, particularly by pollen analysis [6], but the absolute chronology had not been ascertained. Fig. 1 shows a section through the peat bog and the pollen chart.

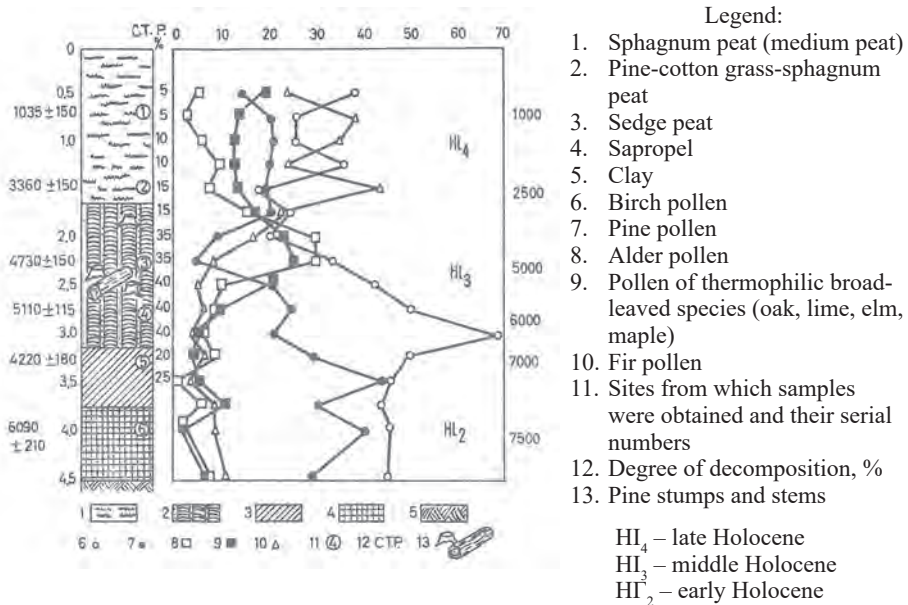


Fig. 1.
Pollen chart and section through peat bog

Table III gives C¹⁴ and pollen spectrum data.

Table III.
Dating of Peat from the «Berendeevo» Peat-Bog

Material	Sample No	Depth	Absolute C ¹⁴ age (yr)	Order-of – magnitude dating from pollen spectra (yr)
Peat	Mo 206	0,75	1 035±150	1 000
	Mo 207	1,5	3 360±150	2 500
	Mo 208	2,25	4 730±190	5 000
	Mo 209	2,75	5 410±195	6 000
	Mo 210	3,25	4 220±180	7 000
	Mo 211	4,0	6 090±210	7 500
Wood	Mo 212	2,25 – 2,5	4 720±190	5 000
	Mo 213	2,25 – 2,5	3 630±165	5 000
	Mo 214	From another section	9 160±230	9 000

Generally speaking, both methods give an increased absolute age for the deep-lying peat. The absolute C¹⁴ age is somewhat lower than was expected. Sample Mo 210 was an exception, as its age was somewhat less than expected. It is possible that the sample was contaminated in the course of drilling, although this would have to be proved. It is interesting to note that wood sample Mo 212, taken from a depth, and peat sample Mo 208, gave identical ages. Wood sample Mo 213 from the same depth, but from a point some distance from that at which sample 212 was obtained, gave a somewhat lower age. It is possible that the different settling of the peat, which was not taken into account when determining the depth of the bed, played a part here. Another example of Holocene deposit dating which I should like to quote relates to the north-west of the USSR: we determined the age of samples systematically collected by Yu. A. Lavrushin from the quaternary deposits of the lower Indigirka basin. A plan showing the inter-relationships of various topographical features of the lower reaches of the Indigirka and indicating the places from which samples were taken is given as Fig. 2.

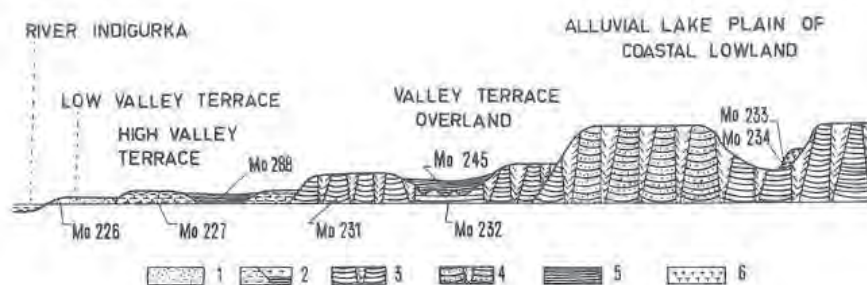


FIG. 2.

Plan showing the inter-relationships of various topographical features in the lower reaches of the Indigirka and indicating the sites from which samples were taken (prepared by Yu. A. Lavrushin);

1. Alluvium of lower floodlands;
2. Alluvium of upper floodlands;
3. Alluvium of first terrace above floodlands;
4. Alluvio-lacustrine lowland deposits (second terrace above floodlands);
5. Lake deposits on surface of first terrace above Indigirka floodlands;
6. Peat.

The data obtained enabled us to make deductions regarding the ages of the various topographical features of the Indigirka, such as its lower and upper floodlands, the upper floodlands of its tributary, the Bolshaya Ercha, and the rate of sediment accumulation in the various alluvial facies (see Table IV.).

Table IV.
Dating of Quaternary Deposit Samples from the Lower Indigirka Basin

Sample No.	Absolute C ¹⁴ age, (yr)	Site whence sample taken
Mo 226	370±145	Lower Indigirka floodlands
Mo 227	4 125±180	Upper Indigirka floodlands, 0,5 m above water-level
Mo 228	2 100±160	Upper Indigirka floodlands, ~ 2 m above water-level
Mo 229	4 770±280	Upper Ercha floodlands, lower part of stratum (approx. 1 m above water-level)
Mo 230	3 470±170	Upper Ercha floodlands, upper part of stratum
Mo 231	2 285±160	First terrace above flood-level of Indigirka, depth 12 m
Mo 232	8 670±270	First terrace above flood-level of Indigirka, depth 4 m
Mo 245	6 850±225	First terrace above flood-level of Indigirka, depth 2.3 m
Mo 233	7 820±210	Second terrace above flood-level of Indigirka, depth 5.9 m
Mo 234	7 850±250	Second terrace above flood-level of Indigirka, depth 6 m

The discovery of arboreal birch remains (Mo 232 and Mo 229) gave grounds for believing that the climatic optimum of the Holocene in the north-east part of the USSR covered the range 9000 to 4500 yr. At present, the birch does not grow in these regions in arboreal form. These results compare quite favourably with similar phenomena in Western Europe and Alaska. Parallel data, obtained by spore-pollen analysis, are in good agreement with the C¹⁴ dates. Sample Mo 231, which will be studied further, is an exception.

I should also like to mention Holocene dating in Franz Josef Land. It is not possible in this case to break down the Holocene by the usual methods. Incidentally, the ages obtained for various samples by the gas and the scintillation methods were in good agreement, the values obtained being: gas — 4775±115; scintillation — 4250±90 [7]. C¹⁴ dating of samples from Hooker, Hayes and Alexandra Islands obliged us to change our evaluation of the times of formation of the marine terraces and the degradation of the ice. We determined periods for the climatic warming up of Franz Josef Land and the stages of its Holocene history are bound up with the neighbouring regions [8].

C¹⁴ dating is of great importance in the case of fossilized fauna — dating of hair, etc. We once determined the age of a Taimyr mammoth [3] as being 11 700±300. The well-known Berezovka mammoth (now in the USSR Academy of Sciences' Natural History Museum at Leningrad) probably belongs to the early Holocene. Finally, a mammoth was discovered 1,5 km to the north of Chekurovka, Bulun district, on the second terrace of the River Lena in eastern Siberia.

Fig. 3. (not to scale) shows the strata in which the Chekurovka mammoth was discovered.

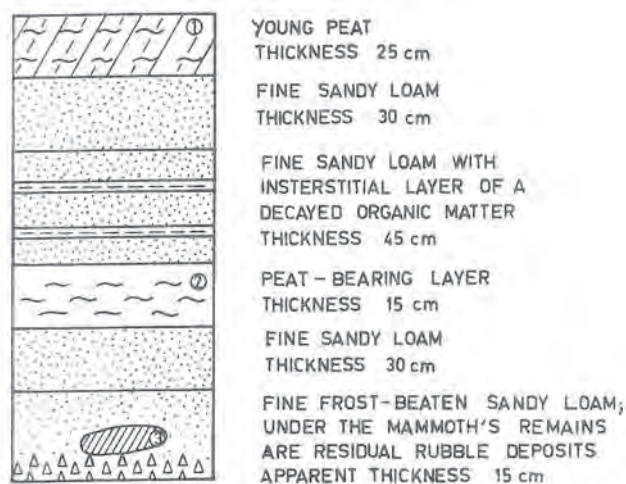


FIG. 3.

Section through rock strata in the area of Chekurovka, where the mammoth was found

Geographers concluded from the evidence of spore-pollen analysis that the mammoth became extinct in northern Siberia during the xerothermic maximum after the ice age (i.e. approximately 2500–7700 yr ago, mid-Holocene) [9]. However, C^{14} dating gave a different time.

Sample Mo 215 gave a C^{14} age of 5610 ± 200 , but the mammoth's hair (Mo 215B) yielded a value of $26\,600 \pm 1600$.

These three datings of mammoths found in Siberia — the Taimyr, Chekurovka and Berezovka — enable us to reconstruct paleogeographic conditions over quite a long period.

Finally, I should like to present some C^{14} data relating to the Holocene history of the Black Sea. We know that hydrosulphuric fermentation takes place in the Black Sea, from a depth of 200 m down to the bottom. Sulphatereducing bacteria (*Vibrio desulfuricans*) convert SO_4^{2-} to H_2S . We have studied the fractionation of sulphur isotopes which accompanies this in the mass of the sea and in its bottom sediments. These sediments consist of contemporary precipitates, under which lie the ancient Black Sea deposits. These and others are composed of fossilized sea fauna which have already been adequately described. Deeper still, we reach the neo-euxine strata, composed of freshwater fauna.

Fig. 5 shows the fractionation of sulphur into isotopes S^{32} and S^{34} in marine silt.

These curves show the extension of the sediments, δS^{34} being given at the top as a percentage of the isotopic content of meteorite sulphur (indicated by '0'; '2' shows the level of sulphur in marine sulphates). They indicate the range of fractionation of sulphur isotopes in silts of various ages, resulting from two processes — fractionation of isotopes of deep-sea sulphur (in the upper beds of silt in contact with sea-water) and fractionation of sulphur in the mass of the silt itself (not in direct contact with sea-water). All this is bound up, as we have shown, with the nature of the water in the basin; i.e. the content of SO_4^{2-} , and consequently of H_2S or O_2 , and whether or not the stores of SO_4^{2-} in the silt are organic [10]; I shall not go into details again here. As can be seen from Fig. 5, in both contemporary and ancient Black Sea silts there is considerable fractionation of sulphur isotopes as between SO_4^{2-} and H_2S (pyrite, hydrotroilite and S), but in silts dating from the neo-euxine era, where the SO_4^{2-} content is generally lower, fractionation is insignificantly

small. We concluded – with the support of morphological data (nature of fauna) – that these sediments were formed in a freshwater sea, free from SO_4^{2-} , where aeration of the water extended down to the bottom. In other words, the Black Sea at that time was not exchanging water with the Sea of Marmora and the Mediterranean. The last inflow of water from the Sea of Marmora, which carried marine SO_4^{2-} into the Black Sea, occurred at the time of the transition from the neo-euxine period to that of the commencement of ancient Black Sea sedimentation. We succeeded in extracting, from cores* taken from the point of contact of the neo-euxine and ancient Black Sea deposits, samples containing a large quantity of compact organic matter. The sites where the samples were obtained are shown in Fig. 4.

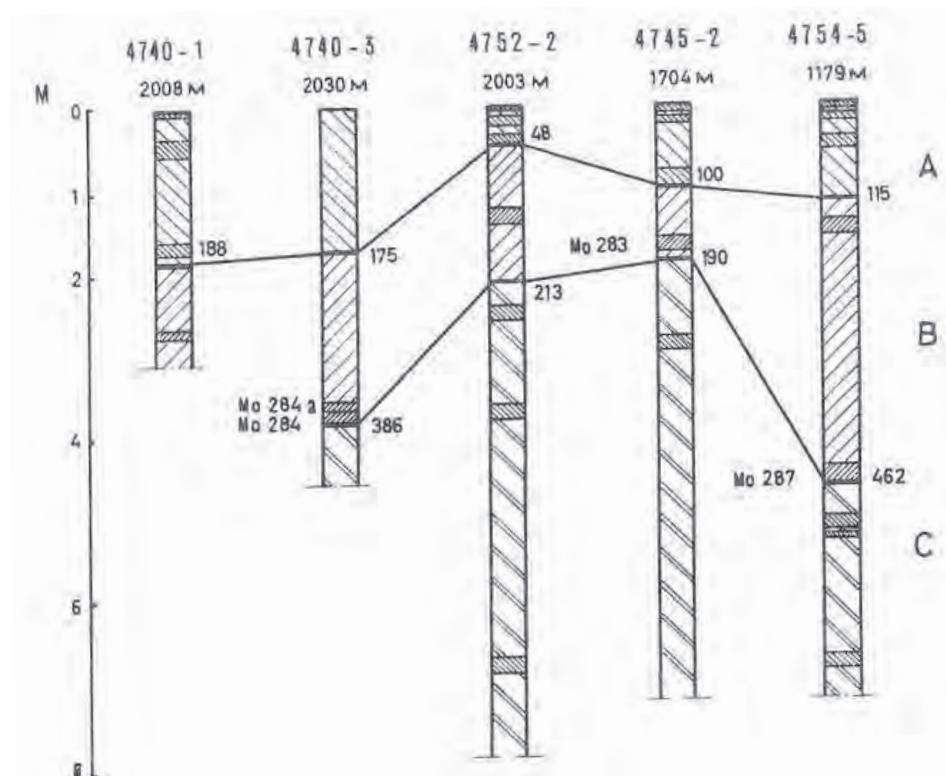


FIG. 4.

Section through bottom sediment core from the Black Sea

- A. Contemporary sediments;
- B. Ancient Black Sea sediments;
- C. Neo-euxine sediments.

Mo 284, Mo 283, Mo 287: sites whence samples of organic matters were taken

* The cores extended to 18 m. We used only those from places where there was no possibility of bank-slip, i. e. from flat beds.

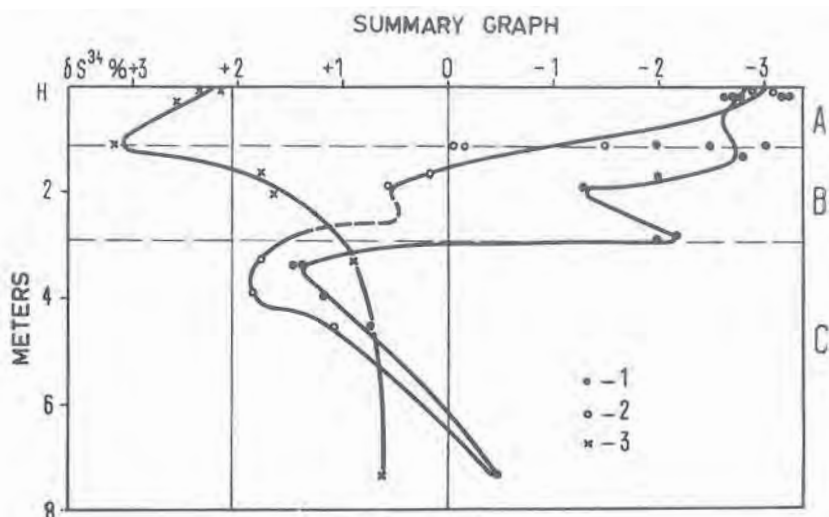


Fig. 5.

Fractionation of sulphur isotopes in the bottom sediments of the Black Sea

1. In pyrite
 2. In hydrotroilite
 3. In sulphates
- A. Contemporary sediments;
B. Ancient Black Sea sediments;
C. Neo-euxine sediments.

C^{14} dating gave the following results:

- St 4740-3 (Mo 284) – 7225 ± 250 yr
 St 4740-3 (Mo 284) – 7510 ± 240 yr
 St 4745-2 (Mo 283) – 8000 ± 260 yr
 St 4754-5 (Mo 287) – 9350 ± 220 yr

This means that the last inflow of water from the Sea of Marmora through the Bosphorus occurred about 8000 years ago, in the early Holocene. Sample Mo 287 contained dispersed organic matter.

From the few examples I have given, it can be seen that the C^{14} method is very valuable for the dating and separation of various sedimentary rocks and other features of the Upper Anthropogene.

ABSTRACT

Spore pollen analysis was carried out parallel with C^{14} dating of the upper anthropogenic layer in the USSR.

By way of example the paper discusses the dating and breakdown of the Holocene in the large peatdeposit of «Berendeevo»; in Franz Josef Land; and in the deposits found in the basin of the lower reaches of the river Indigirka in eastern Siberia. Examples are given of the dating of the Taimyr, Chekurovka and Berezovka mammoths. The paper also describes how a study of sulphur fractionation in the ancient silt deposits on the bed of the Black Sea was used to date the change-over from fresh water to salt water in the sea's basin during the Holocene period. C^{14} dating indicated that organic deposits of this period were approximately 8000 yr old.

RÉSUMÉ

Datation du Quaternaire supérieur en URSS au moyen du ¹⁴C

La datation du Quaternaire supérieur en URSS a eu lieu parallèlement au moyen du carbone-14 et de l'analyse des spores et pollens.

L'auteur donne comme exemples la datation et la division de l'Holocène du vaste gisement de tourbe de Berendejevo, des dépôts du bassin inférieur de l'Indigirka en Sibérie orientale et de l'Holocène de la terre François-Joseph. Il donne les résultats de la datation des mamouths de Taïmyr, de Tchekourovsk et de la rivière Berezovka. Enfin, grâce à l'étude du fractionnement du soufre dans la vase des anciens dépôts du fond de la mer Noire, on a pu établir à quel moment de l'ère holocène, l'eau de la mer Noire, douce à l'origine, est devenue salée. La datation par le carbone-14 des dépôts organiques de cette époque a donné environ 8 000 ans.

RESUMEN

Determinación de la edad del Cuaternario superior de la Unión soviética con ayuda de ¹⁴C.

La determinación de la edad del cuaternario superior de la Unión Soviética de ha efectuado paralelamente con ayuda del carbono-14 y por análisis de esporas y polen.

El autor describe a título de ejemplo la determinación de la edad y la distribución del Holoceno de un importante yacimiento de turba de «Berendeevo», de varios yacimientos de la cuenca inferior del río Indigirka (Siberia oriental) y del Holoceno de la Tierra de Francisco José. Presenta datos sobre la determinación de la edad de mamuts de Taimir, Chekurovski y Beresovski. Por último, basándose en el estudio del fraccionamiento del azufre en el barro de antiguos depósitos del fondo del Mar Negro, determinó en qué época del Holoceno el agua dulce se transformó en agua salada. La determinación de la edad de los sedimentos orgánicos mediante el ¹⁴C arrojó un valor del orden de los 8000 años.

ДАТИРОВАНИЕ ПО С¹⁴ ВЕРХНЕГО АНТРОПОГЕНА В СССР

Аннотация

Проводилось датирование верхнего антропогена в СССР по С¹⁴ и параллельно по спорово-пыльцевому анализу.

Приводятся в качестве примера датирования и расчленения голоцена крупной торфяной залежи «Берендеево», отложений бассейна нижнего течения р. Индигирки (Восточная Сибирь), голоцена Земли Франца Иосифа. Приводятся данные датирования слоя мамонтов – Таймырского, Чекуровского, Березовского. Наконец, на основе изучения фракционирования серы вилах древних отложений дна Чёрного моря, был установлен момент изменения пресноводного характера Черноморья в солонowodный бассейн в голоценовое время. Датирование по С¹⁴ органических осадков этого времени дало ~8000 лет.

REFERENCES

1. Vinogradov (A.P.), Devirts (A.L.), Dobkina (E.I.), Markova (N.G.) & Martyschenko (L.G.), 1960. – Opredelenie absolutnogo vozrasta po C¹⁴ s pomosci proportional'nogo scëtcika. – USSR Academy of sciences publishing house.
2. Vinogradov (A.P.), Devirts (A.L.), Dobkina (E.I.) & Markova (N.G.), 1962. – Opredelenie absolutnogo vozrasta po C¹⁴. *Geokhimiia*, 12, 5, p. 387.

3. *Vinogradov (A.P.)*, 1962. – Datering po C^{14} , in: *Radioisotopes in the physical sciences and industry*, **1**, pp. 75–89. – Vienna, International atomic energy agency.
4. *Mann (W.B.), Marlon (W.F.) & Wilson (H.W.)*, 1961. – *Int. J. appl. Radiat. Isot.*, **11**, 2–3, p. 67.
5. *Watt (D.E.), Ramsden (D.) & Wilson (H.W.)*, 1961. – *Int. J. appl. Radiat. Isot.*, **11**, 2–3, p. 68.
6. *Neustadt (M.I.)*, 1929. – *Vestn. Torf. Dela*, 2.
7. *Dibner (V.D.)*, 1961. – *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **138**, 4, p. 893.
8. *Groswald (M.G.), Devirts (A.L.) & Dobkina (E.I.)*, 1961. – *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **141**, 5, p. 1175.
9. *Korzhuev (S.S.) & Fedorova (P.V.)*, 1962. – *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **143**, 1, p. 181.
10. *Vinogradov (A.P.)*, 1963. – *Fractionnement des isotopes du soufre dans la mer Noire et son histoire*. *J. Chim. phys.*, 60, pp. 307–317.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА УКРАИНСКОГО ДОКЕМБРИЯ*

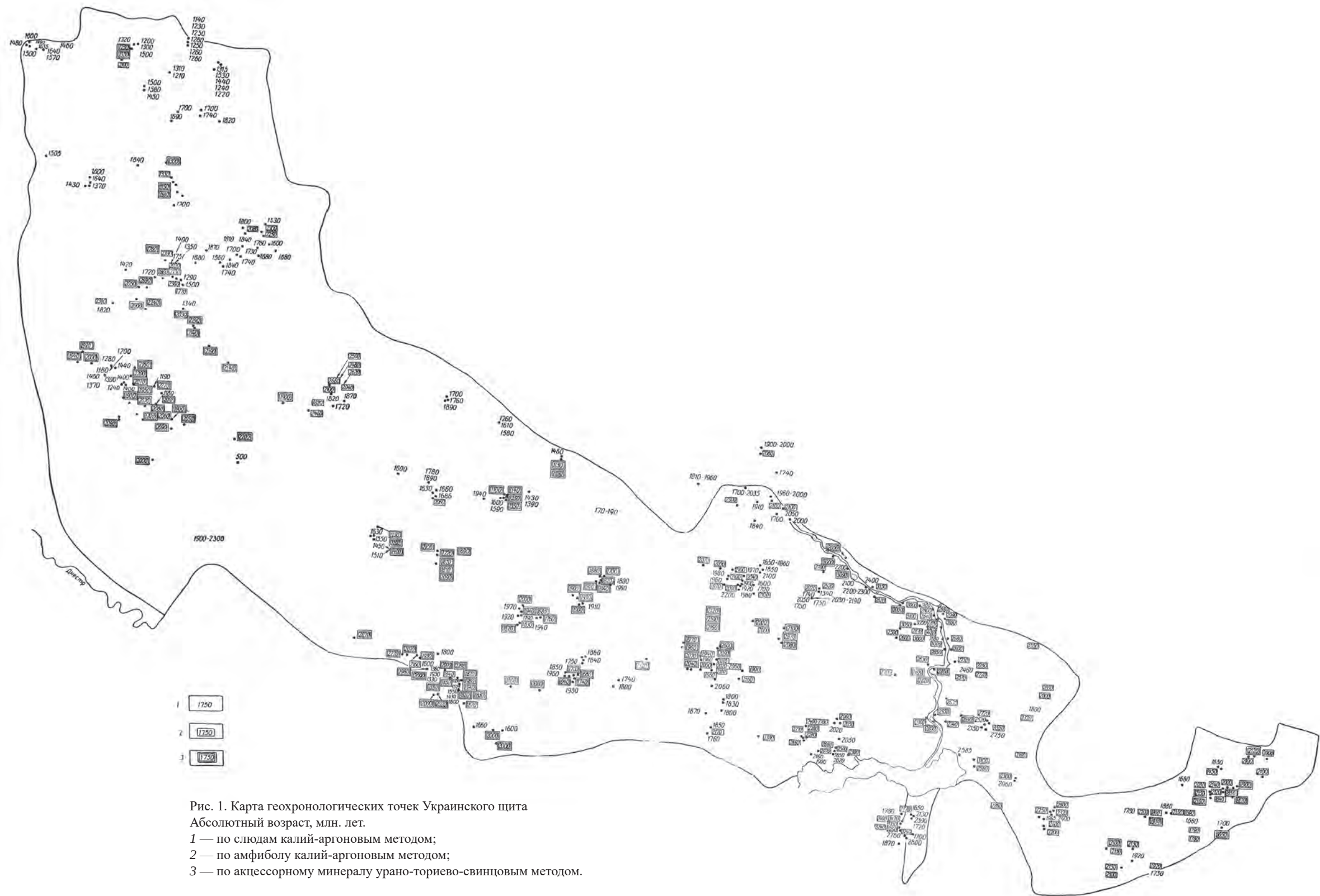
Систематические исследования по определению абсолютного возраста геологических формаций Украинского щита проводятся на протяжении 15 лет. Результаты этих исследований ежегодно обсуждаются на сессиях Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций Академии наук СССР. За этот период по геохронологии украинского докембрия опубликовано 50 докладов, представленных лабораториями различных организаций.

В настоящее время систематической геологической съёмкой в сочетании со структурно-тектоническими и минералого-петрографическими исследованиями охвачено большинство основных регионов Украинского щита и окаймляющих его структур, что позволяет построить первую геохронологическую карту (рис. 1) и провести геохронологическое районирование Украинского щита, хотя имеется ещё большое количество пробелов, так как территория освещена неравномерно из-за недостаточной оснащённости.

Геохронологическая съёмка проведена по аксессуарным минералам — монациту, циркону и ортиту урано-ториево-свинцовым методом, по амфиболу и слюдам калий-аргоновым методом. В небольшом объёме использован рубидиево-стронциевый метод. Такие перекрёстные определения одновременно по трём минералам из одних и тех же пород позволяют установить как время основного метаморфизма и кристаллизации магматических образований, так и проследить вторичные изменения, происходившие вследствие наложения более поздних тектоно-магматических процессов.

Как видно из методических исследований, амфиболы обладают большой термической устойчивостью, удерживая аргон до 900° С, поэтому обычно возрастные значения, полученные калий-аргоновым методом по амфиболам, совпадают с возрастными значениями урано-ториево-свинцового метода по аксессуарным минералам. Что касается возрастных значений, определённых по слюдам, то они близко совпадают с возрастными значениями аксессуариев и амфиболов только в пределах более молодых регионов, сформированных третьим и четвёртым докембрийскими мегациклами. На территориях более древних регионов, сформированных вторым и первым докембрийскими мегациклами, возрастные значения по слюдистым

* Геохронология докембрия Украины. Киев, 1965. С. 5-15. Соавт.: Семененко Н.П., Комлев Л.В., Тугаринов А.И.



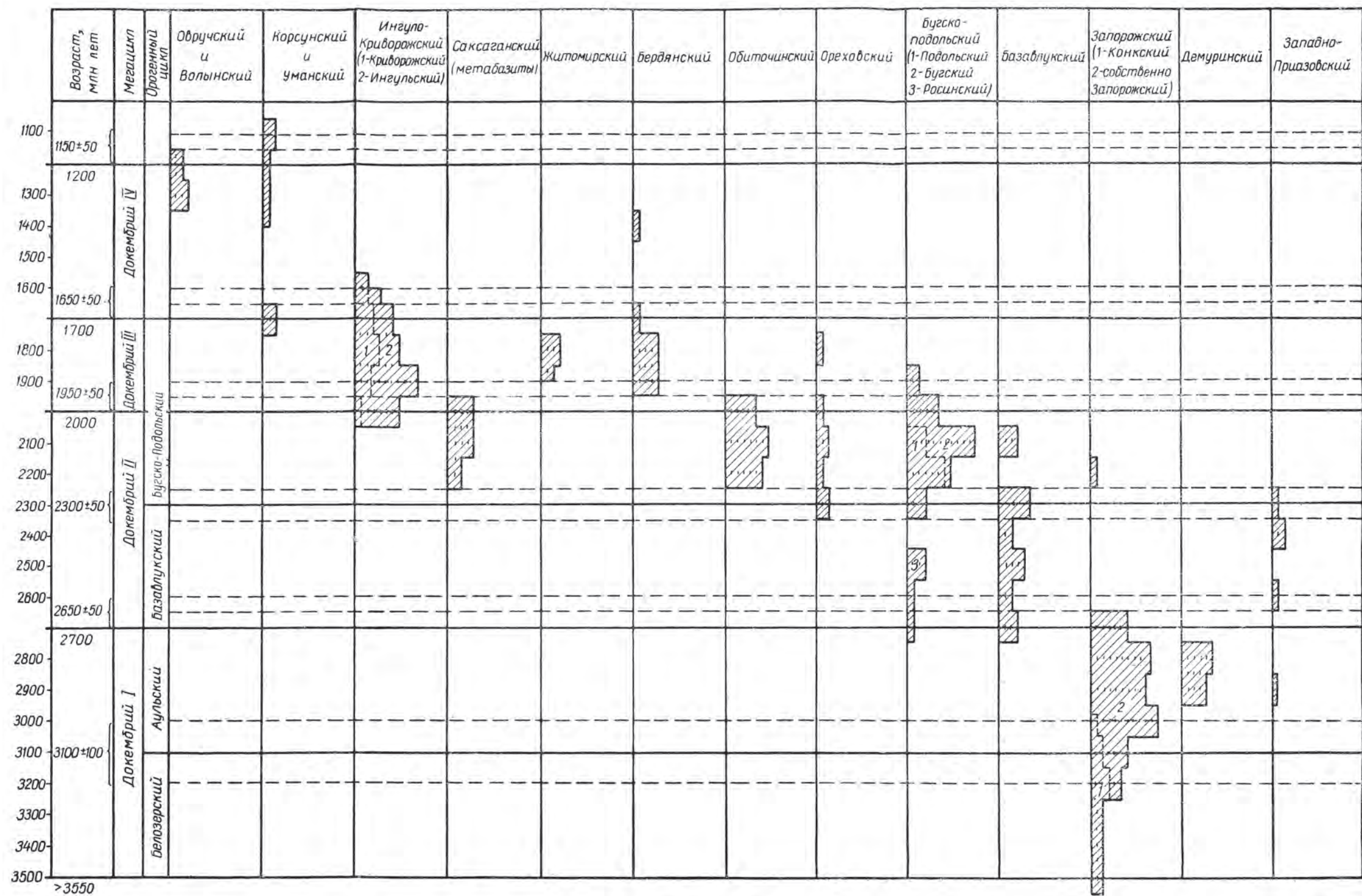


Рис. 2. Гистограмма по возрасту амфиболов и аксессуаров.

минералам обычно омоложены. Поэтому за основу геохронологического расчленения принимаются возрастные значения, полученные по амфиболом и акцессориям.

Геохронологические данные для метаморфизованных осадочно-вулканогенных формаций и магматических образований позволяют проследить время метаморфизма толщ и внедрения синхронных интрузий магматических масс, что даёт возможность выделить тектоно-магматические циклы. Естественно, что время седиментации толщ остаётся неизвестным. Однако оно может быть косвенно определено с некоторым приближением.

Если разделить территорию на регионы по древнейшим возрастным значениям, установленным для метаморфической толщи, развитой в пределах региона, то выясняется тот древнейший возраст, моложе которого не может быть время седиментации данной толщи. Таким образом, намечаются отрезки времени, между которыми укладывается время седиментации толщ.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА ПО ВОЗРАСТУ АМФИБОЛОВ И АКЦЕССОРИЕВ

Структурно-геохронологические регионы выделяются по возрастам амфиболов и акцессорных минералов, которые приняты за основу геохронологического расчленения (рис. 2). По этим данным формирование геологических формаций на Украинском щите проходило в период от 1200 до 3550 млн. лет. Выделяется четыре мегацикла, в млн. лет: докембрий I — от 2700 (2650 ± 50) до 3550; докембрий II — от 2000 (1950 ± 50) до 2700; докембрий III (1650 ± 50) — от 1700 до 2000 и докембрий IV — от 1200 (1150 ± 50) до 1700.

Щит закончил своё развитие 1200 млн. лет назад. На его западном склоне располагаются рифейские отложения. Складчатые зоны докембрия IV возрастом от 570 до 1200 (1150 ± 50) млн. лет окаймляют Украинский щит с запада в фундаменте Карпат и с юга в фундаменте Горного Крыма.

На Украинском щите также проходили более поздние разломные движения и вулканические внедрения, связанные с ними: в рифее и раннем палеозое возрастом 500 млн. лет в западной части щита по р. Соби, в герцинском цикле возрастом 300 млн. лет в зоне сочленения с Донбассом и мезозойском цикле в юре возрастом 170–190 млн. лет в центральной части щита в Балтышской впадине.

На геохронологической карте украинского докембрия на основе возрастов амфиболов и акцессориев выделяются структурно-геохронологические регионы в пределах мегациклов (рис. 3). За основу выделения геологических границ структурных геохронологических регионов взята геолого-тектоническая карта Украинского щита, составленная Н.П. Семененко.

Геологические формации, образовавшиеся в период первого докембрийского мегацикла от 2700 до 3550 млн. лет, выступают в Запорожском структурно-геохронологическом регионе, прослеживающемся по р. Днепру от с. Мишурина Рога до Днепра и далее на южном склоне щита в Белозерском районе. Он прослеживается от г. Запорожья через Конкскую зону до Ореховской зоны. Кроме того, геологические формации, сформированные в первом докембрийском мегацикле возрастом 2900–3000 млн. лет, выступают в Демурином массиве по р. Саксагани среди более молодых образований, а также в Западно-Приазовском регионе (Стульнево, Б. Токмак).

Геологические формации второго докембрийского мегацикла (2000–2700 млн. лет) установлены в пяти структурно-геохронологических регионах, из которых основными являются Базавлукский регион в центральной части щита и Бугско-Подольский регион, слагающий западную часть щита.

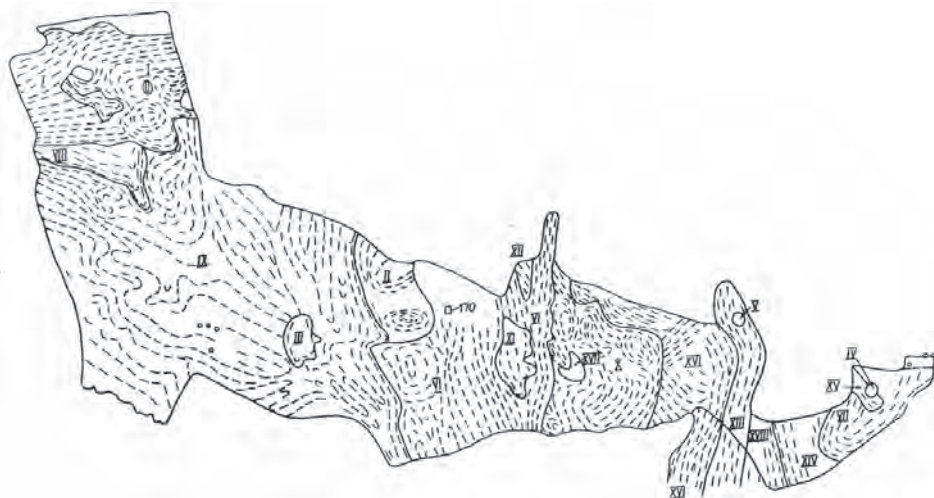


Рис. 3. Геохронологическая карта украинского докембрия в мегациклах по амфиболам и акцессориям (составил Н.П. Семененко)

Структурно-геохронологические регионы (млн. лет) докембрий IV; I — Овручско-Волынский (1200-1700), II — Корсунский (1200-1700), III — Уманский (1200-1700), IV — Мариупольский (1450-1700), V — Терсянский; докембрий III: VI — Ингуло-Криворожский (1700-2000), VII — Бердянский (1700-2000), VIII — Житомирский (1700-2000); докембрий II: IX — Бугско-Подольский (2000-2700), X — Базавлукский (2000-2700), XI — Ингулецкий (2000-2700), XII — Кременчугский (2350), XIII — Ореховский (2100-2300), XIV — Обиточинский (2000-2300), XV — Великокыльчичинский (2000-2300); докембрий I: XVI — Запорожский (2700-3550), XVII — Демури́нский (2900-3000); XVIII — Западно-Приазовский (2850). Линии на рисунке показывают прости́рание пород.

Базавлукский регион, сформированный в период от 2000 до 2700 млн. лет, на востоке окаймляется по подошве нижней криворожской свитой Криворожско-Кременчугского синклинория и с севера и востока окаймляется выступающими древнейшими формациями докембрия I Запорожского региона. В этот период здесь шло образование геологических формаций, начиная от верховцевской серии до саксаганской метабазитовой серии. Бугско-Подольский регион сформирован в период от 2000 до 2700 млн. лет. На севере он ограничивается Житомирским регионом, где выступают формации докембрия III, а также Коростенским и Овручско-Волынским регионами, сложенными формациями докембрия IV. На востоке Бугско-Подольского региона развиты структуры докембрия II, ограничивающиеся Корсунским плутоном, сформированным в четвертом докембрийском мегацикле, и Ингульской зоной геологических формаций, сформированной в период третьего докембрийского мегацикла. В этом большом регионе образовались геологические формации гнейсо-пироксеновой серии и чарнокитов р. Буга, хошеватозавальевской ритмической серии, тетеревской серии гнейсов и чудново-бердичевских гранитов, красных чарнокитовых гранитов росинской серии и др. Геологические формации докембрия II в Ингульском массиве возрастом 2000-2650 млн. лет и в Кременчугском массиве возрастом 2300 млн. лет выступают среди складчатой зоны Ингуло-Криворожского региона, сформированного в докембрии III.

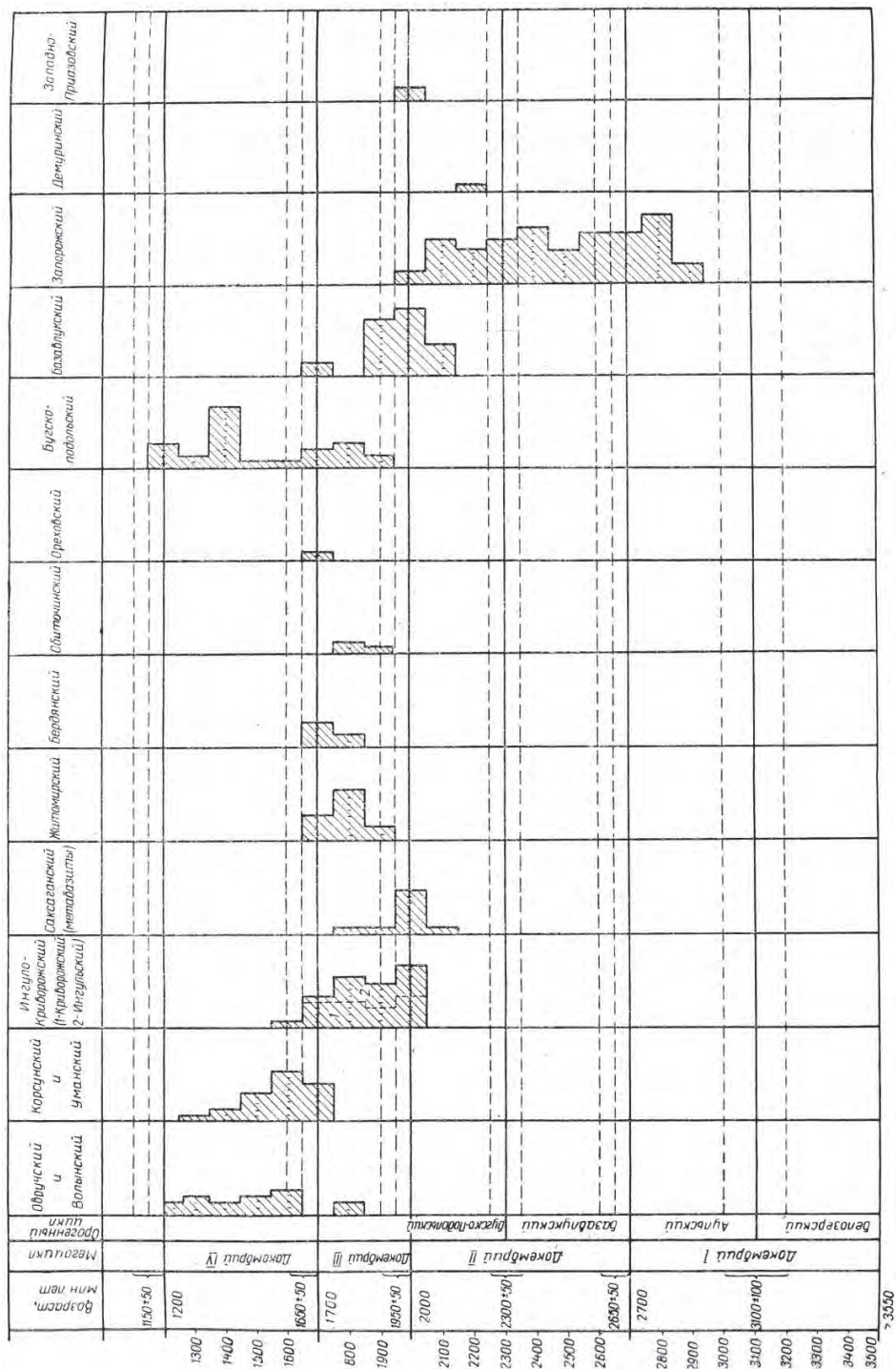


Рис. 4. Гистограмма по возрасту слюд.

Вопрос о размерах Ингулецкого массива дискуссионный. Здесь бесспорно установлены древние породы возрастом 2650 млн. лет урано-ториево-свинцовым методом для районов сел Искровка, Реево и др. по р. Ингульцу. Возраст Верблюжского массива датируется М.Н. Ивантишиным по монацитам до 2200 млн. лет и Боковьянского — 2050 млн. лет. Однако для Ингулецкого массива получены также возрастные значения 1600 млн. лет. Возможно, в антиклинальный выступ пород фундамента на западном борту Криворожского синклинория внедрялись и более молодые интрузии.

В восточной части щита выделяется Ореховский регион, сформированный в период второго докембрийского мегацикла возрастом от 2100 до 2300 млн. лет. Он представляет собой вытянутую в меридиональном направлении зону, прослеживающуюся на южном и северном склонах щита. Наконец, в приазовской части щита к востоку от Западно-Приазовского региона докембрия II выступает в Обиточинском и Велико-Кильтичинском регионах.

Геологические формации, возникшие в период третьего докембрийского мегацикла от 1700 до 2000 млн. лет, известны в трёх структурно-геохронологических регионах в центральной части, на западе и востоке щита. В центральной части выступает главный Ингуло-Криворожский регион, сформированный в период от 1700 до 2000 млн. лет, прослеживающийся на западе от границы с Коростенским плутоном и Бугско-Подольским регионом до границы с Базавлукским регионом докембрия II на востоке. Его восточную часть представляет Криворожско-Кременчугский синклинорий, в пределах которого с востока породы криворожской серии, простирающиеся субмеридионально, контактируют несогласно с породами саксаганской метабазитовой серии, простирающейся субширотно в северо-западном направлении, и более древними образованиями, выступающими между ними, возрастом до 3000 млн. лет, например Демуринский регион.

Возраст саксаганской метабазитовой серии от 2000 до 2100-2200 млн. лет, что соответствует верхней части второго докембрийского мегацикла. Возраст метаморфизма криворожской серии составляет 1700-2000 млн. лет.

А.И. Тугаринов проводил исследования по прямому определению времени осадконакопления кварцито-песчаников нижней свиты криворожской и сланцев ингулецкой (верхнекриворожской) серий. Для смеси сульфидов из цемента песчаников он установил возраст 2300-2600 млн. лет. Однако с таким же успехом можно принять, что эти определения отражают возраст детритусовых минералов, попавших в песчаники при размыве древнего фундамента. Поэтому этот вопрос в настоящее время не может быть решён однозначно.

Для апатита из сланцев ингулецкой серии, который принимался за образование сингенетичное с осадконакоплением, Тугаринов установил возраст 1800 млн. лет. Этот возраст синхронный и возрасту метаморфизма ингулецкой серии в пределах Криворожского синклинория. Если бы дальнейшими исследованиями подтвердился более древний возраст седиментации криворожской серии, то тогда граница между Ингуло-Криворожским структурно-геохронологическим регионом докембрия III и Базавлукским регионом докембрия II была бы передвинута на 1-2 км к западу по несогласному контакту криворожской и ингулецкой серий. Западную часть этого региона слагают ингульские гнейсовые серии и интродуцирующие в них Долинский, Бобринецкий и Кировоградский гранитные массивы (между Криворожской и Ингулецкой зонами выступает срединный Ингулецкий массив).

Северная часть ингуло-ингулецкого водораздела к северу от Кировограда совершенно не освещена из-за отсутствия обнажений.

Вторым структурно-геохронологическим регионом докембрия III является Житомирский регион в западной части по р. Тетереву, где Н.П. Щербаком установлены возрасты для житомирских гранитов 1700-1900 млн. лет. Блоки фундамента, сложенного этими же геологическими формациями докембрия III, выступают и среди поля геологических формаций докембрия III в Овручско-Волынском регионе.

Третьим структурно-геохронологическим регионом является Бердянский район в приазовской части щита возрастом от 1700 до 2000 млн. лет, описанный В.П. Куцем. Здесь в бассейне Берды, а также по р. Кильтичье в Старо-Крымском районе развита бердянская серия гнейсов и сланцев, отличающаяся ритмическим характером переслаивания. С этим же III докембрийским мегациклом в данном регионе связаны интрузии так называемых анатолийских гранитов.

Геологические формации, образовавшиеся в течение четвёртого докембрийского мегацикла от 1200 до 1700 млн. лет, выступают в северо-западной части щита в Овручско-Волынском структурно-геохронологическом регионе. Кроме того, они известны в виде интрузивных образований этого мегацикла в Корсунском и Уманском регионах в центральной части щита и в Октябрьском и Терсянском массивах в восточной и приазовской части щита.

В этот период формировалась осницкая вулканогенная серия, волинская серия гнейсов и овручская серия ритмических отложений песчанико-кварцитов, сланцев и вулканогенных образований основного и кислого состава, а также проходили интрузии осницких и коростенских гранитов, габбро и др., заканчивающиеся мощными метасоматическими процессами Пержанской зоны.

РАЙОНИРОВАНИЕ ЩИТА ПО ВОЗРАСТАМ СЛЮД

Как видно из гистограммы (рис. 4), на Украинском щите широко развиты породы третьего (возрастом 1700-2000 млн. лет) и четвёртого (возрастом 1200-1700 млн. лет) докембрийских мегациклов.

Только в Запорожском структурно-геохронологическом регионе, сформированном в течение первого докембрийского мегацикла в период от 2700 до 3500 млн. лет, известны породы возрастом от 2100 до 2700 млн. лет, отвечающие наложенному метаморфизму второго докембрийского мегацикла, во время которого формировался расположенный по соседству Базавлукский регион. По слюдам установлен возраст 2800-2900 млн. лет, отвечающий верхней части первого докембрийского мегацикла (рис. 5).

В Ингулецко-Криворожском регионе, сформированном в третьем докембрийском мегацикле от 1700 до 2000 млн. лет, возраст биотитов совпадает с возрастом, полученным по роговым обманкам и по акцессориям. Это свидетельствует, очевидно, о том, что здесь после формирования Ингуло-Криворожского региона не проявлялись последующие процессы. Возраст по амфиболам и акцессориям совпадает с возрастом по биотитам также в Бердянском регионе Приазовья и Житомирском районе в западной части щита. Биотиты возрастом 1700-2000 млн. лет широко развиты во всех структурно-геохронологических регионах, сформированных во втором докембрийском мегацикле. В меньшей мере слюды возрастом 1700-2000 млн. лет представлены в Запорожском структурно-геохронологическом регионе, только частично в Белозерском участке, сформированном в первом докембрийском мегацикле.

В Бугско-Подольском структурно-геохронологическом регионе слюды возрастом 1700-2000 млн. лет развиты только в северной части региона и на востоке; в южной части этого региона распространены слюды с ещё более молодыми возрастными значениями, отвечающими четвёртому докембрийскому мегациклу (рис. 6).

В Овручско-Волынском структурно-геохронологическом регионе, сформированном в IV докембрийском мегацикле, возраст слюд совпадает или даже бывает древнее возраста роговых обманок и акцессориев. Сюда же относятся Корсунский и Уманский регионы.

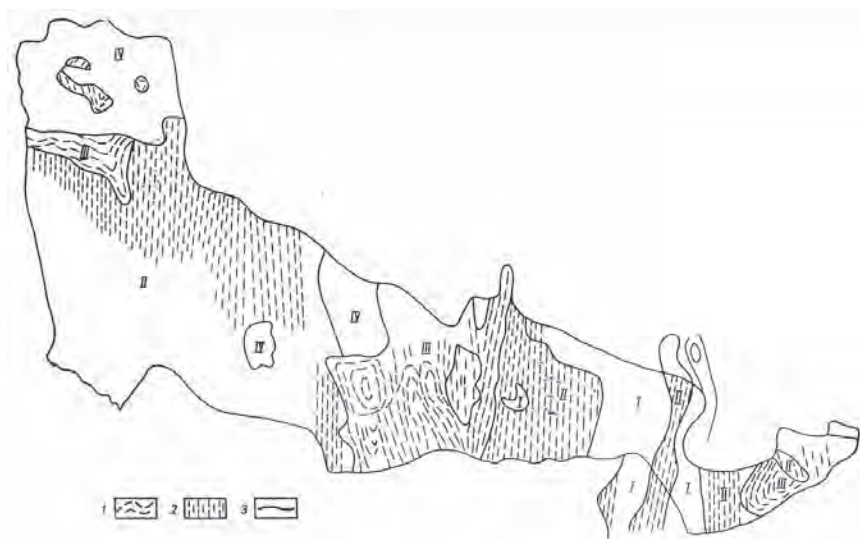


Рис. 5. Геохронологическая карта распространения слюд, возраст которых отвечает кироворожскому мегациклу (докембрий III) докембрия Украины (составил Н.П. Семененко):

1 — области распространения слюд с возрастными значениями 1700-2000 млн. лет, совпадающими с возрастом акцессориев и амфиболов, отвечающих III докембрийскому мегациклу; 2 — ареалы распространения слюд с возрастными значениями 1700-2000 млн. лет в областях, где возрастные значения по акцессориям и амфиболом отвечают времени формирования более древних мегациклов; 3 — граница между структурно-геохронологическими регионами (римские цифры на рисунке обозначают мегациклы)

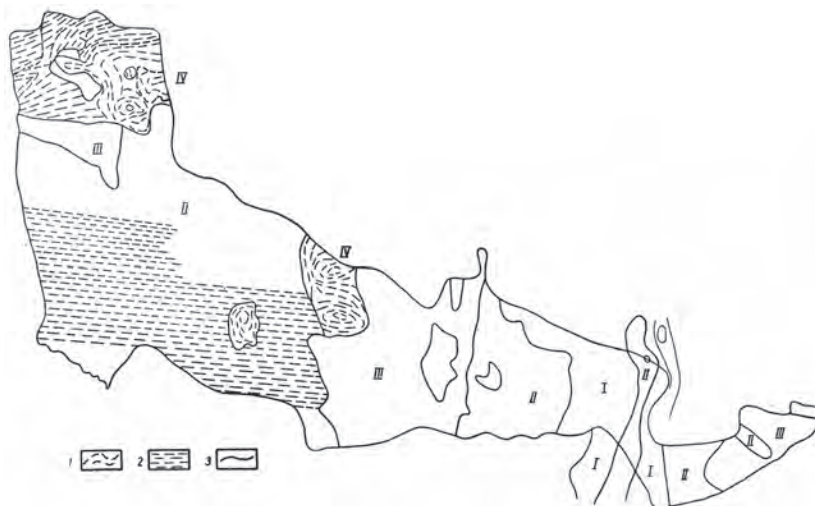


Рис. 6. Геохронологическая карта распространения слюд, возраст которых отвечает овручско-волыньскому мегациклу (докембрий IV) докембрия Украины (составил Н.П. Семененко):

1 — области распространения слюд с возрастными значениями 1200-1700 млн. лет, совпадающими с возрастными значениями акцессориев и амфиболов, отвечающими IV докембрийскому мегациклу; 2 — области распространения слюд с возрастными значениями 1200-1700 млн. лет в областях, где возрастные значения по акцессориям и амфиболом отвечают времени формирования более древних мегациклов; 3 — границы между структурно-геохронологическими регионами (римские цифры на рисунке обозначают мегациклы).

Структурно-геохронологические районы:

Выделение в пределах мегацикла (млн. лет)	Выделение в пределах орогенических циклов (млн. лет)	Выделение в пределах мегацикла (млн. лет)	Выделение в пределах орогенических циклов (млн. лет)
<i>Докембрий IV</i>		<i>Докембрий II</i>	
I — Овручско-Волынский (1200-1700)	I а — Овручский (1200-1500)	IX — Бугско-Подольский (2000-2700)	IX а — Бугско- Подольский (2000-2300)
	I б — Волынско- Осницкий (1500-1700)		IX б — Росинский (2300-2700)
	I в — Коростенский (1200-1750)	X — Базавлукский (2000-2700)	X а — Саксаганский метабазитовый (2000-2100)
II — Корсунский (1200-1700)			X б — Собственно базавлукский (2300-2700)
III — Уманский (1200-1700)			XII — Кременчугский (2350)
IV — Мариупольский (1450-1700)		XI — Ингулецкий (2000-2700)	XIII — Ореховский (2100-2300)
V — Терсянский			XIV — Обиточинский (2000-2300)
			XV — Кильтичинский (2000-2300)
<i>Докембрий III</i>		<i>Докембрий I</i>	
VI — Ингуло- криворожский (1700-2000)		XVI — Запорожский (2700-3550)	XVI а — Мишурин Рог — Запорожский по р. Днепру (2700-3100 ± 100)
VII — Бердянский (1700-2000)			XVI б — Конкско- Белозерский (3100±100- 3550)
VIII — Житомирский (1700-2000)			XVII — Демури́нский (2900-3000)
			XVIII — Западно- Приазовский (2860)

В южной части Бугско-Подольского региона возраст слюд составляет 1200-1700 млн. лет (в основном здесь преобладают возрасты 1200-1500 млн. лет). Омоложение возрастов слюд по сравнению с возрастными аксессуарами 1900-2300 млн. лет на этой территории объясняется тектоническими движениями, связанными с внедрением Уманского гранитного массива на востоке, возраст которого опускается до 1700 млн. лет. Однако в этом регионе не установлены дайки диабазов и зоны милонитов возрастом 1200 млн. лет.

О геохронологической шкале Украинского щита. Приведённые данные по геохронологическому районированию и расчленению Украинского щита на мегациклы позволяют провести и дальнейшее расчленение геохронологической шкалы докембрия в исторических отрезках времени, отвечающих орогеническим циклам.

Так, в области Запорожского структурно-геохронологического региона выделяется Конкско-Белозерский район, сформированный в период 3100 ± 100 — 3550 млн. лет, и Запорожский район по Днепру, сформированный в период от 2700 (2650 ± 50) до 3100 млн. лет Акульского орогенеза (рис. 7).

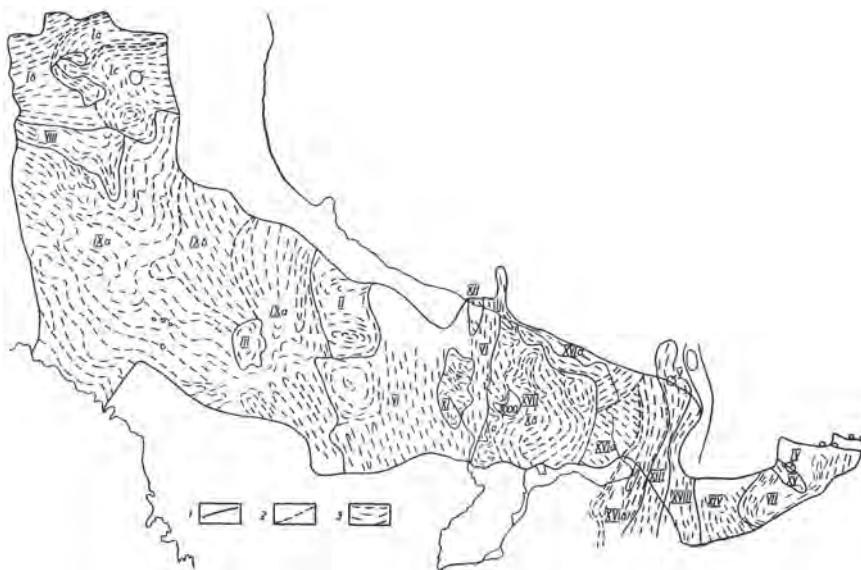


Рис. 7. Геохронологическая карта украинского докембрия в орогенических циклах (по возрасту амфиболов и аксессуариев) (составил Н.П. Семененко):

- 1 — границы между структурно-геохронологическими регионами в пределах мегациклов;
2 — границы между структурно-геохронологическими регионами в пределах орогенических циклов;
3 — линии простираия пород.

В области Бугско-Подольского структурно-геохронологического региона, сформированного на протяжении II докембрийского мегацикла, выделяется Росинский район, сформированный в период 2300-2700 млн. лет с собственно бугско-подольским периодом формирования от 1950 до 2300 млн. лет.

В интервале 2100-2300 млн. лет проходило формирование и Ореховского структурно-геохронологического региона. В период 2000-2300 млн. лет формировался Обиточинский регион Приазовья. Верховцевская серия в Базавлукском регионе образовалась в период 2300-2700 млн. лет. В Базавлукском структурно-геохронологическом регионе может быть выделен по метаморфизму собственно Базавлукский регион возрастом 2300-2700 млн. лет и Саксаганский метабазитовый регион возрастом 2000-2100 млн. лет, которые находятся между Ингуло-Криворожским регионом III мегацикла и Базавлукским регионом II мегацикла.

В Овручско-Волынском структурно-геохронологическом регионе можно выделить Осницко-Волинский район с возрастными значениями 1500-1700 млн. лет и Овручский район с возрастными значениями 1200-1500 млн. лет, формирование которых связано с возможным выделением здесь овручского и волинского орогенозов.

Для V докембрийского мегацикла, складчатые области которого окаймляют с запада и юга Украинский щит, устанавливается также два больших орогенических цикла: Раховский для фундамента Карпат возрастом 570-700 млн. лет и Таврический возрастом 800-1100 млн. лет в фундаменте Крымского мегаантиклинория, отвечающий гиперборейскому циклу Балтийского щита.

Таким образом, в региональной геохронологической шкале Украинского щита, кроме мегациклов, могут быть выделены орогенические циклы, отвечающие по объёму палеозойскому или мезокайнозойскому мегациклу:

Мегациклы, млн. лет	Орогенические циклы, млн. лет	Мегациклы, млн. лет	Орогенические циклы, млн. лет
Докембрий V (1200)	Раховский (800) Таврический (1200)	Докембрий II (2700)	Бугско-подольский (2300) Базавлукский (2700)
Докембрий IV (1700)	Овручский (1500) Волынский (осницкий) (1700)	Докембрий I (3500) >3500	Аульский (3100) Конкский (>3100)
Докембрий III (2000)	Криворожский (2000)		

Намечается и более дробное расчленение геохронологической шкалы на группы, отвечающие по отрезку времени каледонскому или герцинскому орогенезу. Так, в пределах второго докембрийского мегацикла в верхней части Бугско-Подольского региона выделяется возрастная группа 1950-2100 млн. лет, отвечающая бугскому орогенезу и интрузии красных чарнокитовых гранитов. В Базавлукском регионе этому периоду отвечает время метаморфизма саксаганской метабазитовой серии 2000-2100 млн. лет.

В составе Ингуло-Криворожского структурно-геохронологического региона выделяется собственно криворожская группа возрастом 1850 ± 50 - 2000 ± 50 млн. лет и ингулецкая группа возрастом 1700-1850 млн. лет. В Овручском районе выделяется собственно овручская группа возрастом 1300-1500 млн. лет и постовручская группа 1150 ± 50 -1300 млн. лет. Намечается также выделение возрастных групп в I докембрийском мегацикле, хотя обоснование их имеющимися статистическими геохронологическими данными ещё недостаточно.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА УКРАИНСКОГО ДОКЕМБРИЯ*

Систематические исследования по определению абсолютного возраста геологических формаций Украинского щита проводятся на протяжении 15 лет. Результаты их ежегодно обсуждаются на сессиях Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций Академии наук СССР. За этот период по геохронологии Украинского докембрия в трудах сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций опубликовано 50 докладов, представленных лабораториями Института геохимии и аналитической химии им. Вернадского Академии наук СССР, Радиёвого института им. Хлопина и Института геологических наук Академии наук УССР.

* Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. Тр. XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций при ОНЗ АН СССР. М., 1966. С. 82 – 94. Соавт.: Семененко Н.П., Тугаринов А.И., Комлев Л.В.

В настоящее время систематической геологической съёмкой в сочетании со структурно-тектоническими минералого-петрографическими исследованиями охарактеризовано уже большинство основных регионов Украинского щита и окаймляющих его структур, что позволяет построить первую геохронологическую карту и провести геохронологическое районирование Украинского щита, хотя и имеется ещё большое количество пробелов в связи с тем, что территория изучена неравномерно из-за недостаточной обнаженности.

Геохронологическая съёмка проведена по акцессорным — монациту, циркону и ортиту — урано-ториево-свинцовым методом, по амфиболу и слюдам — калий-аргоновым методом. В небольшом объёме использован рубидий-стронциевый метод. Такие перекрёстные определения одновременно по трём минералам из одних и тех же пород позволяют как установить время основного метаморфизма и кристаллизации магматических образований, так и проследить вторичные изменения, проходившие вследствие наложения более поздних тектоно-магматических процессов.

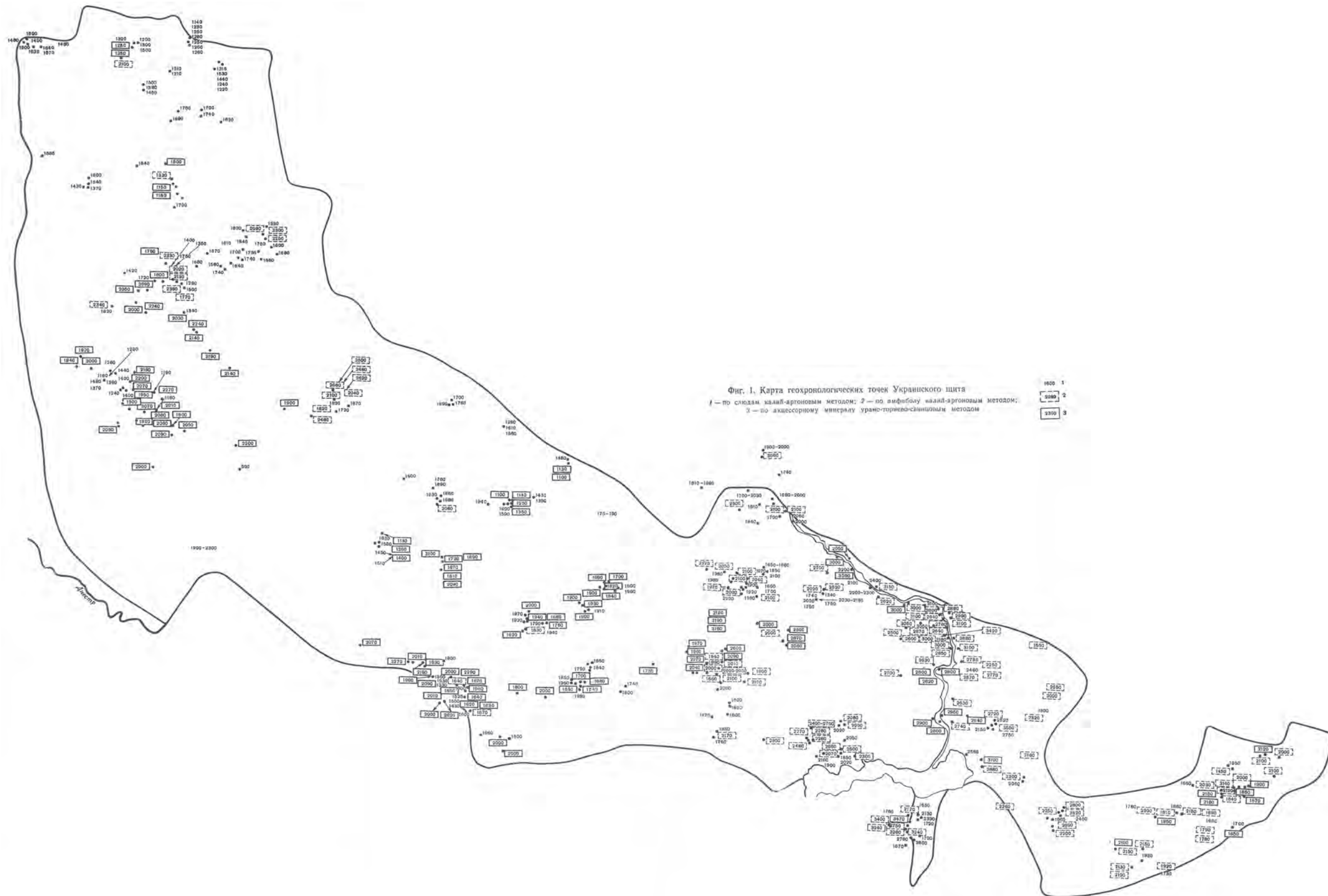
Как видно из приведённых ниже результатов методических исследований, амфиболы обладают большой термической устойчивостью, удерживая аргон до 900° С. Поэтому обычно возрастные значения, полученные калий-аргоновым методом по амфиболам, совпадают с возрастными значениями, полученными урано-ториево-свинцовым методом по акцессорным минералам. Возрастные значения, полученные калий-аргоновым методом для слюдистых минералов, близко совпадают с возрастными значениями, полученными по акцессориям урано-ториево-свинцовым методом и аргоновым методом по амфиболам, только в пределах более молодых регионов, сформированных в течение третьего и четвёртого докембрийских мегациклов, а на территориях более древних регионов, сформированных во втором и первом докембрийских мегациклах, возрастные значения по слюдистым минералам обычно омоложены. За основу геохронологического расчленения, построения шкалы и геохронологического районирования принимаются возрастные значения, полученные по амфиболам и акцессориям, а возрастные значения, полученные по слюдам, используются для прослеживания последующей геологической истории.

Возрастные значения получены как для метаморфизованных осадочно-вулканогенных формаций, так и для магматических образований, что позволяет проследить и время метаморфизма толщ, и время синхронных интрузий магматических масс и связать в тектоно-магматические циклы складкообразование, метаморфизм и магматизм. Естественно, что время седиментации толщ остаётся при этом неизвестным. Однако оно может быть косвенно определено с известным приближением.

Если разделить территорию на регионы по древнейшим возрастным значениям, которые установлены для метаморфической толщи, развитой в пределах региона, то выясняется тот древнейший возраст, моложе которого не может быть время седиментации данной толщи. Таким образом могут устанавливаться отрезки времени, между которыми укладывается время седиментации толщ.

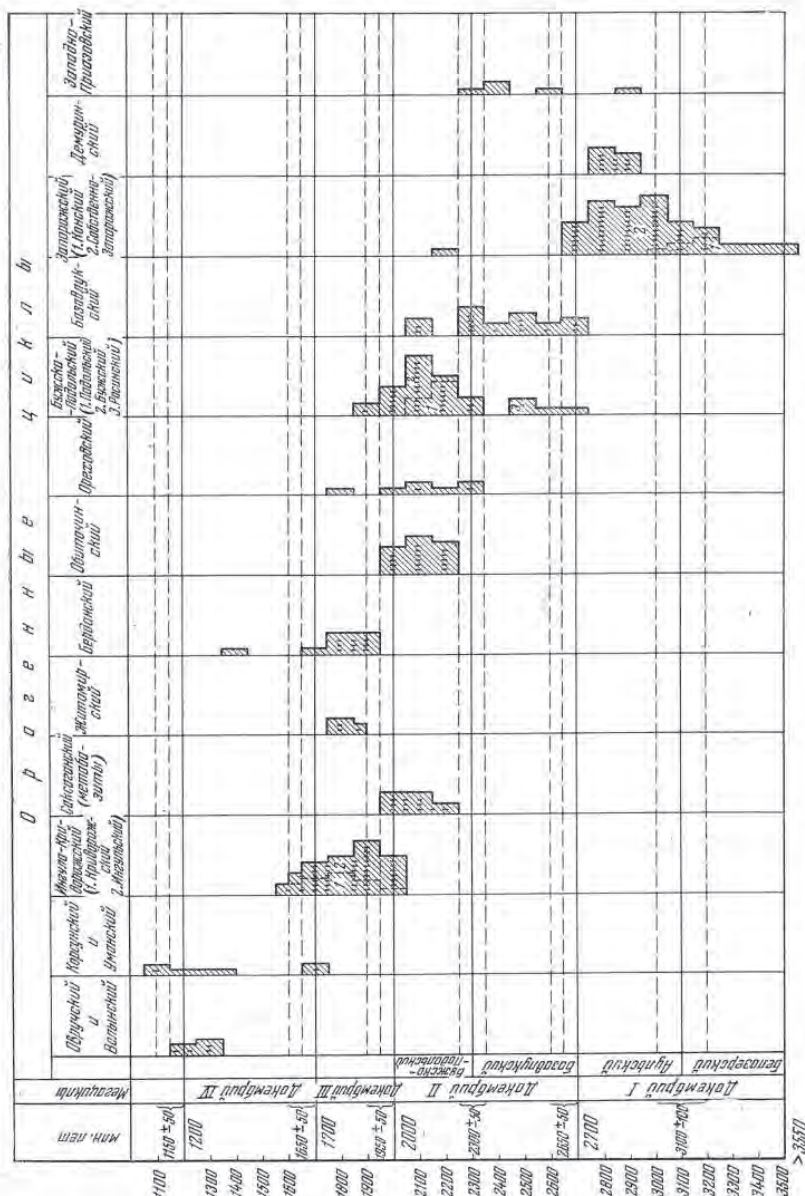
В последнее время Е.В. Бибиковой, А.И. Тугариновым и С.И. Зыковым предпринята попытка определения непосредственного времени седиментации осадков свинцово-урановым методом по сингенетично накопленному в них урану.

Карта геохронологических точек, из которых отбирались пробы для определения абсолютного возраста, приводится ниже (фиг. 1). На карте геохронологической съёмкой охвачены все основные геологические формации и геолого-структурные районы Украинского кристаллического щита, хотя распределение точек неравномерно вследствие неодинаковой обнажённости районов. Эти пробелы по возможности восполнялись определениями возрастов минералов из керна скважин, пробуренных в районах водоразделов. На карте знаками показаны значения возраста по амфиболам и слюдам, полученные аргоновым методом.



ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА ПО ВОЗРАСТУ АМФИБОЛОВ И АКЦЕССОРИЕВ

Ниже приводится гистограмма структурно-геохронологических регионов, выделяющихся по значениям абсолютного возраста амфиболов, полученных калий-аргоновым методом, и акцессорных минералов, полученных урано-ториево-свинцовым методом, которые приняты за основу геохронологического расчленения (фиг. 2).



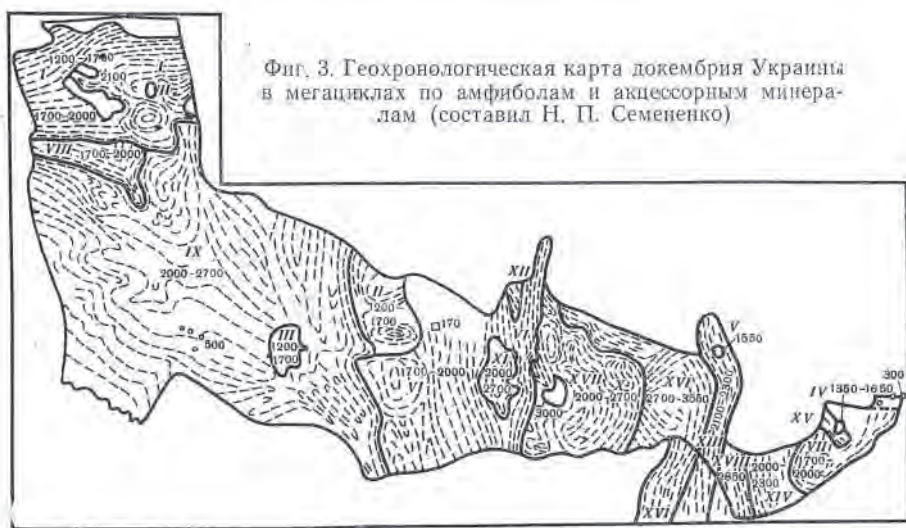
Фиг. 2. Гистограмма структурно-геохронологических регионов, выделяющихся по возрасту амфиболов и акцессорных минералов

По этим данным, формирование геологических формаций в Украинском щите проходило в период 1200-3550 млн. лет. Выделяются четыре мегацикла: докембрий I — от 2700 (2650±50) до 3550 млн. лет; докембрий II — от 2000 (1950±50) до 2700 млн. лет; докембрий III от 1700 (1650±50)) до 2000 млн. лет; докембрий IV — от 1200 (1150±50) до 1700 млн. лет. В соответствии с принятой в 1964 г. геохронологической шкалой Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций докембрий I соответствует архею, докембрий II — нижнему протерозою, докембрий III — среднему протерозою, а докембрий IV — нижней части верхнего протерозоя.

Украинский щит закончил своё развитие 1200 млн. лет тому назад. На его западном склоне в платформенном залегании располагаются рифейские отложения. Складчатые зоны докембрия IV возрастом от 570 до 1200 (1150±50) млн. лет, окаймляют Украинский щит с запада в фундаменте Карпат и с юга в фундаменте Горного Крыма.

В Украинском щите имели место и более поздние разломные движения и связанные с ними вулканические процессы: в рифее и нижнем палеозое (500 млн. лет в западной части щита по р. Соби), в герцинском цикле (300 млн. лет) в зоне смыкания с Донбассом и мезозойском цикле в юре (170-190 млн. лет), в центральной части щита в Балышской впадине.

На геохронологической карте украинского докембрия на основе полученных значений возраста амфиболов и акцессорных минералов выделяются структурно-геохронологические регионы в пределах мегациклов (см. фиг. 3); возрастное подразделение мегациклов приведено ниже.



Фиг. 3. Геохронологическая карта докембрия Украины в мегацклах по амфиболам и аксессуарным минералам (составил Н. П. Семененко)

Абсолютный возраст мегациклов (в млн. лет):

570-1150±50	докембрий V	2000-2700	докембрий II
1200-1700	докембрий IV	2700-3550	докембрий I
1700-2000	докембрий III		

Структурно-геохронологические регионы:

Докембрий IV

I — Овручско-Волинский — 1200-1700, *II* — Корсунский — 1200-1700, *III* — Уманский — 1200-1700, *IV* — Мариупольский — 1450-1700, *V* — Терсянский.

Докембрий III

VI — Ингуло-Криворожский — 1700-2000, *VII* — Берданийский — 1700-2000, *VIII* — Житомирский — 1700-2000.

Докембрий II

IX — Бужско-Подольский — 2000-2700, *X* — Базавлукский — 2000-2700, *XI* — Ингулецкий — 2000-2700, *XII* — Кременчугский — 2350, *XIII* — Ореховский — 2100-2300, *XIV* — Обиточинский — 2000-2300, *XV* — Верхне-Кильтичынский — 2000-2300.

Докембрий I

XVI — Запорожский — 2700-3550, *XVII* — Демури́нский — 2900-3000, *XVIII* — Западно-Приазовский — 2860.

За основу выделения геохронологических границ структурных геохронологических регионов взята геолого-тектоническая карта Украинского щита Н.П. Семененко, выпущенная в 1963 г.

Геологические формации первого докембрийского мегацикла (2700-3550 млн. лет) выступают в Запорожском структурно-геохронологическом регионе, прослеживаясь по Днепру от ст. Мишу́рин Рог и на южном склоне щита в Белозерском районе. Они прослеживаются от г. Запорожья через Конкскую зону до Ореховской зоны на востоке. Кроме того, геологические формации первого докембрийского мегацикла (2900-3000 млн. лет) выступают в Демури́нском массиве по р. Саксагани среди более молодых образований, а также в Западно-Приазовском регионе (в районе Стульнево, Большого Токмака), лежащих в одной зоне с Корсак-Могилой, где установлены значения возраста пород до 2860 млн. лет.

Геологические формации, сформированные в период второго докембрийского мегацикла от 2000 до 2700 млн. лет, выступают в пяти структурно-геохронологических регионах, основные из которых — Базавлукский регион в центральной части щита и Бужско-Подольский регион, слагающий западную часть щита.

Базавлукский регион, сформированный в период 2000-27000 млн. лет, окаймляется на западе нижней криворожской свитой Криворожско-Кременчугского синклинория, а с севера и востока — выступающими древнейшими формациями докембрия I Запорожского региона. В этот период образовались геологические формации от верховцевской до саксаганской метабазитовой серии.

Бужско-Подольский регион сформирован в период 2000-2700 млн. лет. На севере ограничивается Житомирским регионом, где выступают формации докембрия III, а также Овручско-Волинским регионом, сложенным формациями докембрия IV. На востоке Бужско-Подольского региона развиваются структуры докембрия II, ограничивающиеся Корсунским плутоном и Ингульской зоной геологических формаций, сформированными в период третьего докембрийского мегацикла. В этом большом регионе проходило образование геологических формаций гнейсово-пироксеновой серии чарнокитов р. Буга, хоцевато-завальской ритмической серии, тетеревской серии гнейсов и чудновско-бердичевских гранитов, красных чарнокитовых гранитов, росинской серии и др.

Выделяются также небольшие срединные массивы, в которых геологические формации докембрия II выступают среди складчатой зоны Ингуло-Криворожского региона (Ингулецкий массив — 2000-2650 млн. лет, Кременчугский массив — 2300 млн. лет).

Вопрос о размерах Ингулецкого массива ещё дискуссионный. Бесспорно установлен урано-ториево-свинцовым методом древний возраст 2650 млн. лет для районов сел Искровка, Реево и других по р. Ингулец. Возраст Верблюжского массива датируется М.Н. Ивантишиным по монацитам до 2200 млн. лет, а Боковьянского массива — до 2050 млн. лет. Ранее, однако, в этом районе были установлены и интрузии возрастом 1600 млн. лет, поэтому возможно, что здесь в антиклинальном выступе пород фундамента в западном борту Криворожского синклинория проходили внедрения и более молодых интрузивов. Вопрос этот сложный и подлежит дальнейшему изучению.

В восточной части Украинского щита выделяется Ореховский регион, сформированный в период второго докембрийского мегацикла (2100-2300 млн. лет) и представляющий собой вытянутую в меридиональном направлении зону, прослеживающуюся через весь Украинский щит на его южном и северном склонах. В Приазовской части щита, к востоку от Западно-Приазовского региона, докембрий II выступает в бассейне р. Обиточной в Обиточинском регионе. К востоку от него расположен небольшой Верхне-Кильтичынский район, сложенный также геологическими формациями докембрия II (2000-2200 млн. лет), представленными метабазитовыми сериями и интрузиями салтычынских и других гранодиоритов.

Геологические формации, сформированные в период третьего докембрийского мегацикла (1700-2000 млн. лет), выступают в трёх структурно-геохронологических регионах в центральной части щита, на западе и востоке.

Первым структурно-геохронологическим регионом докембрия III является Житомирский регион в западной части щита по р. Тетерев, где Н.П. Щербаком установлен возраст житомирских гранитов порядка 1700-1900 млн. лет. Блоки фундамента, сложенного этими же геологическими формациями докембрия III, выступают и в Волыньско-Овручском регионе.

Вторым структурно-геохронологическим регионом является Бердянский в Приазовской части щита (1700-2000 млн. лет), описанный В.П. Куцом. Здесь в бассейне р. Берды, а также по р. Кильтичье в Старо-Крымском районе развита бердянская серия гнейсов и сланцев, отличающаяся ритмическим характером переслаивания. С этим же докембрийским мегациклом в данном регионе связаны интрузии так называемых анатолийских гранитов.

К третьему, наиболее крупному по площади, структурно-геохронологическому региону, сформированному в докембрии III, относится главный Ингуло-Криворожский район, расположенный в Центральной части Украинского щита.

На западе этот регион граничит с Коростенским плутоном и Бужско-Подольским регионом, а на востоке — с Базавлукским. Восточную его часть составляет Криворожско-Кременчугский синклинорий, в пределах которого породы криворожской серии, простирающиеся субмеридионально, контактируют на востоке несогласно с породами саксаганской метабазитовой серии и выступающими между ними более древними образованиями (до 3000 млн. лет).

Точное датирование саксаганской метабазитовой и криворожской серий в настоящее время не может быть произведено.

Одна точка зрения на возраст Криворожско-Кременчугского синклинория подробно изложена в статье И.Н. Бордунова, Н.И. Половко и Р.И. Сироштана, которыми выделяется криворожская нижняя серия и ингулецкая верхняя серия. Возраст саксаганской метабазитовой серии датируется калий-аргоновым методом по амфиболам от 2000 до 2100-2200 млн. лет и относится к верхней части второго докембрийского мегацикла. Возраст метаморфизма криворожской серии датируется опять-таки калий-аргоновым методом по биотитам метаморфических пород и метасоматическим минералам от 1700 до 2000 млн. лет.

Принципиально иная точка зрения на возраст отложений Криворожско-Кременчугского синклинория защищается А.И. Тугариновым, С.И. Зыковым и Е.В. Бибиковой, установившими свинцово-урано-ториевым методом по акцессорному циркону, что возраст плагиогранитов, по-видимому, прорывающих саксаганскую метабазитовую серию, 3000 млн. лет, и что время накопления сингенетических урановых минералов и сульфидов в цементе аркозов нижней свиты криворожской серии 2600-2300 млн. лет. Встречающиеся в тех же аркозах, монациты терригенного происхождения имеют абсолютный возраст около 2900 млн. лет, отвечающий возрасту кристаллического фундамента, на котором залегает криворожская серия. Измеренный теми же авторами абсолютный возраст апатитов из сланцев ингулецкой серии (верхняя свита криворожской серии), рассматривавшихся ими как сингенетические, фосфатные, впоследствии метаморфизованные образования, оказался равным 2000 млн. лет. Последняя дата отвечает времени метаморфизма не только ингулецкой и криворожской серий, но и кристаллического фундамента, на котором она залегает, судя по многочисленным измерениям абсолютного возраста биотита из этих формаций. Этой же последней дате соответствует и время вторжения ряда интрузий того же региона, установленное по акцессорным минералам свинцово-урано-ториевым методом. Однако вопрос о возрастных отношениях гранитов неясен. Существуют древние толщи Демуриного антиклинала возрастом 2900-3000 млн. лет, выступающие среди более молодых гранитов, интродуцирующих криворожскую метабазитовую серию возрастом 2000-2100 млн. лет, а урановые минералы в песчаниках могут отражать возраст подстилающих толщ.

Если в ходе дальнейших исследований подтвердится, что саксаганская метабазитовая и криворожская серии принадлежат к Базавлукскому региону докембрия II, то тогда граница между Ингуло-Криворожским структурно-геологическим регионом докембрия III и Базавлукским регионом докембрия II на приложенной к данной статье карте пройдет по несогласному контакту криворожской и ингулецкой серий и окажется смещенной на 1-2 км к западу.

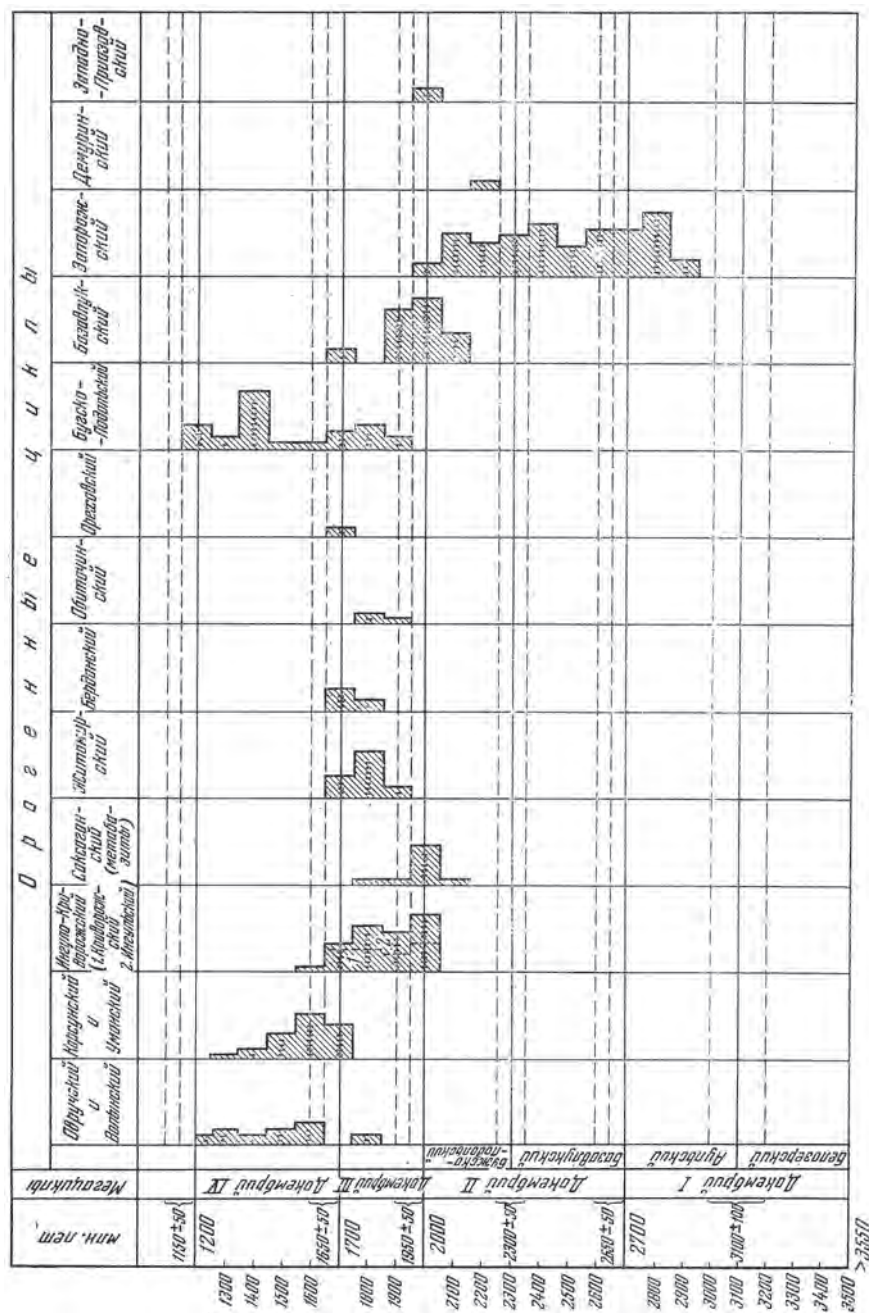
Геологические формации, образовавшиеся в период четвертого докембрийского мегацикла (1200-1700 млн. лет), выступают в северо-западной части щита в Овручско-Волинском структурно-геохронологическом регионе. Кроме того, они, возможно, проявляются в виде интрузивных образований этого мегацикла в Корсунском и Уманском регионах в центральной части щита и в Октябрьском и Терсянском массивах в восточной и приазовской частях щита. В этот период формировались осницкая вулканогенная серия, волинская серия гнейсов и овручская серия ритмических отложений песчаников-кварцитов, сланцев и вулканогенных образований основного и кислого составов, а также внедрялись интрузивы Осницких гранитов, Коростенских гранитов, габбро, заканчивающиеся метасоматическими образованиями Пержанской зоны.

Как показали дополнительные исследования абсолютного возраста Уманского плутона свинцово-ториевым методом, выполненные в ГЕОХИ АН СССР, и Корсунь-Миргородского плутона стронций-рубидиевым методом, выполненные ЛАГЕД, а также исследования абсолютного возраста роговых обманок в Институте геологических наук АН УССР, наиболее вероятным временем начала становления этих плутонов будет конец третьего докембрийского мегацикла и начало четвертого докембрийского мегацикла (1650-1700 млн. лет).

Вопрос о возрасте коростенского интрузивного комплекса сложный, и формирование интрузий здесь, очевидно, растянуто во времени.

РАЙОНИРОВАНИЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА ПО ВОЗРАСТАМ СЛЮД

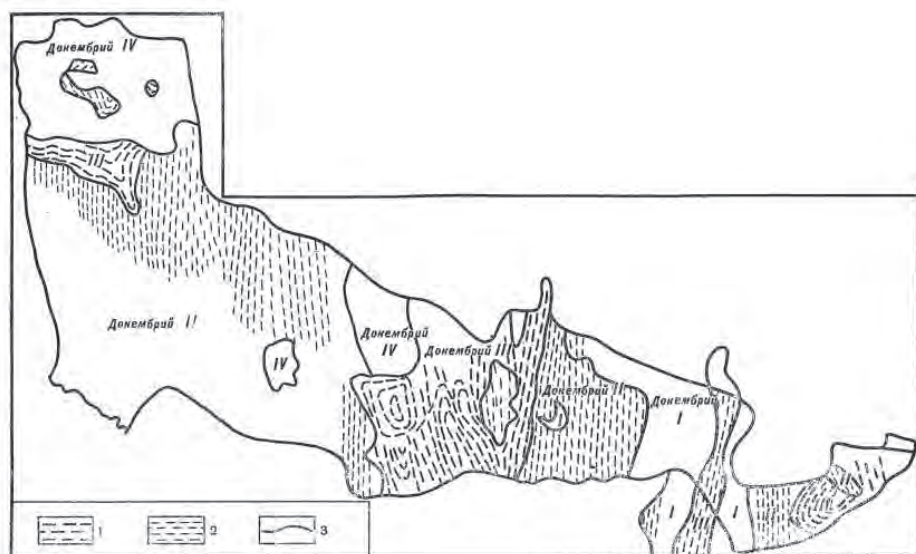
Ниже приводится гистограмма значений возраста слюд (см. фиг. 4) из пород структурно-геохронологических регионов, выделенных по данным измерений возраста амфиболов и акцессориев. Как видно из гистограммы, в Украинском щите



Фиг.4. Гистограмма возраста слюд, структурно-геохронологический регионов

широко развиты породы, возраст которых отвечает третьему докембрийскому мегациклу (1700-2000 млн. лет) и четвёртому докембрийскому мегациклу (1200-1700 млн. лет). Только в Запорожском структурно-геохронологическом регионе, сформированном в течение первого докембрийского мегацикла в период 2700-3500 млн. лет, широко развиты породы с возрастом от 2100 до 2700 млн. лет, отвечающие наложенному метаморфизму второго докембрийского-мегацикла, во время которого формировался расположенный по соседству Базавлукский регион. Здесь в подчинённом количестве сохраняются также слюды с возрастом 2800-2900 млн. лет, отвечающие возрасту верхней части первого докембрийского мегацикла.

Как видно из карты, биотиты с абсолютным возрастом, отвечающим третьему докембрийскому мегациклу (1700-2000 млн. лет — см. фиг. 5), распространены на большей части Украинского щита.



Фиг. 5. Геохронологическая карта распространения слюд, возраст которых отвечает Криворожскому мегациклу докембрия III Украины (составил Н.П. Семененко)

1 - области распространения слюд с возрастными значениями 1700-2000 млн. лет совпадающими с возрастом акцессорных минералов и амфиболов, отвечающим периоду III докембрийского мегацикла; 2 - ореолы распространения слюд с возрастными значениями 1700-2000 млн. лет в областях, где возрастные значения по акцессорным минералам и амфиболам отвечают времени формирования более древних мегациклов; 3 - границы между структурно-геохронологическими регионами

В Ингуло-Криворожском регионе, сформированном в третьем докембрийском мегацикле (1700-2000 млн. лет), значения возраста биотитов совпадают со значениями возраста, полученными по роговым обманкам и по акцессориям. Это свидетельствует, очевидно, о том, что после формирования Ингуло-Криворожского региона не проявлялись последующие процессы. Значения возраста по амфиболам и акцессориям совпадают со значениями возраста биотитов также в Бердянском регионе Приазовья и в Житомирском регионе в западной части щита. Биотиты с возрастом 1700-2000 млн. лет широко развиты во всех структурно-геохронологических регионах, сформированных по данным измерения возраста акцессориев

и амфиболов во втором докембрийском мегацикле, где биотиты, очевидно, характеризуют наложенные процессы. В меньшей мере значения возраста слюды 1700-2000 млн. лет отмечаются в Запорожском структурно-геохронологическом регионе, только частично — в Белозерском участке, сформированном в первом докембрийском мегацикле.

В Бужско-Подольском структурно-геохронологическом регионе слюды с возрастом 1700-2000 млн. лет развиты только в северной части региона и на востоке; в южной же части этого региона развиты слюды с ещё более молодыми возрастными характеристиками, отвечающими четвёртому докембрийскому мегациклу.

Наряду с этим выделяется область, охватывающая южную часть Бужско-Подольского региона, где возраст слюды 1200-1700 млн. лет (в большинстве здесь преобладают слюды с возрастом 1200-1500 млн. лет). Омоложение слюды по сравнению с акцессориями, возраст которых 1900-2300 млн. лет, на этой территории объясняется тектоническими движениями, связанными с внедрением Уманского гранитного массива на востоке (возраст 1700 млн. лет). Вместе с тем в этом регионе установлены дайки диабазов и зоны милонитов с возрастом 1200 млн. лет.

О ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Приведённые данные по геохронологическому районированию и расчленению Украинского щита на мегациклы позволяют провести дальнейшее расчленение геохронологической шкалы, докембрия в исторических отрезках времени, отвечающих орогеническим циклам. Так, в области Запорожского структурно-геохронологического региона выделяются Конкско-Белозерский район, сформированный в период 3100 ± 100 –3550 млн. лет конкского орогенеза, и Мишурийно-Запорожский район по Днепру, сформированный в период $2700 (2650 \pm 50)$ –3100 млн. лет акульского орогенеза.

В пределах Бужско-Подольского структурно-геохронологического региона, сформированного на протяжении второго докембрийского мегацикла, выделяется Росинский район (2300-2700 млн. лет) с собственно Бужско-Подольским периодом формирования (1950 ± 50 –2300 млн. лет).

В интервале 2100-2300 млн. лет образовался Ореховский структурно-геохронологический регион. В период 2000-2300 млн. лет формировался Обиточинский регион Приазовья. В этот же период, судя по возрасту роговых обманок (2000-2100-2200 млн. лет), проходил и метаморфизм криворожской метабазитовой серии. Верховцевская серия в Базавлукском регионе формировалась в период 2300-2700 млн. лет, и здесь, в Базавлукском структурно-геохронологическом регионе, может быть выделен по метаморфизму собственно Базавлукский регион (2300-2700 млн. лет).

Формирование складчатых структур метаморфической минерализации и интрузивной деятельности, связанной с Ингулецким орогеническим циклом в Ингуло-Криворожском регионе, проходило в третьем докембрийском мегацикле.

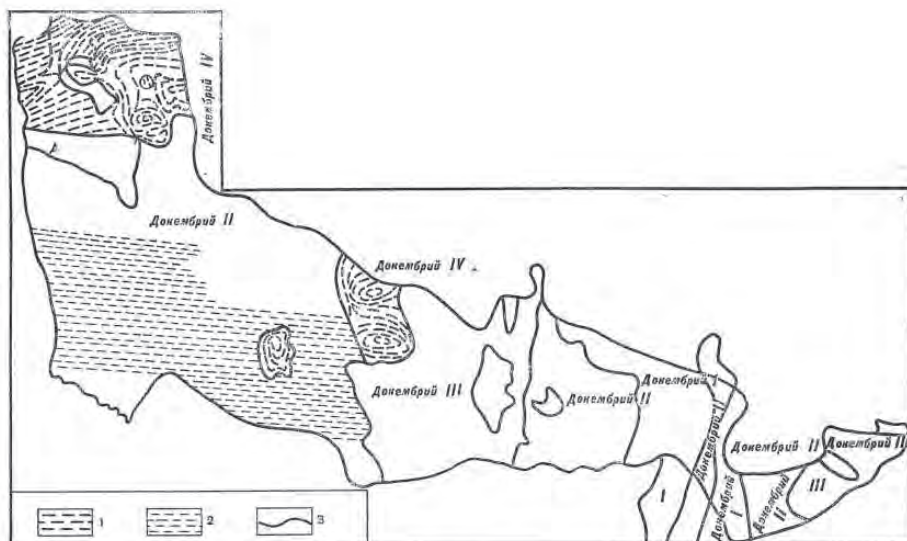
Возрастное положение крайне восточной зоны Ингуло-Криворожского региона, как и подстилающей его саксаганской метабазитовой серии, в настоящее время не может быть окончательно выяснено.

Завершение формирования этой восточной зоны, несомненно, имело место в третьем докембрийском мегацикле. Начало формирования железистой толщи Криворожского синклиория, возможно, относится ко второму докембрийскому мегациклу.

В Овручско-Волынском структурно-геохронологическом регионе может быть выделен Осницко-Волынский район с возрастными значениями 1500-1700 млн. лет

и Овручский район с возрастными значениями 1200-1500 млн. лет, формирование которых связано с возможным выделением здесь овручского и волынского орогенезов.

На геохронологической карте (фиг. 6) показаны области распространения слюды, возраст которых (1200-1700 млн. лет) отвечает четвертому докембрийскому мегациклу.



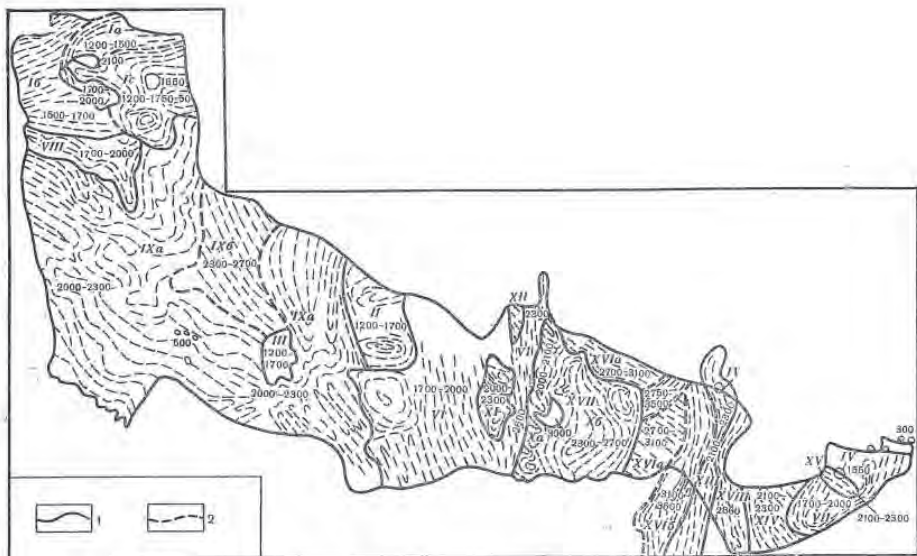
Фиг. 6. Геохронологическая карта распространения слюд, возраст которых отвечает Овручско-Волынскому мегациклу докембрия IV Украины (составил Н.П. Семененко)

1 — область распространения слюд с возрастными значениями 1200-1700 млн. лет, совпадающими с возрастом акцессорных минералов и амфиболов, отвечающим IV докембрийскому мегациклу; 2 — ореолы распространения слюд с возрастными значениями 1200-1700 млн. лет в областях, где возраст акцессорных минералов и амфиболов отвечает времени формирования более древних мегациклов; 3 — границы между структурно-геохронологическими регионами

В Овручско-Волынском структурно-геохронологическом регионе, сформированном в четвертом докембрийском мегацикле, возраст слюд совпадает с возрастом роговых обманок и акцессориев или (в пределах Коростенского плутона) бывает древнее его. То наблюдается в Корсунском и Уманском регионах.

Для пятого докембрийского мегацикла, складчатые области которого окаймляют с запада и юга Украинский щит, устанавливаются также два больших орогенических цикла: раховский — для фундамента Карпат (570-700 млн. лет) и таврический (800-1100 млн. лет) — для фундамента Крымского мегантиклинория, отвечающий Гиперборейскому циклу Балтийского щита.

Детальное районирование Украинского щита показано на геохронологической карте докембрия Украины в орогенических циклах по возрасту амфиболов и акцессорных минералов (фиг. 7), а датирование мегациклов и орогенических циклов приведено ниже (в млн. лет):



Фиг. 7. Геохронологическая карта Украинского докембрия в орогенических циклах (по возрасту амфиболов и аксессуарных минералов). Составил Н.П. Семененко.

1 — границы между структурно-геохронологическими регионами в пределах мегациклов;
2 — граница между структурно-геохронологическими регионами в пределах орогенических циклов.

Структурно-геохронологические районы:

Выделение в пределах мегацикла

I — Овручско-Волынский — 1200-1700

II — Корсунский — 1200-1700

III — Уманский — 1200-1700

IV — Мариупольский

V — Терсянский

VI — Ингуло-Криворожский — 1700-2000

VII — Берданский — 1700-2000

VIII — Житомирский — 1700-2000

IX — Бужско-Подольский — 2000-2700

X — Базавлукский — 2000-2700

XI — Ингулецкий — 2000-2700

Выделение в пределах органических циклов

Докембрий IV

Ia — Овручский — 1200-1500

16 — Волинско-Осницкий — 1500-1700

Is — Коростенский — 1200-1750

Докембрий III

Докембрий II

IXa — Бужско-Подольский — 2000-2300

IX6 — Росинский — 2300-2700

Ха — Саксаганский метабазитовый — 2000-2100

XIV — Собственно Базавлукский — 2300-2700

XII — Кременчугский — 2350

Выделение в пределах мегацикла

XVI — Запорожский — 2700-3550

Выделение в пределах органических циклов

XIII — Ореховский — 2100-2300

XIV — Обиточинский — 2000-2300

XV — Кильтичынский — 2000-2300

Докембрий I

XVIa — Мишурин Рог-Запорожский по Днепру — 2700-(3100±100)

XVIb — Конкско-Белозерский — (3100±100) — 3550

XVII — Демури́нский — 2900-3000

XVIII — Западно-Приазовский — 2890

Таким образом, в региональной геохронологической шкале Украинского щита, кроме мегациклов, могут быть выделены орогенические циклы, отвечающие по объёму палеозойскому или мезо-кайнозойскому циклу (см. таблицу).

Мегациклы и орогенические циклы Украинского щита

Мегациклы, млн. лет	Орогенические циклы, млн. лет
Докембрий V, 1200	Раховский, 800 Таврический, 1200
Докембрий IV, 1700	Овручский, 1500 Волынский (Осницкий), 1700
Докембрий III, 2000	Ингулецкий, 2000
Докембрий II, 2700	Бужско-Подольский, 2300 Базавлукский, 2700
Докембрий I, 3550	Аульский, 3100 Конкский, 3550

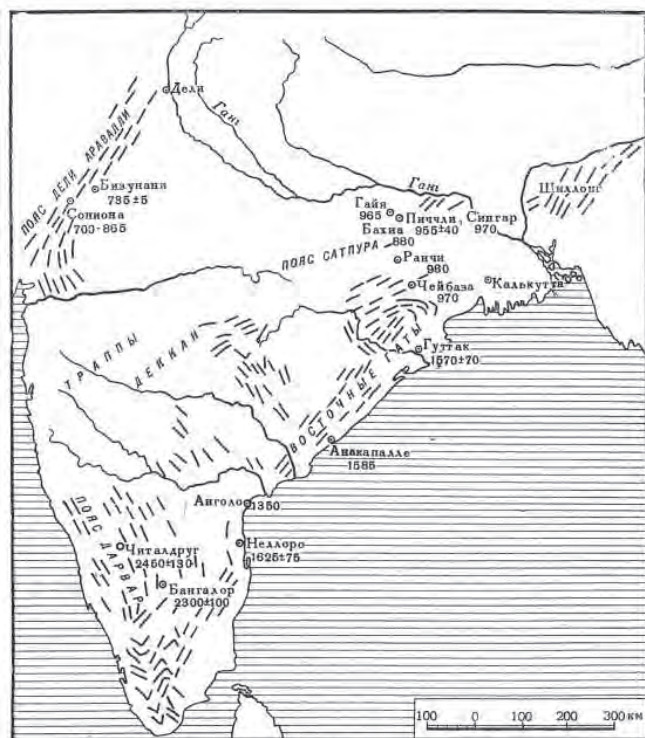
Намечается и более дробное расчленение геохронологической шкалы на группы, отвечающие по отрезку времени каледонскому или герпинскому орогенезу. Так, в пределах второго докембрийского мегацикла в верхней части Бужско-Подольского региона выделяется возрастная группа 1950-2100 млн. лет, отвечающая Бужскому орогенезу и интрузии красных чарнокитовых гранитов. В Базавлукском регионе данному периоду соответствует время метаморфизма Саксаганской метабазитовой серии 2000-2100 млн. лет.

В Овручском районе выделяется собственно овручская группа возрастом 1300-1500 млн. лет и постовручская группа возрастом $1150 \pm 50 = 1300$ млн. лет. Намечается также выделение возрастных групп в первом докембрийском мегацикле, хотя имеющийся по ним статистический геохронологический материал ещё недостаточен.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ ИНДИИ*

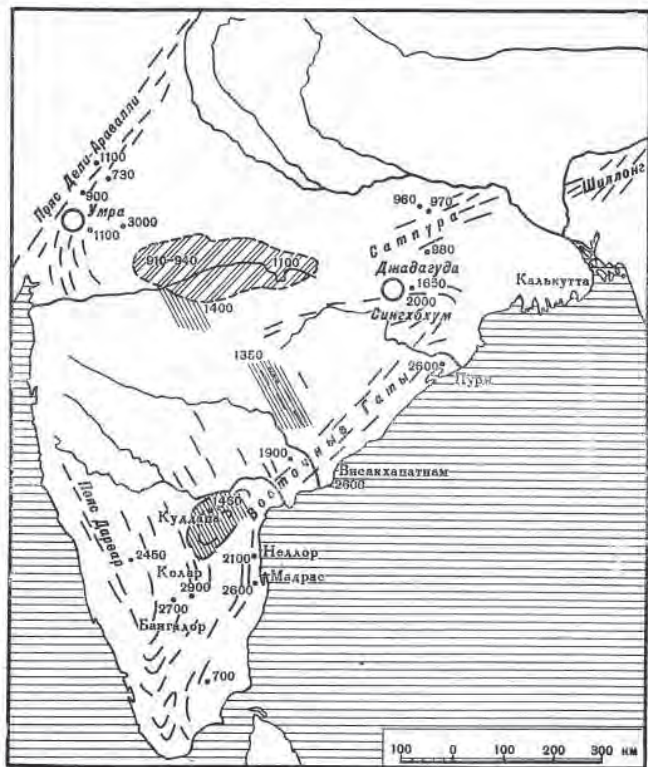
В 1963 г. одним из авторов настоящего доклада — А.И. Тугариновым, совершившим в качестве гостя индийского правительства путешествие по Индии, были собраны каменные коллекции с целью измерения абсолютного возраста горных пород докембрийских формаций Индии. Великолепная организация экскурсий, осуществленная Геологической службой Индии (доктор Б.С. Рой), дружеское содействие профессора Вадиа, участие в геологических маршрутах видных геологов Индии Хозра, Айянгара, Боса, Рэйна, Матур и других позволили собрать весьма представительный каменный материал высокого качества.

Полученные результаты измерений возраста далеко ещё не всех образцов собранной коллекции легли в основу настоящей статьи, в которой новые возрастные данные сопоставлены с ранее известными измерениями, выполненными Холмсом, Асватанарайяна, Махадеваном и др. На фиг. 1 помещена ранняя геохронологическая схема докембрия Индии с возрастными данными указанных исследователей (1963 г.). На фиг. 2 приведена та же схема; на ней указаны основные районы, для которых нами были выполнены новые определения возраста пород и приведены их значения.



Фиг. 1. Схема возрастного подразделения докембрийских структурных провинций Индии по Д. Холмсу и А. Асватанарайяна (1962)
Цифрой показано значение абсолютного возраста (в млн. лет)

* Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. Тр. XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций при ОНЗ АН СССР. М., 1966. С. 394 – 408. Соавт.: А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова, Е.В. Бибикина, К.Г. Кнорре, Г.Л. Мельникова.



Фиг. 2. Схема возрастного подразделения докембрийских структурных провинций Индии, по А.П. Виноградову и А.И. Тутаринову (1965).

l — значение абсолютного возраста (в млн. лет)

При интерпретации полученных значений возраста мы исходили из следующих принципов, вытекающих из накопленного опыта геохронологических исследований:

1. Измерения абсолютного возраста аргоновым методом глауконитов сопровождаются максимальной ошибкой в $\pm 5\%$.

2. Измерение тем же методом возраста слюды изверженных пород позволяет судить лишь о времени заключительного наиболее интенсивного их метаморфизма.

3. При измерении возраста радиоактивных минералов, подвергшихся каким-либо изменениям, свинцово-урано-ториевым методом наиболее достоверное значение возраста получается по $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$. Установление этого значения наиболее эффективно по ряду промеренных минералов методом построения изохроны в координатах $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$: $\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$. Точка пересечения подобной изохроны с кривой сходящихся значений возраста (конкордией) указывает на истинный возраст минералов.

4. Для установления возраста кристаллических пород с малым содержанием радиоактивных минералов нами, кроме того, использовался свинцово-изохронный метод, заключающийся в установлении соотношения Pb^{207}/Pb^{206} в свинце, извлечённом из ряда минералов, либо фракции породы с разным соотношением свинца, обыкновенного к урану. Построение изохроны в координатах Pb^{207}/Pb^{204} : Pb^{206}/Pb^{204} для вычисления среднего значения Pb^{207}/Pb^{206} исключало в данном случае необходимость внесения поправок на обыкновенный свинец. Этот метод оказался особенно

важным при измерении абсолютного возраста кристаллических пород древнейшего фундамента Индостана.

Зачастую возникавшие расхождения между значениями возраста, полученные обоими свинцово-изотопными методами, не выходили за пределы обычных экспериментальных ошибок. За истинный возраст принималось среднее значение из обоих определений либо значение, полученное по наибольшему числу измерений каким-либо одним методом.

К древнейшим формациям Индии принадлежат гнейсы фундамента, залегающие ниже так называемого эпархейского несогласия, впервые отнесённые к архею в 1907 г. Холандом.

Ещё в 1880 г. среди этих пород Р. Брюсом Футом были выделены древнейшие толщи так называемой дарварской системы, слагающие синклинии северо-западного простирания в фундаменте Южной Индии.

Согласно Б. Рамарао дарварская система была разделена на три раздела, соответственно представленных снизу вверх:

- 1) роговообманково-зеленокаменными толщами, кислыми и средними породами,
- 2) конгломератами, филлитовыми и хлоритовыми сланцами, кварцитами,
- 3) железистыми кварцитами.

Выше дарварской системы залегают чемпионские гнейсы и гнейсы майсура, подвергшиеся интенсивной мигматизации и, наконец, чарнокитовые породы, распространённые как в центральных частях Южной Индии, так и в Восточных Гатах.

К наиболее поздним магматическим проявлениям докембрия Южной Индии, согласно М. Кришнан, относятся граниты клосепет.

Древний возраст этих формаций впервые был подтверждён Артуром Холмсом, установившим возраст монацита из пегматитов Бангалора в 2300 млн. лет.

Нами были проведены измерения изотопного состава свинца, выделенного из амфиболит-пироксеновых сланцев и галенита Колара. Полученные данные сопоставлены с изотопным составом галенита месторождения Читалдрук — на диаграмме в координатах Pb^{207}/Pb^{204} : Pb^{206}/Pb^{204} (фиг. 3, табл. 1).

Полученный результат: $Pb^{207}/Pb^{206} = 0,203$ указывает на вероятный возраст этих пород — около 2900 млн. лет. Этот вывод следует из допущения, что галенит возник в результате мобилизации свинца самих толщ при их перекристаллизации в гранулитовую стадию метаморфизма (Рао, 1937).

Подобное значение возраста весьма близко верхнему пределу возраста многих древних формаций основного состава других докембрийских континентов — например, Приднепровья Украины, центральной Карелии и т.д.

При обследовании ряда карьеров в окрестностях г. Бангалора нами были обнаружены ортиты среди мигматитов, развивающихся по гнейсам майсорского типа, возраст которых, согласно данным табл. 1 и фиг. 3, оказался равным 2700 млн. лет. В то же время в пределах того же региона монациты из пегматитов, ассоциирующие с гранитными телами клосепетского типа, показали великолепно сходящиеся по разным изотопным отношениям значения возраста, равные 1900-2100 млн. лет (табл. 1).

Весьма показательно, как это свойственно вообще сильно метаморфизованным породам докембрия, что значения возраста, полученные для тех же древних мигматитов аргоновым методом, оказались более юными (2300-2400 млн. лет), по-видимому, за счёт частичной утраты аргона.

Подобные соотношения значений возраста для пород древнейших докембрийских щитов мира весьма обычны.

Таблица 1
Абсолютный возраст докембрийских пород Индии

Образец	Проба	Место взятия	Минералогическая и геологическая характеристики	Проценты			Изотопный состав свинца					Возраст, млн. лет					Принятое значение возраста	
				Pb	U	Th	Pb	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	свинцово-изотопный метод	K/Ar		
Дарварский пояс																		
1	И—178	Район Майсора. Месторождение Колар, 93 горизонт	Амфиболит	—	—	—	1,00	26,46	17,13	42,27	—	—	—	2900	—	2900±200		
2	—	Месторождение Читалдуг	Галенит	—	—	—	1,00	14,01	14,57	33,43	—	—	—		—	—		
3	И—186	г. Бангалор (центр.) карьер	Ортит из мигматита	1,22	1,5	2,6	0,01	61,98	10,80	27,21	2620	2960	2770		2690	—	2700±100	
4	И—191	В 2 км западнее г. Бангалора	То же	0,019	—	—	{ 0,83 44,98 18,57 35,62 } 1,00 54,05 22,32 42,80	—	—	—	—	—	—	—	—	2700±100		
5	И—194	Южная окраина г. Бангалора, карьер	» »	0,205	0,047	1,11		0,08	19,55	4,56	75,81	2820	4290	3270	2870	—	2700±100	
6	И—192	Там же	Биотит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2300	—		
7	И—185	г. Бангалор (центр.) карьер	Гнейс	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2405	2700±100		
8	И—182	В 2 км западнее пос. Колар близ шоссе, ведущего в г. Бангалор	Ортит из пегматита	—	—	—	1,00	35,29	17,50	46,22	—	—	—	2100	—	2100±100		
9	И—185	Там же	Гранит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2310	—		
10	И—16	В 2 км западнее г. Бангалора	Монацит из пегматита	0,48	0,077	5,3	0,04	5,91	1,26	92,79	2020	2100	2060	1810	—	—		
11	И—189	Там же	Микроклин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1330	—		

Таблица 1 (продолжение)

Образец	Проба	Место взятия	Минералогическая и геологическая характеристики	Проценты			Изотопный состав свинца						Возраст, млн. лет					Принятое значение возраста
				Pb	U	Th	Pb	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{208}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{208}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$	свинцово-изотопный коэффициент	тод	K/Ar	
12	И-7 (М)	Мадрас, Паллаварам	Циркон акцессорный из чарнокита	0,015	0,092	0,10	0,08	54,14	10,18	35,60			2580	1290	1830	1100	—	2600
13	И-9 (М)	Орисса, Пури	Циркон из хондлита	—	—	—	0,03	62,76	11,05	26,16			2600	—	—	—	—	2600
14	И-243 (М)	Андрха, побережье Индийского океана, Висакхапатнам	Монацит из россыпи	—	—	—	{	0,90	30,00	16,65	52,45	2600	—	—	—	—	—	2600
							{	1,00	33,44	18,56	58,47							
15	И-153	Андрха, Неллор, Гудур, 46 горизонт	Ортит из пегматита	0,12	0,037	1,22	0,14	11,25	3,45	85,16	{	2300	1920	2100	1750	{	—	2000±100
							1,00	80,36	24,64	608,3								
16	И-159	Андрха, Неллор, Сандкара майн	То же	0,084	0,037	—	1,22	30,28	21,38	47,12	{	3100	1950	2560	—	{	—	2000±100
							1,00	24,88	17,57	38,72								
17	И-136	Андрха, Бисахапатнам, Касипатнам, Дарабандам	Ортит из пегматита	0,89	0,14	2,45	0,48	19,51	8,74	71,27	{	1900	1675	1775	1430	{	—	2000±100
							1,00	40,65	18,21	148,5								
18	И-165	Орисса, Балаанхир	Ортит из пегматитов в чарнокитах	0,05	0,067	0,945	0,17	15,59	3,60	80,64		1100	730	790	880	—	—	1100
19	И-146	Южная Индия, Канья Кумари	Циркон из гнейсов	0,048	0,41	0,142	0,02	85,55	6,34	8,09		970	710	760	560	—	—	—
20	И-148	Южная Индия, Мадурай Бангипатти, Мелур Талук	То же	0,0076	0,042	0,015	0,57	63,33	11,98	24,12		530	700	650	300	—	—	700±200

Таблица 1 (продолжение)

Образец	Проба	Место взятия	Минералогическая и геологическая характеристики	Проценты			Изотопный состав свинца					Возраст, млн. лет					Принятое значение возраста			
				Pb	U	Th	Pb	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	свинцово-изотопный метод	K/Ar				
Р а й о н С и н г б х у м																				
21 И-104		Сингбхум, месторождение Мосабани, 20 горизонт	Альбитит (натровый гранит)	0,0016	0,0002	—	1,00	20,83	16,33	43,37	{					2100±200	—	2100±200		
22 И-97		Сингбхум, в 10 км южнее Джашидпура, массив Сингбхумских гра- нитов	Гранит (лейкокра- товый)	0,0019	0,00025	—	0,57	45,27	13,65	40,51	{					2100±200	—	2100±200		
							1,0	79,42	23,95	71,07	{						—			
23 И-97-1		Там же	То же	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1180	—			
24 И-98		» »	Гранодиорит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1460	—			
25 И-99		Орисса, Сим- липал	Лейкокреповое габбро	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1470	—			
26 И-110		Сингбхум, Мо- сабани, Главная шахта	Апатит метаморфи- ческий	0,0004	0,00013	—	1,00	17,33	15,39	37,24	{					1950±100	—	—		
27 И-124		Сингбхум, Джадагула, шхольня № 1, 2-я параллель- ная залежь	Магнетит с урани- нитом из мета мор- фических залежей	—	—	—	0,22	77,08	12,05	10,65	{					1950	—	—		
							1,00	350,4	54,95	48,41	{						—			
28 И-124/1		Сингбхум, Джадагу да, шхольня № 1, 2-я параллель- ная залежь	Апатит из метасо- матитов	0,0012	0,0019	—	0,83	51,42	16,41	31,34	{					1500	1620	1580	—	1600±50
							1,00	61,95	19,77	37,76	{									

Таблица 1 (продолжение)

Образец	Проба	Место взятия	Минералогическая и геологическая характеристики	Проценты			Изотопный состав свинца						Возраст, млн. лет				Принятое значение возраста
				Pb	U	Th	Pb	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁸	свинцово-изотопный метод	K/Ar	
29	И-127	Сингбхум, Джадагу да, из рудных отвалов, штотья 1	Апатит с уранинитом из метасоматитов	0,42	2,55	—	0,01	90,72	8,93	0,34	1590	1040	1240	—	—	—	1600±50
30	И-126	Сингбхум, рудопроявление Бхалки (на крайнем юго-востоке Медного пояса)	Апатит из метасоматитов	0,014	0,17	—	0,02	89,99	7,80	2,19	1300	530	700	—	—	—	1600±50
Сатпурский пояс (Бихар)																	
31	И-74	Близ сел. Чакаи, пегматиты	Монацит	0,28	0,33	4,3	0,03	16,73	1,60	81,84	935	960	945	1160	—	—	960±50
32	И-74	Там же	»	0,327	0,38	5,85	0,029	16,78	1,53	81,66	830	970	930	980	—	—	
33	И-81	Петматит Ду-марбиха	»	0,406	0,31	7,50	0,11	13,66	2,50	33,73	850	1080	1000	940	—	—	
34	И-86	Там же	»	0,483	0,43	8,72	0,08	12,94	2,15	84,83	1180	920	980	990	—	—	
35	И-80	» »	Самарскит	1,534	10,13	2,10	0,017	86,85	6,37	6,76	960	930	930	980	—	—	
36	И-78	» »	»	1,044	10,39	1,54	0,14	81,98	7,53	10,35	860	580	630	750	—	—	
37	И-73	Район Чарки, пегматиты	»	0,0571	0,30	0,015	0,10	87,52	7,51	4,87	920	1130	1050	930	—	—	
39	И-76	Близ сел. Чакари, пегматит	Колумбит	0,0406	0,017	0,002	1,05	40,57	18,01	40,37	1000	3220	2060	2980	—	—	
40	И-85	Литиевые пегматиты, Бихара	Амазонит	—	—	—	1,00	38,76	17,21	38,57	—	—	—	—	800	—	
41	И-87	Там же	Микроклин	—	—	—	1,00	16,59	15,44	36,11	—	—	—	—	670	—	
42	И-93	Кударма, Кхаламбара, шахта 2	Мусковит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	670	

Таблица 1 (продолжение)

Образец	Проба	Место взятия	Минералогическая и геологическая характеристики	Проценты			Изотопный состав свинца					Возраст, млн. лет					Принятое значение возраста
				Pb	U	Th	Pb	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁸	U ²³⁵ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	свинцово-изотопный метод	
43	И-75	Близ сел. Бенди, пегматит	Ампагангбенит	3,13	14,70	2,50	0,008	87,98	7,18	4,83	—	—	—	—	—	—	1230
Раджастан																	
44	И-46	В 8 км восточнее г. Удэйпур, сланцы Аравалли	Сланцы	0,001	0,0002	—	1,00	16,47	15,62	35,86	—	—	—	—	—	—	3500±200
45	И-46/1	Там же	»	—	—	—	1,00	20,20	16,65	39,30	—	—	—	—	—	—	3500±200
46	И-46/2	»	»	—	—	—	1,00	20,70	17,01	39,15	—	—	—	—	—	—	
47	И-50	В 50 км южнее г. Удэйпур, ядро гнейсов типа Бандельканд	Гнейсы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
48	И-36	В 40 км юго-восточнее г. Ад-жмир, выходы мигматита Бандельканд	Мигматит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1200
49	И-41	Бхиварла, пегматит в гнейсах	Циртолит из пегматита	0,30	4,80	0,40	0,019	91,94	7,14	0,90	1080	420	540	—	—	—	1100±50
50	И-40	Там же	Биотит из пегматита	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
51	И-37	»	Мусковит из пегматита	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
52	И-6 (М)	Район Барма, гранит Сивала	Циркон из гранита	—	—	—	0,13	22,95	3,59	73,33	1160	—	—	—	—	—	—

Таблица I (окончание)

Образец	Проба	Место взятия	Минералогическая и геологическая характеристики	Проценты			Изотопный состав свинца					Возраст, млн. лет					Принятое значение возраста
				Pb	U	Th	Pb	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{208}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$	свинцово-изотопный метод	K/Ar	
53	И-25	Близ г. Аджмир, пегматит, секущий Эринпурский гранит	Мусковит из пегматита	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	890	900±50
54	И-31	Гаджарт, пегматит, изумрудные копи	Лепидолит из пегматита	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	910	»
55	И-1	Кутб—Минар, в 1,5 км южнее с. Мархаули, пегматиты, секущие кварциты Дели	Мусковит из пегматита	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	860	»

Так, например, для древнейших формаций основного состава Приднепровья Украинского щита и карелид Балтийского щита характерны значения возраста 3000-3500 млн. лет, а большинство прорывающих их интрузий в областях нижнепротерозойских геосинклиналей относится к эпохе 2100-1800 млн. лет.

Великолепный материал, оказавшийся в распоряжении авторов настоящей статьи благодаря содействию профессора Муртти (Геологическая служба г. Калькутты), позволил подойти к характеристике возраста чарнокитов и хондали-тов Восточных Гат, распространённых в штатах Орисса, Андхра и Мадрас.

Предоставленные профессором Муртти цирконы, выделенные из указанных пород, во всех изученных случаях оказались идентичного возраста — 2600 млн. лет (табл. 1).

По данным М.В. Муртти, среди пород Восточных Гат выделяется три типа акцессорных цирконов: в апикальных частях массивов чарнокитов северо-западного побережья Бенгальского залива наблюдаются хорошо оформленные кристаллы вполне однородного циркона. Зато в хондалидах тех же районов наблюдаются окатанные округлые зерна циркона. И, наконец, в глубоких срезах гранитоидов катазоны встречаются цирконы сложного строения: внутренние ядра их, обычно мутные, имеют округлую форму, а по периферии — обрастают прозрачным цирконом второй генерации, образующим правильные кристаллические формы.

В представленных нами образцах, судя по чёткой морфологии кристаллов циркона, их возникновение должно быть связано с ранними этапами метаморфизма первично-осадочных формаций Восточных Гат. Таким образом, полученные значения возраста по Pb^{207}/Pb^{206} грубо характеризуют время седиментации этих толщ, поскольку их метаморфогенное перерождение следовало, по-видимому, непосредственно за седиментацией.

Неизбежные потери радиогенного свинца, связанные с последующей перекристаллизацией породы при процессах чарнокитизации (обр. 12, табл. 1), вероятно, могли отразиться на уменьшении значений возраста по другим изотопным отношениям, кстати сказать, совпадающим с возрастом ортитов из чарнокитов Орисса.

Полученные нами новые данные измерения возраста минералов различных пегматитов в районе Восточных Гат, завершивших магматические события в этом регионе, позволяют уточнить верхний предел возраста формирования толщ.

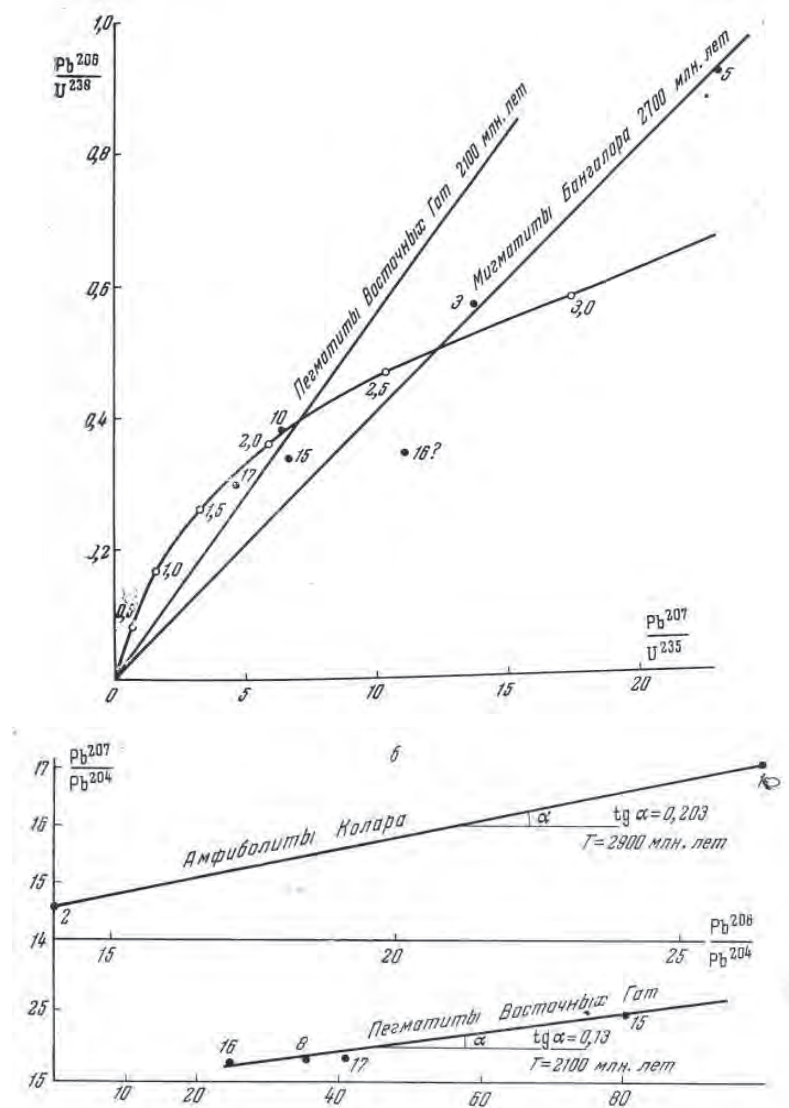
Ранее эта дата на основании измерения самарскита из района Неллора (без изотопного контроля свинца) принималась А. Холмсом и А. Асватанараяна за 1600 млн. лет.

Приведённые нами измерения образцов ортита из тех же пегматитов Неллора и Дарабандама указывают на несколько более древний возраст (см. табл. 1 и фиг. 3), варьирующий в пределах 1900-2100 млн лет.

Любопытно, что применение свинцово-изохронного метода указывает на идентичный возраст пегматитов Восточных Гат и района Бангалора (Клосепет) (фиг. 3). Однако обыкновенный свинец в районе Восточных Гат явно отличается аномальным обогащением Pb^{207} , указывающим на заметное отличие условий седиментации формаций Восточных Гат от формаций Дарвара (образец 16, фиг. 3).

Следовательно, накопление осадков в районе Восточных Гат шло в течение интервала времени между 2600-2000 млн. лет, т.е. уже после того, как завершилось формирование кристаллического фундамента дарварского пояса. Эти данные достаточно хорошо объясняют причину появления структур северо-восточного простирания Восточных Гат, явно срезающих северо-западные структуры Дарвара.

На юге Индии, в южном продолжении Восточных Гат, как уже ранее было известно, отмечаются области гораздо более юного магматизма, датируемые 700 млн. лет, что подтверждено и нашими измерениями цирконов гнейсов (табл. 1, обр. 19, 20, фиг. 3).



Фиг. 3. Диаграмма значений абсолютного возраста

а - амфиболитов Колара и пегматитов Восточных Гат в координатах Pb^{207}/Pb^{204} : Pb^{206}/Pb^{204} ;
б — мигматитов Бангалора в координатах Pb^{206}/U^{238} : Pb^{207}/U^{235}

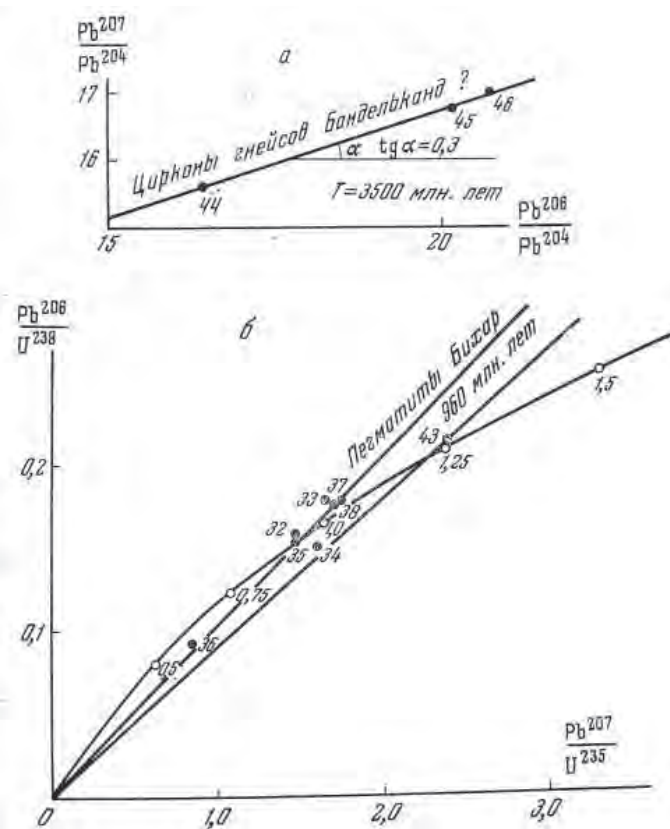
Значительный интерес представляет проведённое измерение возраста минералов в районе Сингхбхума — одной из интереснейших рудных провинций Индии.

Этот район характеризуется сложным комплексом метаморфических пород, представленных снизу вверх сланцами, туфами серии Чайбаса, железистыми кварцитами железорудной серии и, наконец, эффузивами, кварцитами и конгломератами серии Данджури. Вся эта толща пород, смятая в складки субширотного простирания, прорвана сингхбхумскими гранитами. В северном экзоконтакте этих гранитов вдоль тектонического разлома, следующего по контакту кварцитов и сланцев се-

1500 млн. лет, возможно, свидетельствуя о связи метасоматических залежей с позднейшим метаморфизмом всего региона.

Севернее, в штате Бихар, ещё первыми работами А. Холмса были превосходно датированы минералы пегматитов Сатпурского пояса, имеющего субширотное, восточно-северо-восточное простирание.

Проведённые нами измерения (обр. 31-43 в табл. 1, фиг. 5) практически ничего не внесли нового в эти представления, позволив лишь окончательно принять значение возраста 960 млн. лет как дату интенсивного пегматитообразования, охватившего этот регион.



Фиг. 5. Диаграмма значений абсолютного возраста

a — кристаллического фундамента Банделканд (?) в координатах Rb^{207}/Rb^{204} : Rb^{206}/Rb^{204} ;
б — пегматитов Бихара в координатах Rb^{206}/U^{238} : Rb^{207}/U^{235}

Однако следует сразу отметить, что явно дискордантное положение пегматитовых тел по отношению к вмещающим их гнейсам оставляло открытым вопрос о времени накопления самого осадочного субстрата этой метаморфической толщи. Одно определение возраста ампангабеита из пегматитов в районе Бенди (обр. 43 в табл. 1), выполненное нами, показало хорошо сходящиеся значения возраста — 1230 млн. лет, свидетельствующее, во-первых, о разновозрастности пегматитовых тел Сатпурского пояса и, во-вторых, вероятно, о гораздо более древнем возрасте самой вмещающей формации. Косвенным указанием на время седиментации тол-

щи может быть обыкновенный свинец микроклина обр. 31 (табл. 1), указывающий на вероятные вариации возраста толщи до 1500 млн. лет, как и сланцев Аравалли (см. фиг. 5 — сходство изотопного состава свинца обр. 41-44).

Разнообразный материал, собранный в Раджастане, позволяет несколько критически подойти к прежним представлениям о возрастных соотношениях формаций горных пород этого региона.

Геологическое строение Раджастана характеризуется развитием кристаллического фундамента, представленного гнейсами и мигматитами типа Бандельканда в его восточных районах. На этом фундаменте с явным несогласием и базальными конгломератами в основании залегает мощная толща пород серии Аравалли, в свою очередь перекрываемая более поздним комплексом кварцитов и сланцев системы Дели.

Уже первые измерения аргоновым методом гнейсов, подстилающих араваллийские конгломераты, показали значение возраста, превышающие 1500 млн. лет (обр. 47, табл. 1).

Попытки измерить возраст сланцев Аравалли свинцово-изохронным методом и методом обыкновенного свинца дали весьма любопытные результаты.

Изотопный состав свинца образца сланцев и-44, отличавшегося высоким свинцово-урановым отношением, указал на время седиментации толщи Аравалли согласно кривой эволюции обыкновенного свинца земной коры — около 1500 млн. лет назад.

Свинцово-изохронный метод, применённый для трёх проб того же образца, различавшихся содержанием радиогенного свинца за счёт присутствовавшего в сланцах детритного циркона, показал весьма древнее значение возраста — 3500 млн. лет. Это значение, полученное со значительной экспериментальной ошибкой, характеризует возраст детритных цирконов происходящих из древнего кристаллического фундамента (гнейсов Бандельканда?), некогда размывавшегося при накоплении араваллийских осадков.

По-видимому, эти данные подтверждают идеи Кришнана о том, что в Восточном Раджастане протягиваются древние толщи Дарварской системы, имеющие субмеридиональное простирание, продолжающиеся на юге под покровом траппов Деккана до их выхода на поверхность в районе Южного Бомбея и Майсора.

Верхний предел возраста серии Аравалли диагностируется измерениями возраста прорывающих её гранитов и пегматитов, датируемых как свинцово-урановым, так и аргоновым методом в 1100 млн. лет. Любопытно, что пегматиты близкого возраста рвут также и залегающую выше серию Дели (обр. 53, 55 в табл. 1).

Измерения абсолютного возраста, выполненные А. Холмсом для монацита Сонианы (865 млн. лет) по $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$, совпали с аналогичными измерениями, выполненными нами для других пегматитов Раджастана (Раджгар и др., 1946), свидетельствуя о близости во времени протекавших поздних магматических событий как в Раджастане, так и в Сатпурском поясе.

Наряду с пегматитами подобного возраста ещё ранее были известны так называемые постделийские пегматиты, датированные А. Холмсом по ураниниту из Бизундни в 740 млн. лет. Ещё более молодое значение возраста было получено для самарскита из нефелин-содалитовых сиенитов Кишенгарта (более 580 млн. лет) А. Асватанараяна. Однако единственное определение, выполненное нами для мусковита из пегматитов, заведомо прорывающих кварциты верхней части разреза делийской системы в районе Кутб Минар, опять-таки показало значение возраста, равное 860 млн. лет.

Все это заставляет полагать, что накопление и толщи Аравалли, и серии Дели происходило по крайней мере ранее этой даты.

Пожалуй, наиболее интересные результаты при изучении геохронологии индийского докембрия были получены при измерении абсолютного возраста глауконитов Кудапакской и Виндийской серий аргоновым методом (Тугаринов и др., 1965).

Согласно сложившимся геологическим представлениям, к Кудапакской серии и её аналогам, а также к более молодым отложениям Виндийской серии относятся слабо метаморфизованные кварциты, сланцы и известняки, залегающие выше так называемого эпархейского несогласия, т.е. заведомо рассматривающиеся как осадки позднего докембрия.

В разное время делались попытки отождествления пород Виндийской серии с нижнепалеозойскими осадками (Фокс, 1928). Этому немало способствовали факты залегания поздневиндийских осадков на породах системы Дели, верхний предел возраста которых фактически совпадал с нижней границей кембрия. Неопределённость возраста Виндийской системы наиболее ярко отражена во фразе одного из наиболее выдающихся её исследователей — Судена: «Возраст Виндийских пород может быть любым — от альгонкиа до девона».

Первое представление о возрасте Кудапакской толщи было основано на измерении изотопного состава свинца галенитовых прожилков, секущих эти осадки, выполненные Асватанараяна. Эти данные позволили оценить по обыкновенному свинцу верхний предел возраста Кудапакской серии в 1450 млн. лет.

Как следует из табл. 2, эта дата весьма близко совпадает со значениями возраста глауконитов, полученных аргоновым методом для песчаников, являющихся аналогами Кудапакской серии из района с. Раджарам в штате Анхра, и для песчаников основания Виндийской серии в районе Читтора (?).

Таким образом, сегодня можно уверенно говорить о широком распространении в Индии формаций раннего рифея-синия, столь типичного для каждого докембрийского щита.

Виндийская система разделяется в настоящее время на четыре серии, как показано на табл. 2.

Таблица 2
Подразделения Виндийской системы и их абсолютный возраст

Отдел	Свита	Возраст, Ар-К, млн. лет
Верхний отдел	Бхэндер	—
	Рева	—
	Кэймур	910
Нижний отдел	Перерыв	940
	Сэмри	1110

Горизонты, содержащие глауконит, установлены пока только в сериях Сэмри и Кэймур.

Как следует из табл. 2, возраст верхнего горизонта серии Сэмри (Кхэйнджау) датируется 1110 ± 60 млн. лет, в то время как возраст глауконитсодержащих горизонтов серии Кэймур варьирует от 910 до 940 млн. лет. Возраст серии Бхэндер и Рева остается неопределённым.

Невольно возникает проблема, как примирить эти данные со значениями возраста магматических и пегматитовых проявлений Сатпурского пояса и Аравалли, измеряющимися 1000 млн. лет?

Принимая во внимание, что серия Сэмри прорвана интрузиями долеритов и на ней с явным перерывом залегает серия Кэймур, среди пород которой аналогичные интрузии обнаружены не были, можно допустить, что эта тектоно-магматическая эпоха, имевшая место 1 млрд. лет назад, совпадающая по времени с гренвильдской эпохой магматизма Северной Америки, отражает крупные события в геосинклинальных областях рифейского времени по сев.-западной и сев.-восточной периферии Индийского щита. В то же время в центральных областях Индии, достигших платформенной стадии тектонического развития, происходило накопление осадков платформенного типа Виндийской системы. Это прекрасно было показано Ахмадом, обратившим внимание на исключительное постоянство литологии Виндийских пород на огромной территории Индостана, свидетельствующее об эпейрогенических движениях кратогена в период их накопления.

Более того, Ахмад отмечает, что: «За исключением крайнего юго-запада, Виндийская толща нигде не подвергалась орогенезу и Виндийские отложения до сих пор в большинстве районов лежат совершенно горизонтально» (Ахмад, 1960).

Невольно возникает мысль о том, что формация Дели может рассматриваться как возрастной аналог нижневиндийских осадков в геосинклинальных зонах, явившихся ареной интенсивного магматизма 1 млрд. лет назад.

По-видимому, не случайно отложения серии Сэмри констатируются только в области развития араваллийских и более древних формаций, в то время как залегающие на породах системы Дели в северо-западной Индии виндийские осадки относятся к более молодым сериям Виндийской системы.

Полученные для виндийской системы возрастные данные позволяют существенно снизить и верхний предел возраста араваллийской толщи (1400 млн. лет), совпадающий с определением возраста свинца сланцев, равным 1500 млн. лет, приближающим её к весьма близким по металлогенетическому облику метаморфическим породам района Сингхбхума (Чайбаса — Данджури).

Самым главным выводом этого раздела наших исследований является представление о виндийской системе как о длительно накапливающейся и сложной по геологической истории формации, время формирования которой охватывает по крайней мере более 500 млн. лет (1400-900 млн. лет назад) в начале верхнего протерозоя, а сам процесс осадкообразования сопровождался серьёзными перерывами.

Полученные новые дополнительные данные по геохронологии Индии совместно с уже накопленным богатым геохронологическим материалом, собранным индийскими исследователями в предыдущие годы, позволяет утверждать, что для геологической истории Индии в докембрии свойственны все основные тектоно-магматические этапы развития, характерные и для других докембрийских материков.

Обращает на себя внимание исключительная металлогеническая продуктивность формаций, ограниченная рубежами 2600-1500 млн. лет, с которыми связано большинство рудных месторождений Индии (Аравалли — Сингхбхум).

Характерно, что объём индийского позднего докембрия совпадает с таковым для Северного Китая и Северной Америки (1500-900 млн. лет назад). Отложения позднего рифея (900-570 млн. лет), столь типичные для Европейского позднего докембрия, во всех этих крупных регионах мира отсутствуют.

Для Индийского щита особенно чётко вырисовывается картина постепенного территориального разрастания за счёт консолидации новых молодых тектонических поясов по его периферии.

Характерно совпадение простираций наиболее юных тектонических областей позднего докембрия с областями более молодой альпийской складчатости, указывающее на элемент унаследованности в развитии тектонических событий на флангах Индийского щита.

Авторы выражают признательность руководителю Геологической службы Индии доктору Б.С. Рой, профессору Вадия и огромному коллективу индийских геологов, дружеское и энергичное участие которых в сборе каменных материалов позволило осуществить настоящее исследование.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г.Д. Предварительные итоги посещения Индии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
2. Афанасьев Г.Д., Шанин Л.Л. О К-Аг возрасте некоторых горных пород Индийского полуострова и о-ва Цейлона.— Труды XII сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций, 1964.
3. Тугаринов А.И., Шанин Л.Л., Казаков Г.А., Аракелянц М.М. О возрасте пород виндийской системы (Индия).— Геохимия, 1965, № 5.
4. Ahmad F. Palaeogeography of Central India in the Vindhyan Period.— Rec. Geol. Surv. India, 1960, 87.
5. Aswathianarayana H. Absolute Ages of the Archean orogenic cycles of India.— Amer. J. Sci., 1956, 2.
6. Aswathianarayana H. Age of Samarskite of Kishengartn, Rajasthan, India.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, 70.
7. Aswathianarayana H. Age of the Cuddapahs. India.— Nature. 1962, 194, N 4828.
8. Auden J.B. Vindhyan Sedimentation in the Son Val.— Mem. Geol. Surv. India, 1933, 62.
9. Bhola K.L., Udas G.R., Mehta N.R., Sahasrabudha G.H. Uranium ore deposits at Jadaguda in Bihar state, India.— 2 Intern. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy. Geneva, 1958.
10. Dunn G.A., Dey A.K. The geology and petrology of Eastern Singhbhum and surrounding areas.— Mem. Geol. Surv. India, 1942, 69.
11. Fermor L.L. On the Age on the Aravalli Range.— Rec. Geol. Surv. India, 1930, 62.
12. Fox C.S. Contribution to the Geology of the Punjab Salt Range.— Rec. Geol. Surv. India, 1928, 61.
13. Heron A.M. The Gwalior and Vindhyan System of south eastern Rdjpatana.— Mem. Geol. Surv. India, 1922, 45.
14. Heron A.M. The Geology of Central Rajputana.— Mem. Geol. Surv. India, 1953, 79.
15. Holland T.H. The charnokite series, a group of Archean hypersthenie rocks in peninsular India.— Mem. Geol. Surv. India, 1909, 28.
16. Holmes A. The age uraninite and monazite from the postdelhi pegmatites of Rajputana.— Geol. Mag., 1949, 86, N 5.
17. Krishnan M.S. Geology of India and Burma. The Madras Lam Journal Office. Madras, 1949.
18. Krishnan M.S. Precambrian Stratigraphy of India 21 sessi on I. G. C. p. 9, Precambrian Stratigraphy and correlations, 1960.
19. Mahadevan C., Aswathianarayana H. Age levels of precambrian orogenic cycles of India.— Bull. Volcanol., 1962, 24.
20. Mathur S.M., Kedar Narain, Srivastava J. Algal structures from the Fawn limestone, Semri series in the Mirzapur Discript, U. P.— Rec. Geol. Surv. India, 1959, 87.
21. Rao Ramachandra M.B. The petrology of the hornblendie rocks of the Kolar shist Belt.— Mysore Geol. Depart. Bull., 1937, N 16.
22. Sarcar P.B., Sen-Sarma R.N. On some radioactive mineral India and its geological age: Samarskite from Nellor.— Science and Culture, 1946, N 11.
23. Wadla D.N. Geology of India. London, Mac. Millan and Co, 1957.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПО C^{14} .

Сообщение 5*

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского
АН СССР, Москва*

В данном сообщении приводятся результаты определений абсолютного возраста по радиоуглеродному методу геологического и археологического материала. Приводимый список является продолжением ранее опубликованных датировок [1-4]. Все даты получены путём измерения активности C^{14} в виде двуокси углерода, вводимой в пропорциональный счётчик. Это объясняется тем, что мы имели лучший счётчик, чем прежний. Его основные параметры следующие: рабочий объём 1,5 л, фон 6,3 *имп/мин*, чистый счёт современного углерода 16 *имп/мин*. При таких параметрах и при стандартных условиях измерения (4σ, 48 час) максимальный возраст составляет при P 2 атм 33 000 лет и при P 3 атм 35 000 лет. Методика получения CO_2 , счётная аппаратура и проведение измерений были описаны ранее [5].

Все приводимые в статье датировки отнесены к 1950 г. и вычислены на основе значения периода полураспада C^{14} , равного 5570 ± 30 лет. В настоящее время наиболее точным значением для периода полураспада C^{14} принимается величина 5730 ± 40 лет [3, 4, 6]. Исходя из этого, все датировки могут быть пересчитаны путём умножения их на коэффициент 1,03.

В качестве современного стандарта по-прежнему использовалась древесина 30-летней берёзы, срубленной в 1908 г. и проверенная нами ранее по щавелевой кислоте NBS.

Мы продолжали совместную работу с Институтом географии АН СССР по теме «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена». Весь геологический материал, приводимый ниже, служит для решения названной темы. В данном сообщении приводится лишь фактический материал — данные по C^{14} и краткое описание образцов. Затронутые вопросы подробно рассмотрены в работе [7] и будут приводиться в дальнейшем в специальной литературе. В публикуемом списке датировок *геологические образцы* разделены тематически на четыре группы: образцы из торфяных месторождений; образцы, связанные с оледенением; образцы, связанные с историей Балтийского моря; образцы, отражающие формирование береговых линий арктических островов. В конце сообщения приводятся абсолютные даты археологических находок с территории Советского Союза и из-за рубежа.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗЦЫ ОБРАЗЦЫ ИЗ ТОРФЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для создания абсолютной хронологической шкалы голоцена ранее был датирован ряд опорных торфяных месторождений из центральных и северо-западных районов Русской равнины. Однако для решения этой задачи полученных датировок явно недостаточно. Исследование новых торфяных месторождений продолжалось как с территории Европейской части СССР, так и с более восточных районов Союза (Урал, Сибирь).

Болото Тёсово-Нетыльское (Мо-346 — Мо-351)

Торфяное месторождение Тёсово-Нетыльское расположено в Новгородской области в 26 км к северо-западу от Новгорода ($58^\circ 45'$ с. ш., $31^\circ 00'$ в. д.). Образцы

* Геохимия. 1966. № 10. С. 1147–1159. Соавторы А.Л. Девирц, Э.И. Добкина, Н.Г. Маркова.

взяты по валовой канаве, расчистка канавы произведена на 1,25 м вглубь. Общая глубина разреза 4,25 м. На глубине с 3,40 до 4,25 м расположен светло-оливковый сапропель, ниже опесчаненный. Характеристика болота дана в работе [7]. Образцы отобраны в 1962 г. М.И. Нейштадтом (Институт географии АН СССР). Стратиграфическая колонка болота показана на рис. 1.

Мо-347 **490±140**

Торф фускум, степень разложения 5%. Глубина взятия образца 0,25-0,30 м. Предполагаемый возраст 300-500 лет.

Мо-348 **1580±160**

Сфагново-пушицевый торф. Глубина взятия образца 0,65-0,73 м. Предполагаемый возраст 1000—1400 лет.

Мо-349 **2880±120**

Торф древесно-осоковый, сильно разложившийся, глубина залегания 1,05-1,10 м. Предполагаемый возраст 3000 лет.

Мо-350 **3730±200**

Сфагново-пушицевой торф, более светлый, сильно разложившийся. Глубина залегания 1,45-1,50 м. Предполагаемый возраст 4000-4500 лет.

Мо-351 **6280±230**

Торф рыжак, быстро темнеющий, с примесью древесных остатков. Глубина 3,2- 3,4 м. Предполагаемый возраст около 7000 лет.

Мо-346 **5860±210**

Древесина (берёзовая) с остатками коры. Глубина 2,33 м. Предполагаемый возраст 5000-6000 лет.

Примечание. Сапропель с глубины 3,40-4,25 м, подстилающий торфяные отложения (как видно из рис. 1), не датировался, поэтому абсолютный возраст болота Тёсово-Нетьльское не установлен. По спорово-пыльцевым данным этот возраст примерно оценивается 8500-9000 лет. Образец Мо-350, взятый непосредственно под пограничным горизонтом, дал возраст 3730 лет; образец Мо-349, отобранный в верхней части пограничного горизонта, имел возраст 2880 лет. Таким образом, оказалось возможным определить продолжительность образования пограничного горизонта, которая равна 900 годам.

Б о л о т о Ш у в а л о в о (Мо-358, Мо-359)

Шуваловское болото верхового типа расположено на окраине Ленинграда (60°00' с. ш., 30°20' в. д.). Образцы взяты из погребённой торфяной прослойки на западной окраине болота, в районе посёлка Шуваловского торфопредприятия. Мощность торфяной прослойки 10 см. Образцы отобраны Н.А. Хотинским (Институт географии АН СССР) в 1963 г.

Мо-358 **3930±200**

Торф из погребённой торфяной прослойки, глубина залегания образца 0,10-0,15 м. По стратиграфическому положению погребённого торфяника предположительный возраст его древнее Шуваловского болота, нижние горизонты которого имеют возраст около 9000 лет [4].

Мо-359 **2040±160**

Торф из той же прослойки, что и Мо-358, но с глубины 0,15-0,20 м.

Примечание. Предположение о связи погребённого торфяника с основанием Шуваловского болота не подтвердилось.

Б о л о т о С о о н и с т е (Мо-363, Мо-365 — Мо-369)

Торфяное месторождение Соонисте (оно же Элисте) расположено в районе Таллина Эстонской ССР. Месторождение представляет собой болото верхового типа, в настоящее время оно разрабатывается. Образцы взяты на карьере после тщательной зачистки в 1962 г. М.И. Нейштадтом (Институт географии АН СССР)

вместе с Р. Мянпиль (Институт геологии АН ЭстССР) по рекомендации академика К.К. Орвику. Стратиграфическая колонка болота Соонисте показана на рис. 2.

Mo-363**1160±100**

Торф фускум (fuscum), сфагновый с глубины 0,32-0,38 м. Степень разложения 5%. Предположительный возраст — поздний голоцен (субатлантический период).

Mo-365**2450±120**

Торф сосновый с углистой прослойкой с глубины 1,35-1,40 м из пограничного горизонта.

Mo-366**4630±200**

Торф тростниковый с глубины 1,90-1,95 м. Степень разложения 20%. Предположительный возраст 4500-5000 лет, средний голоцен (конец атлантического периода).

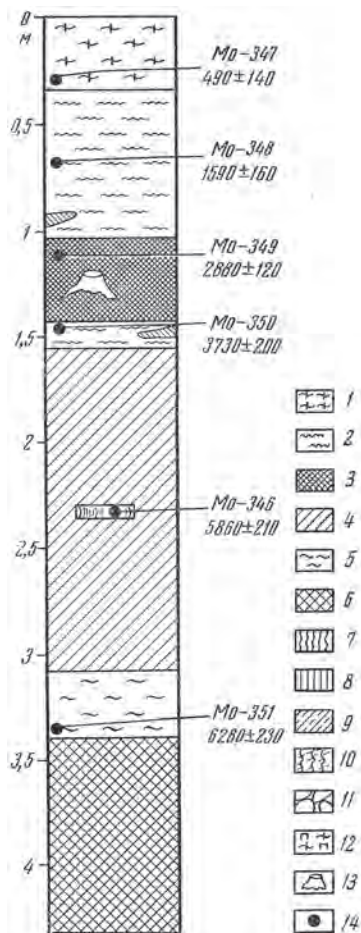


Рис. 1. Стратиграфическая колонка болота Тёсово-Нетельское

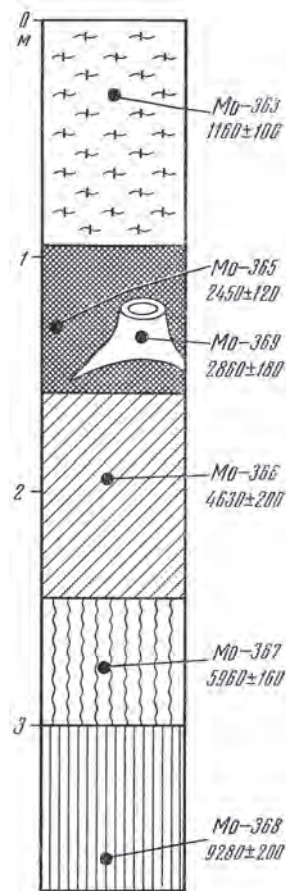


Рис. 2. Стратиграфическая колонка торфяного болота Соонисте (условные обозначения те же, что и на рис. 1)

1 — фускум торф, 2 — медиум торф, 3 — пограничный горизонт, 4 — осоковый низинный торф, 5 — терес торф, 6 — сапропель, 7 — древесно-тростниковый торф, 8 — древесный торф, 9 — осоково-гипновый торф, 10 — тростниково-гипновый торф, 11 — валуны, 12 — фускум торф с пушицей, 13 — пни, стволы и корни в залежи, 14 — место отбора проб на C^{14}

Мо-367

5960±150

Торф древесно-тростниковый с глубины 2,70-2,75 м. Степень разложения 25%. Предположительный возраст 5000-6000 лет, средний голоцен (атлантический период).

Мо-368

9280±200

Торф древесный с глубины 3,57-3,62 м. Степень разложения 50%. Предположительный возраст — ранний голоцен (бореальный период).

Мо-369

2860±180

Древесина. Спил с корневой шейки пня из пограничного горизонта с глубины 1,4 м, диаметром до 35 см. Предположительный возраст 4000-4500 лет.

Примечание. Абсолютный возраст торфяного болота Соонисте 9300 лет по возрасту образца Мо-368, взятого из основания толщи.

Месторождение Аятское

(Мо-386, Мо-388 — Мо-390, Мо-394, Мо-397, Мо-398)

Торфяное месторождение Аятское (ранее Черновское) расположено в Невьянском районе Свердловской области, в 30 км к северо-западу от Свердловска. Образцы на определение абсолютного возраста по C^{14} и на спорово-пыльцевой анализ отбирались из средней части болота в карьере № 4. Разрез выбран на участке верхового типа (фускум торф), где средняя мощность торфа составляет 5-6 м. Вертикальная стенка была предварительно зачищена на 1,5 м в глубь от бровки карьера. Образцы отобраны в 1963 г. Н.А. Хотинским. Стратиграфическая колонка болота Аятское показана на рис. 3.

Мо-386

3510±90

Фускум торф с глубины 1,70-1,75 м. Степень разложения 5%.

Мо-388

3960±130

Фускум торф с примесью пушицы с глубины 2,55-2,60 м. Степень разложения 5-10%. Предположительный возраст 3000-4000 лет.

Мо-389

4630±150

Древесина, спил ствола из пограничного горизонта с глубины 2,65 м. Предположительный возраст 4000-4500 лет.

Мо-390

4720±200

Сосново-пушицевый торф из пограничного горизонта с глубины 2,70-2,75 м. Степень разложения 30-40%. Предположительный возраст около 5000 лет.

Мо-394

6230±150

Осоковый торф с глубины 3,45-3,50 м. Степень разложения 25%.

Мо-397

9110±150

Осоково-гипновый торф с глубины 5,20-5,25 м. Степень разложения 20-30%.

Предположительный возраст около 9000 лет.

Мо-398

9780±210

Торф тростниково-гипновый с примесью осоки с глубины 5,40-5,45 м. Степень разложения 25%. Предположительный возраст 9000-10 000 лет.

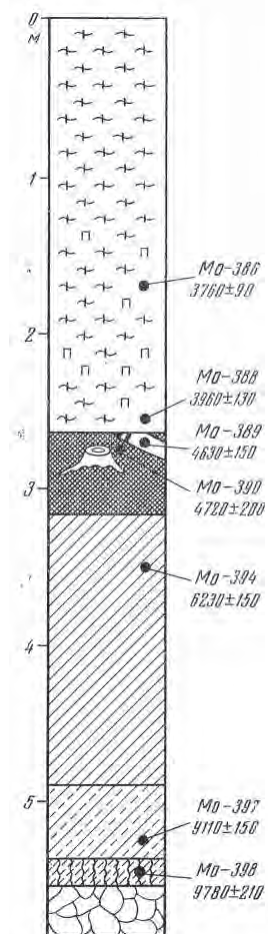


Рис. 3.
Стратиграфическая колонка болота Аятское (условные обозначения те же, что и на рис. 1)

Примечание. Абсолютный возраст торфяного месторождения Аятское по радиоуглеродным датировкам — около 10 000 лет.

Болото Мелехово (Мо-360, Мо-361)

Болото Мелехово расположено в Переславском районе Ярославской области на южной окраине Половецко-Купанского торфяного месторождения, в 15 км к северу от озера Сомино (56°55' с. ш., 38°35' в. д.). В 1961 г. из этого болота произвели отбор проб на спорово-пыльцевой анализ. Располагая детальной спорово-пыльцевой диаграммой в 1963 г., Н.А. Хотинский в том же пункте произвёл отбор проб на радиоуглеродный анализ с учётом важнейших стратиграфических уровней голоценовых отложений. Общая мощность отложений 12 м [8, 9].

Мо-361

11370±370

Светло-серый сапропель, контакт с расположенной ниже чёрной гиттией выражен чётко. Глубина взятия образца 10,25-10,40 м. Предполагаемый возраст соответствует верхнему дриасу (10 300-10 900 лет).

Мо-360

11980±300

Сапропель тёмно-серого, почти чёрного цвета. Глубина взятия образца 10,60-10,75 м. Предполагаемый возраст соответствует аллерёду и оценивается 11 000-12 000 лет.

Примечание. Возраст сапропелей из нижних горизонтов болота Мелехово подтверждает, что эти слои накапливались во время, соответствующее аллерёду и верхнему дриасу.

Половецко-Купанское болото (Мо-405, Мо-406)

Половецко-Купанское болото расположено в Переславском районе Ярославской области (56°55' с. ш., 38°35' в. д.). Здесь взяты два образца гиттий, накапливавшихся во время валдайского оледенения. Образцы представлены Н.А. Хотинским в 1964 г. По пыльцевым данным предположительный возраст их 13 000-14 000 лет.

Мо-405

>35 000

Гиттия. Образец взят с глубины 8,30-8,80 м, в слое светло-оливковой гиттии.

Мо-406

>35 000

Гиттия. Там же, но с глубины 8,80-9,40 м, так же в слое светло-оливковой гиттии.

Примечание. Абсолютный возраст гиттий не подтвердил предположительных оценок по споровопыльцевым данным. Отложения оказались значительно более древними.

ОБРАЗЦЫ, СВЯЗАННЫЕ С ОЛЕДЕНЕНИЕМ И ФОРМИРОВАНИЕМ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ЛАНДШАФТОВ

Продолжалось изучение истории последнего валдайского оледенения на территории Русской равнины. В этой связи представляет интерес группа образцов, отобранная из отложений, изученных В.Б. Соколовой (Северо-западное геологическое управление) при проведении геологической съёмки бассейна р. Сухоны в районе г. Вологды. Окрестности г. Вологды расположены в непосредственной близости от границы валдайского оледенения. Ледник находился в 20-40 км севернее г. Вологды. Неясные спорово-пыльцевые диаграммы не позволяли оценить возраст изучаемых отложений. Так, в отношении серых глин и песка с растительными остатками, вскрывающихся в террасах рек Вологды, Содимы, Согожи, Тошни и Пудежки, существовало два мнения (Мо-376, Мо-377, Мо-379 — Мо-381). В.Б. Соколова относил их к межстадиям валдайского оледенения, так как в то время имели место озёрные бассейны, где найдены названные осадки. Н.С. Чеботарева (Институт географии АН СССР), опираясь на геоморфологические условия залегания этих отложений, считала их значительно более молодыми, послеледниковыми. Кроме разре-

зов речных террас, исследовали торфянистые отложения, расположенные к западу от Вологды, вскрытые скважиной на водоразделе на абсолютных отметках около 160 м (Мо- 402). Приводится также ряд датировок, связанных с изучением межстадиалов и стадий последнего оледенения (Мо-374, Мо-375, Мо-401).

Датировка образца Мо-202 уже приводилась в работе [3] (>29 000 лет). Повторное измерение в новом счётчике при улучшенных параметрах также не дало конечного возраста.

Мо-374

12 430±400

Растительные остатки из расчистки на правом берегу р. Ловать напротив бывшей дер. Леоново, у дер. Рыжаково, в 7 км к югу от г. Великие Луки Псковской области (56°20' с. ш., 30°30' в. д.). Расчистка заложена там, где река подмывает древние озёрные осадки, отложенные в понижении холмисто-моренного рельефа. В расчистке обнажаются: песчаные отложения с включением гравия и прослоями илистого песка и алевролита, переслаивающиеся пески и глины с растительными остатками, ниже — переслаивающиеся мелко- и крупнозернистые пески и затем — песчанистые глины. Общая глубина расчистки 10 м. Образец взят с глубины 4,7 м. Предположительный возраст не более 16 000 лет до настоящего времени. Пыльцевая диаграмма, выполненная Р.В. Федоровой, показывает, что время накопления осадков характеризовалось арктическими элементами флоры. Возраст должен определить время отступления ледника с Валдайской возвышенности в её юго-западной части. Образец отобран Н.С. Чеботаревой в 1963 г. Разрез описан в работах [10, 11].

Мо-375

>33 000

Торф из болотных отложений в разрезе равнины основной морены у хутора Карукюла в 7 км к югу от г. Килинги-Нымме Пярнуского района Эстонской ССР. В разрезе обнажаются: почвенный горизонт, супесь с гравием и галькой (морена), песок, содержащий торф, и торф с линзами песка, слой древесного, древесно-хвощевого и хвощевого торфов, глинистый сапропель, алевролит и песок среднезернистый. Образец взят из слоя древесного торфа с глубины 1,49-1,64 м. Предполагаемый возраст, по данным К. Орвику, — верхний климатический оптимум микулинского межледниковья. Возникает вопрос: не принадлежат ли данные органогенные отложения молодого — шекснинскому межледниковью. Образец отобран летом 1963 г. Р.О. Пиррус (Институт геологии АН ЭстССР) [12].

Мо-376

2780±180

Растительные остатки из разреза поймы на левом берегу р. Пудежка (правый приток р. Вологды), бассейн Сухоны, 10 км на северо — северо-запад от г. Вологды, у старой дороги на с. Кубенское (59°20' с. ш., 39°50' в. д.). Растительные остатки включены в пески, слагающие террасу, и отобраны с глубины 1,15-1,45 м от поверхности из слоя, представляющего чередование серого песка с торфянистым песком. Образец отобран в 1963 г. Н.С. Чеботаревой и В.Б. Соколовой.

Мо-377

10 860±320

Растительные остатки из разреза № 4 первой надпойменной террасы на правом берегу р. Вологды у дер. Марфино, напротив г. Молочное, в 14 км к северо-западу от г. Вологды (59°15' с. ш., 39°40' в. д.). Образец взят Н.С. Чеботаревой и В.Б. Соколовой в 1963 г. с глубины 4,7 м из верхней части толщи, представляющей основание разреза террасы и состоящей из голубовато-серых суглинков и супесей с растительными остатками. Разрез в литературе не описан, обнаружен при проведении геологической съёмки В.Б. Соколовой, которая установила, что в долине р. Вологды, кроме этой 5-метровой террасы, есть более низкий уровень — пойма, и местами обнаруживаются остатки более высокой террасы.

Мо-379

10 000±310

Торф из разреза поверхности, образующей большую часть Вологодской котловины. Разрез вскрывает р. Содима, приток р. Вологды. Образец взят на левом берегу у кирпичного завода, на юго-западной окраине г. Вологды (59°10' с. ш., 39°55' в. д.) с глубины 1,2 м в 1963 г. Н.С. Чеботаревой и В.Б. Соколовой. Здесь в береговом обрыве в толще серых суглинков встречаются прослои торфа мощностью всего нескольких сантиметров. Данный разрез представляет интерес, так как вскрывает строение днища Вологодской озёрной котловины,

накопление осадков которой могло происходить во время межстадиалов валдайского оледенения. По данным пыльцевого анализа возраст не ясен.

Мо-380**2400±180**

Древесина из разреза пойменной террасы на левом берегу р. Согожи у дер. Телешово, в 60 км к юго-западу от г. Вологды Ярославской области (58°45' с. ш. 39°15' в. д.). Образец отобран Н.С. Чеботаревой и В.Б. Соколовой в 1963 г. на глубине 4,5 м из слоя голубой глины, содержащей растительные остатки и древесину. Изучаемая терраса является самой распространенной в долине р. Согожи.

Мо-381**3720±130**

Древесина и растительные остатки из разреза поймы левого берега р. Тошня (бассейн р. Сухоны) у дер. Руново, в 18 км к западу — юго-западу от г. Вологды (59°10' с. ш., 39°30' в. д.). В долине р. Тошня имеется низкая пойма высотой около 1 м, затем террасовый уровень высотой 3,4 м и терраса высотой 4,5 м, которая наиболее широко распространена в долине реки. Из расчистки в последней террасе образец взят Н.С. Чеботаревой и В.Б. Соколовой в 1963 г. на глубине 4,1 м в слое темно-серой, почти черной глины с массой древесины, растительными остатками и тонкими прослойками светло-желтого тонкозернистого песка.

Мо-401**>33 000**

Растительные остатки из разреза, вскрывающего строение террасовидной поверхности по левому берегу р. Емы (бассейн р. Сухоны) у с. Воскресенское Вологодской области в 15 км к юго-западу от г. Вологды. Образец отобран Н.С. Чеботаревой и В.Б. Соколовой в 1963 г. из толщи тонкослоистой супеси и суглинка с прослоями торфянистой гиттии на глубине 6 м от поверхности. Во время накопления осадков, вскрытых у с. Воскресенского, климатические условия были прохладные (произрастала сосна, ель, берёза). Однако полученная споро-во-пыльцевая диаграмма не позволяет уверенно датировать эти осадки. Накопление отложений могло происходить как во время последнего межледниковья (имеющиеся осадки могут отвечать началу или концу межледниковья), так и во время ранних межстадиалов валдайского оледенения; возраст отложений не менее 30 000 лет. Этот разрез был описан ранее [13].

Мо-402**>33 000**

Торф из скважины № 2, пробуренной на водоразделе с абсолютной высотой 161 м в положении понижения поверхности у дер. Анчаково Вологодской области, близ дороги Вологда — Череповец, примерно в 40 км к юго-западу от г. Вологды (59°10' с. ш., 39°15' в. д.). Образец отобран Н.С. Чеботаревой и В.Б. Соколовой в 1963 г. с глубины 2,3–2,85 м. Торф залегал под песками и безвалунными лёссовидными суглинками. Накопление торфа могло происходить во время микулинского межледниковья или во время межстадиала валдайского оледенения.

Примечание. Принимая во внимание залегание озёрно-болотной толщи в разрезе у дер. Анчаково под лёссовидными суглинками, а не под мореной, можно считать, что граница последнего оледенения проходила севернее территории Анчаково.

Мо-202**>35 000**

Торф. Посёлок Пурмалей-I, район Клайпеды Литовской ССР (55°45' с. ш., 21°20' в. д.). Условия залегания: торф находится на глубине ~20 м, над ним залегает песок с примесью органического вещества (мощность ~4 м), который закрыт 6-метровым слоем валунного суглинка. Под торфом также залегает песок с примесью органического вещества. Образец отобран в 1960 г. Представлен В.К. Гуделисом. Предположительный возраст — межстадиальный, относящийся, по-видимому, к последнему оледенению.

ДРЕВНИЕ БЕРЕГОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ (Мо-216 — Мо-218, Мо-220, Мо-222 — Мо-225)

Образцы с территории Прибалтики датировались с целью изучения истории развития Балтийского моря, в частности уточнения времени начала трансгрессии литоринового моря, имевшей место, по предположениям геологов, во время климатического оптимума голоцена. В это время растаяли последние остатки северо-европейского ледникового покрова в Скандинавии, что вы-

звало, по-видимому, повышение уровня моря в Балтике (литориновая стадия). Для определения возраста литориновой трансгрессии исследовалась серия образцов древесины и торфа, залегающих в сходных стратиграфических условиях — в верхней части озёрно-болотных толщ, погребённых под литориновыми береговыми валами. Места отбора образцов расположены на побережье Прибалтики, на значительных расстояниях друг от друга. Серия подобрана в 1960 г. и представлена в лабораторию Л.Р. Серебрянным (Институт географии АН СССР).

Мо-216

7140±170

Торф. Образец (полевой номер ГЛ-1) отобран из погребённого торфяника на левом берегу р. Чёрной, ниже шоссе моста, в 7 км к западу от г. Зеленогорска Ленинградской области (60°10' с. ш., 29°30' в. д.). Торф темно-бурый, листоватый, с хорошо сохранившимися растительными остатками, взят из самого верхнего слоя линзовидной пачки озёрно-болотных отложений. Торфяной слой общей мощностью 22 см погребён под песчано-галечными осадками древнего берегового вала абсолютной высотой до 30 м и подстилается темно-серой плотной гиттией, из верхней части: которой взят образец Мо-217; ещё ниже залегают светло-серые суглинки и пески. Исследованный образец отвечает верхней части торфяного слоя мощностью 8 см и находится на глубине 4 м от бровки обнажения и на высоте 8 м над урезом р. Чёрной. Предполагаемый возраст — начало или середина атлантической фазы голоцена. Образец отобран в 1960 г. Л.Р. Серебрянным.

Мо-217

7240±170

Древесина. Образец (полевой номер ГЛ-2) взят в том же разрезе, что и образец Мо-216, но на глубине 4,4 м от бровки и на высоте 7,6 м над урезом р. Чёрной. Древесина находилась в верхней части горизонта темно-серой плотной гиттии мощностью около 2 м. Предполагаемый возраст — начало атлантической фазы голоцена.

Мо-218

7810±170

Торф. Образец (полевой номер ГЛ-3) взят на правом берегу р. Коваши, восточнее шоссе моста, у пос. Сосновый Бор Ленинградской области (59°55' с. ш., 29°05' в. д.). Чёрный, сильно уплотнённый торф общей мощностью 0,4 м, насыщенный растительными остатками, погребён под толщей песков с суглинистыми прослоями и ниже переходит в слоистую песчаную толщу. Образец залегал на глубине 1,8 м от бровки обнажения и на высоте 0,7 м над урезом р. Коваши. Разрез описан [14]. Предполагаемый возраст — начало атлантической фазы голоцена. Образец отобран в 1960 г. Л.Р. Серебрянным.

Мо-220

7720±180

Торф древесный. Образец (полевой номер ГЛ-5) отобран на правом берегу р. Коваши, восточнее шоссе моста, у пос. Калище Ленинградской области (59°55' с. ш., 29°06' в. д.). Древесный торф чёрный, очень плотный, насыщен растительными остатками, взят на глубине 8,2 м от бровки обнажения и на высоте 1,8 м от уреза р. Коваши.

Выше торфяника залегает толща песков с прослоями суглинков, ниже — пески [14]. Предполагаемый возраст — начало атлантической фазы голоцена. Образец отобран в 1960 г. Л.Р. Серебрянным.

Мо-222

8400±190

Древесный торф и в нижней части гиттия. Образец (полевой номер ГЭ-1) отобран у дер. Кярла на о. Сааремаа Эстонской ССР (58°25' с. ш., 22°20' в. д.). Монолит длиной около 20 см взят из погребённого торфяника, подстилаемого песками, на уровне 4 м от кровли коренных карбонатных пород. Образец находился на глубине 2,5 м от вершины древнего берегового вала, на высоте 19 м над уровнем моря. Поскольку торфяник залегает в основании берегового вала второй литориновой трансгрессии, предполагаемый возраст образца заключён в интервале «литорина-1 — литорина-2» (начало атлантической фазы голоцена). Образец отобран в 1960 г. Х.Я. Кессел (Институт геологии АН ЭстССР).

Мо-223

7180±270

Гиттия. Образец (полевой номер ГЭ-2) взят в 20 км к западу от Таллина Эстонской ССР у населённого пункта Кейла-Йоа (59°25' с. ш., 24°20' в. д.). Образец приурочен к основа-

нию торфяной линзы мощностью 20–34 см, которая подстилается маломощным слоем песков (до 4 см) и коренными карбонатными породами. Торфяник залегает на глубине 3 м от вершины древнего берегового вала и на высоте 23 м над уровнем моря. В составе кроющей толщи осадков берегового вала — пески с прослоями гальки. Поскольку торфяник приурочен к основанию берегового вала первой литориновой трансгрессии, его возраст может отвечать началу атлантической фазы голоцена. Образец отобран в 1960 г. Х.Я. Кессел.

Мо-224**7110±170**

Торф. Образец (полевой номер ГК-1) взят на левом берегу р. Венты у населённого пункта Варве в 10 км южнее г. Вентспилс Латвийской ССР (57°20' с. ш., 21°30' в. д.). В данном районе р. Вента прорезает литориновые лагунные и более древние отложения. Образец отобран из слоя низинного древесного торфа мощностью 0,27 м и нижней части лежащего выше слоя сапропелеподобных осадков мощностью 0,4 м. Последние вмещают прослой песков и раковины пресноводных моллюсков. В верхней части разреза обнажаются песчано-галечные отложения берегового вала. Абсолютная отметка бровки обнажения 7,5 м, подошвы слоя торфа 4,4 м. Торф подстилается тонкозернистыми песками, уходящими под урез р. Венты. Предполагаемый возраст образца — начало атлантической фазы голоцена. Образец отобран в 1960 г. Э.Ф. Гринбергом (Латвийский государственный университет им. П. Стучки, Рига).

Мо-225**8970±180**

Сапрпель песчанистый. Образец (полевой номер ГК-2) отобран на левом берегу р. Венты, на окраине г. Вентспилс (57°25' с. ш., 21°30' в. д.). Здесь р. Вента прорезает устьевую часть лагуны литоринового моря. Абсолютная отметка бровки обнажения 4 м. Под толщей тонкозернистых песков мощностью 2,5 м и песчанистых сапрпелей с раковинами пресноводных моллюсков мощностью 0,3 м залегают пылеватые синевато-серые глины мощностью 0,6 м. По данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов, эти глины накопились во время трансгрессии анцилового озера, сапрпеля — во время регрессии этого озера, а пески — во время трансгрессии литоринового моря. Предполагаемый возраст образца — конец бореальной или самое начало атлантической фазы голоцена. Образец взят в 1960 г. Э.Ф. Гринбергом.

ОБРАЗЦЫ, ОТРАЖАЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ ОСТРОВОВ В АРКТИКЕ

Продолжалось датирование образцов, раскрывающих историю поднятия островов в Арктике. Здесь приводятся два образца с территории архипелага Земли Франца Иосифа (Мо-355 и Мо-421) и пять образцов с островов Шпицбергена (Мо-415, Мо-416, Мо-418 — Мо-420). Для Земли Франца Иосифа ранее уже были получены датировки [3, 4], которые позволили построить «радиоуглеродную кривую» поднятия архипелага в голоцене и сделать ряд других палеогеографических выводов [15]. Новые данные позволяют продолжить изучение движения земной коры и оледенения островов Баренцево-Карского шельфа в поздне- и послеледниковое время. По полученным возрастам можно надёжно датировать ледниковые стадии Шпицбергена, которые были синхронными с соответствующими стадиями Новой Земли и Земли Франца Иосифа. Интересно отметить, что материалом всех находок из Арктики (кроме одной) являются древесные плавники, выброшенные морем на берег и погребённые позднейшими отложениями; только в одном случае был найден автохтонный материал, т.е. не подвергавшийся переносу — водорослевый торф (Мо-355). Последняя датировка хорошо увязывается со всеми остальными [16]. Образцы представлены М.Г. Гросвальдом (Институт географии АН СССР).

Мо-355**5500±240**

Торф из морских водорослей. Земля Франца Иосифа, остров Земля Александры, мыс Нагурского (80°50' с. ш., 48°00' в. д.). Образец взят с глубины 20–30 см от поверхности морской террасы в понижении между невысокими береговыми валами. Абсолютная

высота места залегания образца 17,5 м. Торф залегает, несомненно, в первичном положении — возможность его переотложения исключается. Торф на протяжении длительного времени испытывал влияние вечной мерзлоты. Современной растительности на поверхности торфа нет. Предположительный возраст торфа около 6000 лет. Образец взят в 1961 г. В.Л. Суходровским. Образец описан [16].

Мо-421

1550±120

Древесина — плавник. Образец обнаружен на поверхности уступа среди морских отложений, ненарушенность которых указывает на первичное положение образца. Абсолютная высота 5 м. Место взятия: Земля Франца Иосифа, о. Земля Александры, берег залива Дежнева (80°45' с. ш., 48°10' в. д.). Предполагаемый возраст 2500-3000 лет. Образец взят летом 1964 г. Ю.А. Лаврушиным (Геологический институт АН СССР).

Серия — образцы со Шпицбергена

Данная серия образцов древесины — плавника с береговых линий архипелага Шпицберген была взята летом 1964 г. сотрудниками Шпицбергенской экспедиции Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА). Все образцы отобраны с поверхности и из разрезов морских террас голоценового возраста. Условия залегания образцов таковы, что вероятность загрязнения их более молодым органическим веществом и карбонатом исключена.

Мо-415

810±70

Образец из морской террасы на высоте 38 м над уровнем моря. Место взятия образца — остров Западный Шпицберген, п-ов Трескелен, у залива Хорнсунн (77°00' с. ш., 16°20' в. д.). Образец взят Д.В. Семевским (НИИГА).

П р и м е ч а н и е . Данный древесный плавник, по-видимому, переотложен ледником.

Мо-416

5070±100

Образец из морской террасы на высоте 50 м. Место взятия: о. Эдж, побережье Бло-фьорда, к югу от мыса Пэхуэл-Леша (78°06' с. ш., 23°08' в. д.). Образец отобран В.Н. Васильевым (НИИГА).

Мо-418

4060±100

Образец из морской террасы с высоты 20 м. Место взятия: о. Баренца, п-ов Талавера (78°14' с. ш., 21°05' в. д.). Образец отобран В.Н. Васильевым.

Мо-419

2400±120

Образец из разреза морской террасы с высоты 5,5 м. Место взятия: о. Баренца, район мыса Баркхам (78°16' с. ш., 20°48' в. д.). Образец отобран Б.А. Клубовым (НИИГА).

Мо-420

3190±130

Образец из того же разреза, что Мо-419, но с высоты 11 м. Образец отобран Б.А. Клубовым.

ПРОЧИЕ ОБРАЗЦЫ

В этом разделе в основном представлены археологические находки, хотя некоторые из них могут быть использованы геологами для оценки возраста геологических образований.

Мо-105

>29 000

Кость медведя из стоянки Байя-де-Фер из района Крайова в западной части Румынии [17]. Эта стоянка открыта в 1951 г. румынским академиком К.С. Николэску-Плопшор, там найдены кости первобытного человека и животных и кварцитовые орудия. Образец представлен доктором Н. Хаасом.

П р и м е ч а н и е . Костный материал содержит углерод двух видов: органический и преимущественно неорганический. Указанный выше возраст определён по органической фракции кости. Для этого первоначальный образец кости медведя сначала обрабатывали соляной кислотой для удаления неорганического углерода, затем сжигали в токе кислорода. Возраст по неорганической фракции может быть искажён за счёт изотопного обмена в природных

условиях. Следует отметить, что полученный предел возраста связан с тем, что в нашем распоряжении имелось малое количество образца.

Мо-241**2640±100**

Обугленная пшеница. Образец взят из раскопок крепости Тейшеб-баини на холме Кармир-Блур, в 4-5 км от Еревана (Армянская ССР). Тейшеб-баини — памятник древнего государства Урарту. Предположительный возраст VI в. до н. э. Образец предоставлен Н.И. Хитаровым (Институт геохимии и аналитической химии).

Примечание. Данная датировка хорошо согласуется с абсолютным возрастом обгорелой древесины из урочища Кармир-Блур, полученным в радиоуглеродной лаборатории Геологического института АН СССР (2600±135) [18].

**Серия — образцы с Ушковского озера
(Мо-345, Мо-353, Мо-354)**

Образцы обугленной древесины с берега Ушковского озера, расположенного на правом берегу р. Камчатки в 25-30 км ниже Козыревска (56°15' с. ш., 160°10' в. д.). Образцы отобраны в 1962 г. Н.Н. Диковым (Сибирское отделение Академии наук СССР).

Мо-353**220±140**

Древесный уголь из стоянки рыболовов. Уголь извлечён из поддернового гумусированного суглинка, содержащего остатки материальной культуры (каменные и костяные изделия, хозяйственные ямы и очаги). Глубина залегания угля 25 см от поверхности, над пеплами вулкана Шивелуч, высота террасы (первой надпойменной) 4 м. Сравнительно-типологическим методом данный культурный слой позднего неолита поддаётся лишь приблизительной датировке в пределах первого тысячелетия до н. э. — начала первого тысячелетия н. э.

Мо-354**2070±190**

Древесный уголь из культурного слоя неолитической стоянки, там же, где Мо-353, но с глубины 1 м от поверхности, между пеплами вулкана Шивелуч. Образец извлечён из слоя суглинка, содержащего остатки сгоревшего деревянного перекрытия древней землянки. Сравнительно-типологическим методом данный культурный слой среднего неолита датируется приблизительно вторым тысячелетием до н. э.

Мо-345**10 360±350**

Древесный уголь из очажной ямы. Место взятия образца — то же, что и Мо-353 и Мо-354, но с глубины 1,7 м. Образец взят в культурном слое, содержащем каменные изделия мезолитического облика, в жёлтом слоистом суглинке, под пепловыми отложениями вулкана Шивелуч. Общая мощность рыхлых отложений около 2 м. Предположительный возраст — около 10 000 лет. Образец обнаружен в мезолитическом пласте стоянки и является самым древним свидетельством о заселении Камчатки человеком.

Примечание. Б.И. Пийп всю свиту пеплов Шивелуча относит ко второму тысячелетию н. э. Образцы же Мо-354 и Мо-345, залегающие ниже основных пепловых слоёв Шивелуча, заставляют отказаться от такой оценки, основанной на толщине вмещающих пеплы рыхлых отложений [19].

Мо-352**1460±160**

Углистый материал, остаток сожжённой древней крепи либо костра. Образец обнаружен в древних горных выработках золоторудного месторождения Колар, Индия, в 75 км восточнее г. Бангалор (13°10' с. ш., 78°20' в. д.). По археологическим данным относится ко времени ранних горных разработок ~2000 лет тому назад. Образец представлен в 1963 г. А.И. Тугариновым (Институт геохимии и аналитической химии АН СССР).

Серия — образцы из Армении (Мо-356, Мо-357)

Эти образцы связаны с развитием горных работ в прошлом на территории нынешней Армении. Они важны для облегчения поисковых геологических работ.

Мо-356

1330±140

Обломки древесного угля, находящиеся в большом скоплении шлаков. Образец собран в долине р. Агарцин, Иджеванского района Армянской ССР, где найдены скопления шлаков мощностью около 2 м, остатки «металлургического завода», а затем и древнего поселения. Образец отобран с глубины 1 м в 1962 г. С.Е. Гогиняном (Управление геологии и охраны недр при Совете Министров Армянской ССР). Предполагается, что именно этот район в прошлом был местом зарождения металлургического производства. Археологические оценки о времени зарождения доменного производства весьма разноречивы. По данным археологов Армении, предметы, найденные на месте обнаруженных очагов металлургического производства, относятся к шестому или пятому тысячелетию до н. э.

Мо-357

1540±160

Обломок древесного крепления. Образец отобран в древней выработке, залегающей на глубине 30 м от дневной поверхности, с. Гамзачиман Спитакского района Армянской ССР. О районе находки древней выработки никаких археологических сведений нет. Предполагают, что эти выработки использовались с целью добычи золота в III-VI в. н. э. Возможно, что добыча золота здесь происходила в одно и то же или близкое время с эксплуатацией рудников другого месторождения Армении (Мо-176, 1715±100) [3]. Образец отобран в 1962 г. С.Е. Гогиняном.

Мо-362

>35 000

Торф. Образец отобран из торфяника Каменного оврага, расположенного у дер. Якиманка, в 20 км к северу от г. Владимира и в 8 км к юго-востоку от г. Суздаль Владимирской области. Торфяник залегает в толще озерно-болотных отложений, выстилающих понижение поверхности днепровской морены. Выход торфяника расположен у подножья левого склона Каменного оврага в 1 км выше устья оврага (в 1 км от выхода устья оврага к руслу р. Нерли). В разрезе прослеживаются (сверху вниз): покровные суглинки мощностью около 5 м, супесь голубовато-серая, слоистая — 1,2 м, торф черно-коричневый с видимыми остатками растений — 1,05 м (из его нижней трет и взят образец на радиоуглеродный анализ), супесь торфоватая, буро-коричневая — 0,45 м, сапропель чёрно-зеленоватый — 0,45 м, супесь серая, слоистая — 0,45 м, песок мелкозернистый, водоносный — 0,1 м. Склон, в котором обнажается торфяник, и поверхность, в которую врезан сам овраг, поросли только травяной растительностью. Проникновения корневой системы современных растений в торфяник не наблюдается. Определение абсолютного возраста было проведено с целью выяснения геологии района верхнепалеолитической стоянки Сунгирь, расположенной в 20 км южнее выхода торфяника. Образец отобран в 1963 г. С.М. Цейтлиным (Геологический институт АН СССР). Предположительный возраст торфяника по палеоботаническим данным — микулинское межледниковье.

П р и м е ч а н и е . Абсолютный возраст гумуса, извлеченного из торфа Каменного оврага у с. Якиманка, показал возраст >45 000 лет (ГИН-102а) [20].

Мо-382

<200

Образец взят с поверхности грунта на глубине моря 970 м в центральной части Датского залива, в 200 км к северу от берегов Исландии (67°55' с. ш., 20°15' з. д.). Материал представляет литифицированную древесину, просверленную моллюсками — древоточцами (способность гореть и плавать в воде не потеряна). Образец древесины поднят во время рейса научно-исследовательского судна «Севастополь» (днотерпательная проба) совместно со щебенчато-галечниковым материалом, по-видимому, принадлежащим к глубоко погруженному береговому валу. Сбор В.Д. Дибнера (Институт геологии Арктики) 1959 г. Предположительный возраст образца (по общегеографическим данным) несколько десятков тысяч лет. Полученный возраст должен указать время интенсивных тектонических движений, приведших к погружению берегового вала на такие большие глубины.

П р и м е ч а н и е . Возраст образца, определённый по C¹⁴, явно не согласуется с ожидаемым результатом. Образец оказался случайным.

Серия — образцы с Кубы (Мо-399, Мо-400)

Образцы обугленной древесины были собраны во время полевых работ, проводившихся Департаментом антропологии Академии наук Республики Куба в июне 1963 г. Стратиграфические раскопки производили на двух археологических памятниках в провинции Орьенте, в восточной части Кубы. Эти раскопки исключительно важны для изучения первобытной эпохи на Кубе. Подробные сведения об обеих стоянках приводятся в работе [21]. Образцы были взяты из слоёв, где обнаружены пищевые остатки, осколки керамических сосудов и большие скопления пепла древних очагов. Отчётливо видно, что эти слои не подвергались изменениям со времени их отложения. Образцы присланы директором Департамента антропологии проф. Эрнесто Табио.

Мо-399**1000±100**

Обугленная древесина из археологических раскопок. Место взятия образца: Агуас Гордас (Aguas Gordas), муниципальный округ Банес (Banes) провинция Орьенте (Oriente) (20°05' с. ш., 75°42' з. д.). В этом поселении было открыто 10 курганов, образец взят из кургана № 1 на глубине 1,5-2 м (полевое название образца А-1-V). Характерной чертой этого поселения является то, что даже в самых верхних слоях курганов не обнаружено остатков европейского пребывания. Другим отличием является большая толщина культурного слоя на некоторых холмах поселения, что совершенно необычно для Кубы, где культурные напластования колеблются по толщине от 0,5 — до 1,5 м. Так, для изучаемого кургана № 1 была установлена глубина культурного слоя 3,1 м. Предполагаемый возраст на основе не очень точного метода оценки по толщине культурного слоя 500-750 лет.

Мо-400**<100**

Обугленная древесина из археологических раскопок. Место взятия образца: Эль-Порвенир (El Porvenir), муниципальный округ Банес, провинция Орьенте, расположено в 11 км от места взятия образца Мо-399 (21°06' с. ш., 75°49' з. д.). В этом поселении было обнаружено 13 курганов, некоторые из них содержали в своих верхних слоях множество фрагментов испанской керамики, железные предметы и другие находки колониального периода, соответствующие XVI в. н. э. Высота холмов в этом поселении меньше, чем в Агуас-Гордас. Данный образец взят из кургана № 11 из слоя на глубине 0-0,25 м от поверхности (полевое название образца Р-11-1).

Примечание. Образец взят из слоя, близкого к поверхности, поэтому не исключён его ошибочный отбор.

Мо-417**5810±150**

Обугленная древесина. Берег р. Кагул у Вулканешт, районного центра Молдавской ССР. Фрагмент обугленной древесной плахи от фундамента жилища взят из пункта Вулканешты-II, раскоп I, жилище № 1, квадрат 3/в. Поселение относится к культуре Гумельница, распространённой в Нижнем. Подунавье в IV-III тысячелетиях до н. э. На территории СССР поселения Гумельницы обнаружены недавно. Раскопки археологической экспедиции Института археологии АН СССР, проводившейся совместно с Институтом истории АН Молдавской ССР в 1964 г. Образец представлен Т.С. Пассек [22, 23].

Примечание. Полученная датировка является первым определением абсолютного возраста для родственной Триполью культуры Гумельницы в СССР и уточняет историю сложения древнеземледельческих культур на юге нашей страны.

Мо-422**29 800±600**

Древесный уголь. Образец взят из горизонта «С» третьего от поверхности слоя почвы. Разрез находится около старого кирпичного завода в селении Менде в Венгрии (47°30' с. ш., 19°30' в. д.). Слой, в котором найдены остатки древесного угля, является гумусовым лёссовым суглинком. Глубина взятия образца около 6,5 м. Возможно, что древесный уголь был снесён водотоком в одно из понижений тогдашнего рельефа. С того времени грунтовые воды не поднимались до этого уровня. Слой лёссового суглинка с остатками угля залегает выше горизонта «Паудорф». Разрез у с. Менде является одним из классических лёссовых разрезов Европы. Установление абсолютного возраста углей из ископаемой почвы в этом разрезе

поможет подробному выяснению подразделения эпохи Вюрм в Европе. Образец отобран в ноябре 1964 г. директором Института географии АН Венгрии Мартен Печи и сотрудником этого Института Дьердь Хан. Профиль разреза у с. Менде описан в работе G. Hase [24].

Мо-423

>33 000

Остатки трупа шерстистого носорога (*Rhinoceros antiquitatis*) из района с. Старунь Львовской области УССР [25]. Местность расположена по правому притоку Днестра — Быстрице Солотвинской в предгорьях Карпат на высоте около 400 м, в 120 км от края максимального днепровского оледенения. Два трупа носорога, скелет мамонта и остатки полярной флоры были найдены польскими учёными в начале века в суглинках при разработке озокерита. Стратиграфическое положение этой находки не ясно. Предполагаемый возраст находки — последняя ледниковая эпоха. Образец предоставлен К.К. Марковым (Московский государственный университет).

Авторы выражают благодарность всем товарищам, предоставившим свой материал и его описание для определения абсолютного возраста, а также сотрудникам радиоуглеродной лаборатории Р.В. Вронской и Д.Ф. Французову, оказывавшим помощь в экспериментальной работе.

Поступила в редакцию

13 мая 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова И.Г., Мартищенко Л.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщение 1. — Геохимия, № 8, 1956.
2. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова И.Г., Мартищенко Л.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщение 2. — Геохимия, № 8, 1959.
3. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова И.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщение 3. — Геохимия, № 5, 1962.
4. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова И.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщение 4. — Геохимия, № 9, 1963.
5. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова И.Г., Мартищенко Л.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} при помощи пропорционального счётчика. Изд-во АН СССР, М., 1961.
6. Godwin H. Half-life of radiocarbon. — Nature, v. 195, № 4845, 1962.
7. Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. Сб. под редакцией М.И. Нейштадта. Изд-во «Наука», 1965.
8. Хотинский Н.А. Палеогеография верхнего плейстоцена и голоцена восточной окраины Верхне-Волжской низменности. Диссертация. Ин-т географ., М., 1964.
9. Хотинский Н.А. Сопоставление схем зонального деления поздне- и послеледникового времени с помощью синхронизирующих уровней. — Докл. АН СССР. т. 156, № 1, 1964.
10. Солоневич К.И. О позднеледниковой растительности окрестностей Великих Лук. (Новое месторождение ископаемой дриасовой флоры). — Сов. ботаника, № 1, 1938.
11. Последний европейский ледниковый покров. Сборник. Изд-во «Наука», 1965.
12. Орвику К.К., Пиррус Р.О. Межморенные органогенные отложения в Карукюла (Эстонская ССР). — В сб.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Изд. ин-та геол. ЭССР, Таллин, 1965.
13. Марков К.К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги. — Тр. Верхне-Волжской экспедиции, вып. 1, 1939.
14. Марков К.К. Очерки по географии четвертичного периода. Географиздат, 1955.
15. Гросвальд М.Г., Девириц А.Л., Добкина Э.И. К истории голоцена Земли Франца Иосифа. — Докл. АН СССР, т. 141, № 5, 1961.
16. Гросвальд М.Г., Девириц А.Л., Добкина Э.И. Ещё одна датировка берегов Земли Франца Иосифа. — Материалы гляциологических исследований, вып. 10, 273, 1964.

17. Nicolăescu-Plopșor C.S., Haas N. Probleme de Antropologie, v. 1. Бухарест, 1954.
18. Чердынцев В.В., Алексеев В.А., Кинд Н.В., Форова В.С., Сулержицкий Л.Д. Радиоуглеродные даты лаборатории ГИН АН СССР.— Геохимия, № 4, 1964.
19. Пийп Б.И. Новое эруптивное состояние вулкана Шивелуч с конца 1944 года по май 1945 года и некоторые замечания о геологической структуре вулкана и его прошлых извержениях.— Бюл. Вулканол. ст. на Камчатке, № 14, 1948.
20. Чердынцев В.В., Алексеев В.А., Кинд Н.В., Форова В.С., Завельский Ф.С., Сулержицкий Л.Д., Чурикова И.В. Радиоуглеродные даты лаборатории Геологического института (ГИН) АН СССР.— Геохимия, № 12, 1965.
21. Rouse L. Archaeology of the Maniabon Hills. Yale University Publication in Anthropology, № 26, Yale University Press, 1942.
22. Пассек Т.С., Черныш Е.К. Открытие культуры Гумельницы в СССР.— Краткие сообщ. Ин-та археол. АН СССР, вып. 100, 1965.
23. Черныш Е.К. Глинобитные жилища культуры Гумельницы в Нижнем Подунавье.— В сб.: Новое в археологии, М., 1965.
24. Hase G. Stand und Probleme der Löss — Forschung in Europa. Geographische Berichte. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft der DDR. Heft 27, 97—129, 1963.
25. Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период, т. I Изд. Моск. ун-та, 1965.

DETERMINATION OF THE ABSOLUTE AGE ACCORDING TO C^{14} *Communication 5*

*V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
Academy of Sciences, USSR, Moscow*

Results of determining the absolute age of the Late Quaternary deposits by.. the radiocarbon method are given in the article. The dating of peat deposits was continued. The absolute age of a series of samples connected with the last glaciation and the formation of postglacial landscapes on the Russian plain has been determined. The old beech barriers of the Baltic Sea were investigated. The dating of samples reflecting the formation of shore lines of the arctic isles was going on. At the end of the list datings of archaeological finds are given.

All measurements of the C^{14} activity were carried out according to carbon dioxide in a counter of an improved construction.

**ДАННЫЕ РАДИОУГЛЕРОДНОЙ ЛАБОРАТОРИИ
ИНСТИТУТА ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО АН СССР***

СООБЩЕНИЕ 4**

Образцы, связанные с изучением истории оледенения

1. Мо-242

5120±200

Растительные остатки. Взяты Н.С. Чеботаревой (ИГ АН СССР) летом 1961 г. из отложений 5-6-метровой террасы р. Балазны, впадающей в р. Касплю (бассейн Западной Двины), близ с. Боярщина Смоленской области. Образец взят на глубине 2 м от бровки террасы. Обнажение находится в 150 м выше устья р. Балазны на её левом берегу, где терраса имеет меньшую высоту над урезом реки (всего 4,3 м), нежели в остальных её местах, что связано с расположением в рельефе старичного понижения. Обнажение вскрывает строение старичной линзы, сложенной глинами, в нижней части переслаивающимися с песками. Глины содержат большое количество растительных остатков. Предполагаемый возраст — голоцен или 25 000-30 000 лет, так как спорово-пыльцевой анализ не подтвердил сходство с микულიнскими отложениями (Чеботарева и др., 1962).

2. Мо-243

6670±230

Древесина. Взята Н.А. Кориной и М.А. Фаустовой (ИГ АН СССР) летом 1960 г. из аллювиальных отложений I надпойменной террасы р. Куньи у дер. Сухая Горка Торопецкого района Калининской области. Образец взят из расчистки с глубины 2,15-2,20 м. Расчистка вскрывает строение I надпойменной террасы р. Куньи. Под пойменными супесями залегают песчаные отложения старичной линзы, содержащие растительные остатки; ниже залегают крупнозернистые пески русловой фации. В отдельных образцах обнаружено большое содержание пыльцы липы и вяза (>23%). Предполагаемый возраст 25000-35000 лет или голоцен.

3. Мо-244

7120±240

Древесина из того же разреза, что и Мо-243, но с глубины 2,75-2,80 м.

4. Мо-256

>34 000

Торф и остатки древесины. Взят Н.С. Чеботаревой в 1958 г. в с. Микулино Руднянского района Смоленской области. Расчистка заложена на склоне неглубокого оврага, прорезающего моренное плато, на котором расположено с. Микулино. В расчистке под маломощной глинистой мореной обнажаются озёрные илы, затем — торф с обломками древесины, ниже — гиттии, под ними — пески. Ещё ниже — моренные отложения. Согласно палинологическим данным и стратиграфии разреза, предполагаемый возраст оценён примерно в 64 000 лет.

5. Мо-257

>29 000

Торф. Взят Н.А. Кориной в 1960 г. у дер. Спас-Прилуки Плоскошского района Псковской области из слоя торфа, залегающего в обнажении коренного берега р. Куньи. Глубина взятия 9,9-10,0 м от верха расчистки, на 10 см выше уреза р. Куньи. Расчисткой вскрыты (сверху вниз): морена — супесь с гравием и галькой, озерно-ледниковые глины, горизонтальнослоистые озёрные пески с растительными остатками, листоватый торф, песок грубозернистый. Предполагаемый возраст — межстадиал начала деградации последнего оледенения, предшествовавший крестецкой стадии, или древнее, т.е. от 55 000 до 30 000-25 000 лет. Имеются данные спорово-пыльцевого анализа, устанавливающие межстадиальный характер отложений.

* Списки радиоуглеродных датировок, полученных в лабораториях СССР за период 1 января 1962 г. по 1 января 1966 г. Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., 1966. С. 240-258. Соавт.: Девриц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г.

** Опубликовано под названием «Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщение 4» в журнале «Геохимия» 1963, № 9.

6. Мо-293

7830±250

Древесина. Отобрана Н.С. Чеботаревой в 1962 г. из разреза 7-метровой террасы р. Щеберихи близ дер. Рвеницы, к северо-западу от оз. Селигер и к северу от оз. Стерж Калининской области. Разрез находится в пределах области валдайского оледенения. В изученном разрезе террасы вскрываются старичные отложения, содержащие растительные остатки и древесину. Старичные отложения покоятся на морене, являющейся последней для данной террасы, самой высокой в долине р. Щеберихи. Морена перекрыта аллювием. Образец взят с глубины более 3,5 м. Предполагаемый возраст — голоцен. По данным спорово-пыльцевого анализа, накопление старичных осадков, входящих в состав террасы, могло происходить в период относительно тёплый, видимо, несколько теплее современного. Однако В.П. Гричук не исключает межледниковый характер этих отложений.

7. Мо-296

13 390±500

Растительные остатки, содержащиеся в алеврите с песком. Отобраны И.Я. Данилансом и Н.С. Чеботаревой в 1962 г. из разреза на р. Рауне близ хут. Рацени, по дороге Веселава-Цесис, в 100 м ниже моста через эту реку, к восток-северо-востоку от Риги. В разрезе обнажается мощная толща морены, на которой залегают озёрные отложения, перекрытые маломощным прослоем красно-бурого суглинка и алевритами. Озёрные отложения представлены маломощными алевритами и песками, содержащими остатки полярной фауны (полярная берёзка, ива, куropаточья трава и т.д.). Образец взят из этого слоя на глубине около 3 м от поверхности. Накопление озёрных отложений, судя по характеру растительности, происходило в условиях холодного климата в позднеледниковье.

8. Мо-297

1720±170

Торф. Отобран Н.С. Чеботаревой в 1962 г. из известного в литературе (Цапенко, Махнач, 1959) разреза у дер. Тимошковици Кореличского района Гродненской области БССР. Дер. Тимошковици расположена на Новогрудской возвышенности, за пределами области валдайского оледенения. Разрез приурочен к громадной древней балке бассейна р. Неман. Здесь вскрываются два разновозрастных горизонта торфа: нижний горизонт накопился, судя по спорово-пыльцевым данным, во время микулинского межледниковья; верхний, по мнению одних исследователей, — накопился во время второго климатического оптимума микулинского межледниковья, а по мнению других, — во время раннего межстадиала валдайского оледенения. Анализировался торф из верхнего горизонта, взятый на глубине 3,5 м от поверхности.

9. Мо-299

>28 000

Древесина. Отобрана Н.С. Чеботаревой в 1962 г. в карьере кирпичного завода у дер. Забердово Кореличского района Гродненской области БССР. Дер. Забердово расположена на Новогрудской возвышенности, за пределами области валдайского оледенения. Озёрно-болотные отложения, представленные торфами, глинами и алевритами, приурочены к понижению поверхности, которая сложена мореной московского оледенения и вышележащими озерно-ледниковыми глинами. В торфе обнаружено много древесины. На анализ был взят образец древесины с глубины около 1 м от поверхности. Судя по стратиграфическим условиям, торф мог накопиться как во время микулинского межледниковья, так и во время межстадиалов последнего оледенения и даже в голоцене. По данным спорово-пыльцевого анализа, торф отлагался в обстановке довольно прохладного климата, однако такой климат имел место в разные периоды плейстоцена и голоцена.

10. Мо-302

16 260±640

Мох. Отобран Н.С. Чеботаревой и О.П. Кондратене в 1962 г. из разреза, вскрытого р. Улой, левым притоком р. Меркис, у дер. Зервинос в районе г. Варена к юго-западу от Вильнюса. Р. Ула прорезает толщу зандров, располагающихся по внешнему краю Балтийской гряды, образованной во время померанской стадии валдайского оледенения; под зандрами залегают межстадиальные озёрно-болотные отложения, а также пески бранденбургской стадии. Озёрно-болотные отложения, представленные глинами и алевритами, образуют линзу, залегающую между песками. В основании этих отложений на глубине более 2 м от поверхности залегает 5-сантиметровая прослойка хорошо сохранившегося зелёного мха, из которой был взят материал на анализ (глубина расчистки 0,75 м). Предполагаемое время нако-

пления озёрно-болотной толщи, в свете данных спорово-пыльцевого анализа, — межстадиал между померанской и бренденбургской стадиями (Басаликас, 1957; Кондратене, 1960).

11. Мо-304

> 29 000

Древесина. Отобрана Н.С. Чеботаревой в 1962 г. в разрезе террасы на р. Черемухе, правом притоке Волги, к югу от г. Рыбинска против санатория им. В.В. Воровского (Ярославская область). В этом разрезе в цоколе террасы вскрываются озёрные осадки, принадлежащие древнему Молого-Шекснинскому озеру. По данным спорово-пыльцевого анализа, накопление озёрных осадков происходило во время микулинского межледниковья. Абсолютный возраст этих отложений прежде определялся в 42-43 тыс. лет (Старик, Арсланов, 1961), что значительно моложе общепринятого значения возраста микулинского межледниковья. Этим обстоятельством было вызвано повторное определение возраста тех же отложений.

12. Мо-307

> 28 000

Древесина. Отобрана Н.С. Чеботаревой летом 1962 г. в разрезе 14-метровой террасы Волги у дер. Черменино под Рыбинском (Ярославская область). Разрез вскрывает строение террасы: цоколь сложен осадками Молого-Шекснинского озера, выше залегают пески с галькой, фауной и древесиной (аллювиально-озёрные отложения). Анализу подвергались древесные остатки, содержащиеся в песках на глубине 2 м от поверхности террасы. Возраст этих песков определялся ранее равным: $25\,900 \pm 900$ и $28\,800 \pm 2000$ лет (Старик, Арсланов, 1961). Учитывая, что при первом отборе образцов могли быть допущены ошибки, так как не соблюдались условия, предусмотренные «Инструкцией по сбору образцов для радиоуглеродного анализа», возраст данных отложений вызывал сомнение и требовалось повторное определение.

13. Мо-315

3100±180

Древесина. Отобрана в 1962 г. О.М. Знаменской, В.П. Гричуком и Н.С. Чеботаревой на левом берегу р. Лиговки между каналами в 500 м от моста дороги Стрельна — Красное Село, у ст. Горелово, в окрестностях Ленинграда. В этом же районе отбирался образец Мо-201 (Виноградов и др., 1962; Серебрянный и др., 1962). Р. Лиговка врезается в Приневскую низину, которая с поверхности сложена грубозернистыми песками — осадками II Балтийского ледникового озера, накопившимися во время стояния края ледника у гряд Сальпаусселькя. Образец на анализ взят из террасы р. Лиговки, сформировавшейся после регрессии приледникового водоёма и отступления льдов от гряд Сальпаусселькя.

14. Мо-316

9600±300

Древесина из того же района, что Мо-315, но из разреза отложений II Балтийского ледникового озера. Образец залегал в осадках, расположенных ниже грубозернистых песков на расстоянии 250 м от места взятия образца Мо-315.

15. Мо-317

> 34 000

Торф. Отобран И.Я. Данилансом и Н.С. Чеботаревой летом 1962 г. из разреза в нижнем течении р. Летиже, притока р. Венты, у пос. Деселе на Курземской возвышенности (западная часть Латвийской ССР). Разрез вскрывает строение коренного берега р. Летиже (Даниланс, 1962). Между двумя горизонтами морен залегает озёрно-болотная толща, представленная глинами, песками и торфом. Торф плотный, мощностью 0,2 м; из этого слоя был взят образец на анализ. Данные спорово-пыльцевого анализа указывают, что накопление озерно-болотных осадков происходило во время какого-то межстадиала.

16. Мо-318

> 34 000

Торфянистая гиттия. Отобрана И.Я. Данилансом и Н.С. Чеботаревой летом 1962 г. из разреза на левом берегу р. Гауя у пос. Леясциемс к восток-северо-востоку от Риги. Озёрные отложения представлены песками и серыми алевритами, насыщенными органическими остатками (кусочки мхов, трав). Озёрные отложения перемяты и частично включены в покрывающую их красно-бурую морену мощностью около 6 м (Даниланс, 1962). По данным спорово-пыльцевого анализа, во время накопления озёрных отложений климатические условия были довольно умеренные; по-видимому, эти осадки накапливались во время какого-то межстадиала валдайского оледенения.

17. Мо-339

12 710±310

Торф. Отобран О.П. Кондратене в 1962 г. из разреза, вскрытого р. Улой, левым притоком р. Меркис, у дер. Рудия, выше по течению реки от дер. Зервинос в районе г. Варена

(Литовская ССР). Этот разрез представляет строение зандровой равнины, простирающейся к юго-востоку от Балтийской гряды. Под 7-8-метровой толщей песков залегает линза торфа. Палеоботанические исследования показали, что во время накопления торфа климатические условия были весьма умеренные, в растительном покрове произрастали главным образом сосна и берёза. Предполагается, что этот интервал отвечал межстадиалу, предшествовавшему померанской стадии валдайского оледенения.

18. Мо-340

12 260±160

Образец древесины и торфа. Отобран О.П. Кондратене в 1962 г. из разреза, вскрытого р. Мяркис у дер. Памеркис в районе г. Варена. Этот разрез представляет строение зандровой равнины, простирающейся к юго-востоку от Балтийской гряды. В толщу песков включена озёрно-болотная линза с двумя горизонтами торфа. Образец взят из нижнего горизонта на глубине 6,5 м от поверхности. По данным спорово-пыльцевого анализа, накопление всей озёрно-болотной толщи происходило во время межстадиала, предшествовавшего померанской стадии валдайского оледенения.

19. Мо-341

11500±400

Торф из верхнего горизонта той же озёрно-болотной толщи, что Мо-340. Глубина взятия образца 4,5 м от поверхности.

Образцы ископаемых почв

20. Мо-289

3880±180

Ископаемая почва, постлѣссовая. Правобережье р. Десны, плато в Брянской области. Образец отобран Т.Д. Морозовой и А.А. Величко летом 1962 г. на глубине 0,4 м от поверхности из стенки оврага, представляет собой гумусовый горизонт ископаемой почвы в лёссах. На анализ по C^{41} из почвы выделялись полностью все гуминовые вещества. Предполагаемый возраст по геологическим данным — поздний плейстоцен, по археологическим — конечная пора верхнего палеолита (Величко и др., 1964).

21. Мо-336

3150±180

Образец тот же, что и Мо-289, но химическая методика выделения гуминовых веществ отличная: из почвы предварительно удалялись подвижные формы органических веществ, после чего проводилось обычное выделение прочно связанных форм гуминовых кислот и гуминов на анализ по C^{14} .

22. Мо-337

24 920±1800

Валдайская ископаемая почва. Из того же разреза, что и Мо-289. Образец взят на глубине 4,25 м от поверхности из стенки оврага, представляет собой гумусовый горизонт ископаемой почвы в лёссах. Подготовка пробы такая же, как и для Мо-289; выделение подвижных форм органических веществ не потребовалось, так как из-за глубокого залегания образца они отсутствуют.

23. Мо-342

24 200±1680

Валдайская ископаемая почва. Правобережье р. Десны, с. Мезин Черниговской области. Образец взят на глубине 8,7 м от поверхности из стенки оврага, отобран из гумусового горизонта ископаемой почвы в лёссах. Подготовка пробы для анализа на C^{14} такая же, как для Мо-289. Предполагаемый возраст, по геологическим данным, — верхний плейстоцен, интерстадиал валдайской ледниковой эпохи (Величко и др., 1964). Образец отобран Т.Д. Морозовой и А.А. Величко летом 1962 г.

Образцы из торфяных месторождений и озёр

Имнатское торфяное болото

24. Мо-249

< 100

Торф. Взят в 1961 г. на Имнатском торфяном месторождении. Месторождение входит в состав обширного Потийского болота, расположенного в 8-9 км к юго-востоку от г. Поти (Грузинская ССР). Образец отбирался на глубине 1,75-2,0 м буром Гиллера на участке верхового типа. По предварительным данным спорово-пыльцевого анализа, предполагаемый возраст образца 1000-1500 лет. Образцы из Имнатского месторождения представлены Н.А. Хотинским (ИГ АН СССР).

25. **Мо-251** **2100±150**
Торф. Взят там же, где и Мо-249. Глубина взятия образца 5,75-6,0 м, Предполагаемый возраст 4000-5000 лет.
26. **Мо-253** **4130±190**
Торф. Взят там же, где и Мо-249, на глубине 8,25-8,5 м. Предполагаемый возраст 8500-9000 лет.
27. **Мо-254** **5820±210**
Торф. Взят в том же разрезе, что и Мо-249. Глубина взятия образца 11,0-11,3 м. Предполагаемый возраст 9500-10 000 лет.

Озеро Сомино

28. **Мо-259** **9560±340**
Образец тонкодетритовой чёрной гиттии. Отобран из нижней части 40-метровой озёрной толщи оз. Сомино в Переславском районе, на юге Ярославской области. Взят из скважины № 10 на глубине 36,2-37,0 м. Предполагаемый возраст, по данным спорово-пыльцевого анализа, 9000-10 000 лет. Образцы из района оз. Сомино отобраны Н.А. Хотинским.
29. **Мо-262** **9780±310**
Образец тонкодетритовой гиттии. Взят из той же скважины, что и Мо-259, на глубине 38,0-38,5 м. Предполагаемый возраст 9000-10 000 лет.
30. **Мо-264** **9890±300**
Образец тонкодетритовой гиттии, отобранный из скважины № 10, что и Мо-259, на глубине 39,0-39,5 м. Предполагаемый возраст 9000- 10 000 лет.
31. **Мо-266** **9430±300**
Образец из толщи погребённого сапропеля, вскрытого скважиной № 86, в юго-восточной прибрежной части оз. Сомино, в 0,5 км от устья р. Вексы. Здесь, под песками на глубине от 17 до 22 м, залегает 5-метровая толща погребённого сапропеля. Общий состав спорово-пыльцевых спектров озёрных осадков показывает, что растительный покров развивался в суровых климатических условиях. Глубина взятия образца 17,05-17,45 м. Первоначально предполагали, что накопление сапропеля происходило в конце валдайского оледенения.
32. **Мо-268** **10 260±330**
Сапропель серый, минерализованный, из той же скважины, что и Мо-266, на глубине 18,5-19,5 м. Абсолютный возраст этого горизонта хорошо совпадает с датировками контакта позднего и последледниковых отложений, полученных в Англии — 10 300 лет и Дании — 10 300±350 лет (Виноградов и др., 1963б).

33. **Мо-271** **10530±330**
Сапропель серый, минерализованный, из того же разреза, что и Мо-266. Глубина взятия образца 21,0-22,0 м. Данные спорово-пыльцевого анализа указывают на господство травянистых и кустарниковых формаций, что хорошо согласуется с представлениями о безлесных ландшафтах верхнего дриаса.

Торфяное болото Шувалово

34. **Мо-319** **3200±190**
Образец сфагнового торфа. Степень разложения 5-10%. Взят из верхнего горизонта Шуваловского болота верхового типа, расположенного на северной окраине Ленинграда. Отбор образцов проводился из стенки карьера в северной части торфяника, где залежь выработана до минерального грунта. Общая мощность болотных отложений 3,18 м. Ниже залегают пески с прослойками глины. Образец взят на глубине 1,3-1,35 м. Предполагаемый возраст 2500-3000 лет. Серия образцов из Шуваловского торфяника отобрана в 1962 г. М.И. Нейштадтом.
35. **Мо-320** **4820±260**
Древесно-пушицевый торф, пограничный горизонт. Из того же разреза, что и Мо-319. Степень разложения 50-60%. Глубина взятия образца 1,701,74 м. В пограничном горизонте

в большом количестве встречаются остатки корней, пней, стволов. Из этого же горизонта был определён возраст древесной сосны (Мо-325). Предполагаемый возраст 5000-5500 лет.

36. Мо-321 **7790±260**

Древесно-пушицевый торф. Степень разложения 55-60%. Взят в том же разрезе, что и Мо-319, на глубине 2,10-2,15 м. Предполагаемый возраст 7500-8000 лет.

37. Мо-322 **8600±310**

Сфагновый (с гипнумом) торф. Степень разложения 10-15%. Взят в том же разрезе, что и Мо-319. Глубина взятия образца 2,40-2,45 м. Предполагаемый возраст 8500 лет.

38. Мо-323 **8770±290**

Тростниковый торф. Степень разложения 10-15%. Взят в том же разрезе, что и Мо-319, на глубине 2,82-2,87 м. Предполагаемый возраст 8500-9000 лет.

39. Мо-324 **8720±270**

Древесный торф. Хорошо разложившийся — до 50%. Взят в том же разрезе, что и Мо-319. Глубина взятия образца 3,13-3,18 м. Предполагаемый возраст более 9000 лет.

40. Мо-325 **4120±190**

Спил с корня из того же разреза, что и Мо-319, из пограничного горизонта (см. Мо-320). Взят с глубины 1,35-1,85 м. Предполагаемый возраст 4000-5000 лет

Торфяное болото Осеченский мох

41. Мо-326 **1600±170**

Сфагново-пушицевый торф. Степень разложения 10-15%. Образец взят из болота Осеченский мох, расположенного около г. Вышний Волочек Калининской области. Отбор проводился из откоса валовой канавы, предварительно проводилась расчистка откоса на 1,25 м вглубь от бровки канавы. Глубина взятия данного образца 0,75-0,80 м. Предполагаемый возраст не свыше 2500 лет. Общая мощность торфяной залежи 2,58 м. Сборы проводились М.И. Нейштадтом летом 1962 г.

42. Мо-327 **2880±180**

Пушицево-сфагновый торф. Степень разложения 35%. Взят из того же разреза, что и Мо-326, на глубине 1,02-1,07 м. Предполагаемый возраст не свыше 4500 лет.

43. Мо-328 **3820±190**

Торф древесный (сосновый). Степень разложения 50-60%. Образец взят из того же разреза, что и Мо-326, на глубине 1,20-1,27 м, из так называемого пограничного горизонта. Предполагаемый возраст не свыше 4500 лет.

44. Мо-329 **6940±250**

Торф сфагново-осоковый с пушицей. Взят из того же разреза, что и Мо-326, на глубине 1,70-1,75 м. Предполагаемый возраст не свыше 7700 лет.

45. Мо-330 **9300±210**

Торф-рыжак, осоково-тростниковый, с древесными остатками. Взят из того же разреза, что и Мо-326, на глубине 2,25-2,30 м. Предполагаемый возраст не свыше 9800 лет.

46. Мо-331 **9770±300**

Торф древесный. Степень разложения 50-60%. Взят из того же разреза, что и Мо-326, на глубине 2,50-2,58 м. Предполагаемый возраст, по спорово-пыльцевым данным, около 9800 лет.

Образцы из донных осадков Чёрного моря

47. Мо-283 **8000±260**

Ил со дна Чёрного моря. Образец взят В.А. Гриненко в августе 1960 г. на 32 рейсе экспедиционного судна «Витязь». Станция № 4745-2, склон у Батуми. Глубина моря в данном месте 1704 м, глубина грунта 160-180 см. Материал образца представляет из себя переслаивание глинистого однородного ила с сапропелево-глинистым микрослоистым илом. Ниже 190 см начинаются осадки новозвксинского времени.

48. Мо-344 **23 000±1320**
Ил сапропелевый, бурый, микрослоистый, с запахом H_2S . Образец взят с глубины грунта 680-710 см.

49. Мо-284 **7510±240**
Ил сапропелевый, бурый, микрослоистый, с запахом H_2S . Образец взят на том же рейсе, что и Мо-283. Станция № 4740 (43°51' с. ш., 33°38' в. д.). Глубина моря 2044 м, глубина грунта 352-365 см. Образец лежит на глине новозвксинского возраста.

50. Мо-284-А **7220±250**
То же, что и Мо-284, глубина грунта 339-352 см.

51. Мо-286 **5040±190**
Глина микрослоистая, зеленовато-серая, мягкая. Содержание органического углерода 1,5%. Образец взят на том же рейсе, что и Мо-283. Станция № 4754-5. Склон у босфорского побережья. Глубина моря 1193 м, глубина грунта 115-140 см. Данный образец, вероятно, образовался в самом конце древнечерноморского периода. Предполагаемый возраст около 3000 лет.

52. Мо-287 **9350±220**
Глина микрослоистая, зеленовато-серая, мягкая, содержание органического углерода около 1,5%. Образец взят на том же рейсе и с той же станции, что и Мо-286. Глубины грунта 435-458 см. С данного образца начинаются древнечерноморские отложения. Стратиграфически образец сопоставим с образцами Мо-283 и Мо-284. Предполагаемый возраст более 5600 лет.

Образцы ископаемых животных

53. Мо-215 **26 000±1600**
Шерсть мамонта. Труп мамонта найден в 1,5 км от пос. Чекуровка Булунского района Якутской АССР, на придельтовом участке в низовьях Лены, в осадках I террасы на глубине не более 1,5 м от поверхности, в зоне мерзлоты. Экземпляр относится к молодой самке, достигшей примерно $\frac{2}{3}$ роста взрослого мамонта и имевшей очень небольшие бивни. Большая часть костей залегала в элювиально-делювиальном слое, представленном песчано-глинистыми породами со щебенкой коренных кембрийских известняков. Образец независимо представлен В.И. Яковлевым (Якутский университет) и С.С. Коржуевым (ИГ АН СССР).

54. Мо-215-А **5610±200**
Торф из того же разреза, что и труп мамонта, но на глубине около 1 м (т. е. выше на 0,5 м, чем труп мамонта). Торфяная прослойка мощностью 15 см. Над торфом залегает тонкая супесь с прослойками разложившегося вещества мощностью 45 см, под торфом — тонкая супесь мощностью 30 см. Образец представлен С.С. Коржуевым.

55. Мо-255 **2220±130**
Кожа мумии тюленя. Мумия была найдена в Антарктиде на поверхности, нижняя часть была погружена в песок, верхняя — слегка присыпана мелкой галькой. Верх трупа был наполовину уничтожен и наружу торчали кости скелета; на, нижней, погребенной в песке части хорошо сохранилась шкура. Мумия имела слегка изогнутую форму и достигала длины около 1 м. Место находки — оазис Ширмахера, в 8 км к западу-северо-западу от ст. Новолазаревской. Оазис Ширмахера расположен на расстоянии 80 км от современного берега моря, отделен от него пространствами шельфовых льдов. Мумия тюленя покоилась на крупнообломочных моренных отложениях на холмистом склоне в 200 м от северного края оазиса, на высоте 10-15 м над поверхностью прилегающего к оазису льда. Склон полого спустился к краю оазиса, образуя наклонную площадку размером 100 х 200 м, не являющуюся препятствием для передвижения тюленей. Образец найден в феврале 1961 г. и представлен В.И. Бардиным (МГУ).

Прочие образцы

56. Мо-258 **1040±120**
Древесина, морской плавник. О-в Виктория в западном секторе Советской Арктики. Образец взят с поверхности морской террасы у м. Книповича на высоте 5,5 м. По свидетельству персонала полярной станции, плавник выгнал из-под ледяного купола летом 1961 г.

Предполагаемый возраст — граница между поздним и средним голоценом (Гросвальд и др., 1961, 1963, 1964). Материал представлен М.Г. Гросвальдом (ИГ АН СССР).

57. Мо-290

>28 000

Древесина. Южная часть оз. Байкал, в районе пос. Солзан. Глубина озера в месте взятия образца 20 м. Образец залегал в придонных песках на глубине 16,45-17,45 м от поверхности дна. Образец представил Л.В. Таусон (Институт геохимии СО АН СССР).

58. Мо-334

1690±170

Уголь из культурного слоя. Взят на левом берегу р. Нарын (Киргизская ССР), в 3 км восточнее устья р. Алабуги. Образец отобран на глубине 7,6 м в виде рассеянных углей в суглинистой породе в отложениях 26-метровой террасы. Проверялись археологические представления о заселении Тянь-Шаня. По археологическим оценкам, образец относится к V-VII столетиям н. э. Найден К.В. Курдюмовым (МГУ) в сентябре 1962 г.

59. Мо-343

11330±270

Древесный уголь, найденный в 1961 г. на стоянке Афонтова Гора II на левом берегу Енисея у Красноярска. Образец взят в обнажении между нижним и средним слоями палеолитической стоянки на глубине 6-8 м от поверхности. Предполагаемый возраст, по археологическим оценкам, — середина или вторая половина позднего палеолита, т. е. 15-25 тыс. лет назад. Образец доставлен С.И. Руденко и С.Н. Астаховым (Институт археологии АН СССР). Ввиду малого количества угля предварительная химическая обработка не проводилась.

СООБЩЕНИЕ 5*

Образцы из торфяных месторождений

Тесово-Нетыльское торфяное болото (Мо-346-351)

Тесово-Нетыльское торфяное месторождение расположено в Новгородской области, в 26 км к северо-западу от Новгорода. Образцы взяты по валовой канаве, расчистка произведена на 1,25 м вглубь. Общая глубина разреза 4,25 м. На глубине от 3,4 м до 4,25 м залегают светло-оливковый сапропель, книзу опесчаненный. Образцы отобраны в 1962 г. М.И. Нейштадтом («Палеогеография и хронология...», 1965).

60. Мо-347

490±140

Торф-фускум, степень разложения 5%. Глубина взятия образца 0,25-0,30 м. Предполагаемый возраст 300-500 лет.

61. Мо-348

1580±160

Сфагново-пушицевый торф. Глубина 0,65-0,73 м. Предполагаемый возраст 1000-1400 лет.

62. Мо-349

2880±120

Торф древесно-осоковый, сильно разложившийся, глубина 1,05-1,10 м. Предполагаемый возраст 3000 лет.

63. Мо-350

3730±200

Сфагново-пушицевый торф, более светлый, сильно разложившийся. Глубина 1,45-1,50 м. Предполагаемый возраст 4000-4500 лет.

64. Мо-351

6280±230

Торф-рыжак, быстро темнеющий, с примесью древесных остатков. Глубина 3,2-3,4 м. Предполагаемый возраст около 7000 лет.

65. Мо-346

5860±210

Древесина (берёзовая) с остатками коры. Глубина 2,33 м. Предполагаемый возраст 5000-6000 лет.

* Опубликовано под названием «Определение абсолютного возраста по C^{14} Сообщение 5» в журнале «Геохимия», 1966, № 10.

Торфяное болото Шувалово (Мо-358, 359)

Шуваловское болото расположено на окраине Ленинграда. Образцы взяты из погребённой торфяной прослойки мощностью 10 см на западной окраине болота в районе посёлка Шуваловского торфопредприятия. Образцы отобраны Н.А. Хотинским в 1963 г.

66. Мо-358 **3930±200**

Торф из погребённой прослойки. Глубина залегания образца 0,10- 0,15 м. Судя по стратиграфическому положению, погребённый торфяник, вероятно, древнее Шуваловского болота, нижние горизонты которого образовались около 9000 лет тому назад.

67. Мо-359 **2040±160**

Торф из той же прослойки, что и Мо-358, но с глубины 0,15-0,20 м.

Примечание. Предположение о связи погребённого торфяника с основанием Шуваловского болота не подтвердилось.

Торфяное болото Соонисте (Мо-363, 365-369)

Торфяное месторождение Соонисте (Элисте) расположено в районе г. Таллина. Это болото верхового типа, где в настоящее время ведётся разработка торфа. Образцы отбирались из карьера после тщательной расчистки в 1962 г. М.И. Нейштадтом и Р.П. Мянниль (по рекомендации К.К. Орвику).

68. Мо-363 **1160±100**

Торф-фускум, сфагновый. Глубина 0,32-0,38 м. Степень разложения 5%. Предполагаемый возраст — поздний голоцен (субатлантический период).

69. Мо-365 **2450 ± 120**

Торф сосновый с углистой прослойкой. Глубина 1,35-1,40 м, пограничный горизонт.

70. Мо-366 **4630±200**

Торф тростниковый. Глубина 1,90-1,95 м. Степень разложения 20%. Предполагаемый возраст 4500-5000 лет, средний голоцен (конец атлантического периода).

71. Мо-367 **5960±150**

Торф древесно-тростниковый. Глубина 2,70-2,75 м. Степень разложения 25%. Предполагаемый возраст 5000-6000 лет, средний голоцен (атлантический период).

72. Мо-368 **9280±200**

Торф древесный. Глубина 3,57-3,62 м. Степень разложения 50%. Предполагаемый возраст — ранний голоцен (бореальный период).

73. Мо-369 **2860±180**

Древесина. Спил с корневой шейки пня из пограничного горизонта на глубине 1,4 м. Диаметр до 35 см. Предполагаемый возраст 4000-4500 лет.

Примечание. Абсолютный возраст торфяного болота Соонисте 9300 лет, судя по возрасту образца Мо-368, взятого в основании толщи.

Торфяное месторождение Аятское
(Мо-386, 388—390, 394, 397, 398)

Торфяное месторождение Аятское (ранее Черновское) расположено в Невьянском районе Свердловской области, в 30 км к северо-западу от Свердловска. Образцы на C¹⁴ и на спорово-пыльцевой анализ отбирались из средней части болота в карьере № 4. Разрез выбран на участке верхового типа (фускум-торф), где средняя мощность торфа составляет 5-6 м. Образцы представлены в 1963 г. Н.А. Хотинским.

74. Мо-386 **3510±90**

Фускум-торф. Глубина 1,70-1,75 м. Степень разложения 5%.

75. **Мо-388** **3960±130**
Фускум-торф с примесью пушицы. Глубина 2,55-2,60 м. Степень разложения 5-10%. Предполагаемый возраст 3000-4000 лет.
76. **Мо-389** **4630±150**
Древесина, спил ствола из пограничного горизонта. Глубина 2,65 м. Предполагаемый возраст 4000-4500 лет.
77. **Мо-390** **4720±200**
Сосново-пушицевый торф из пограничного горизонта. Глубина 2,70-2,75 м. Степень разложения 30-40%. Предполагаемый возраст около 5000 лет.
78. **Мо-394** **6230±150**
Осоковый торф. Глубина 3,45-3,50 м. Степень разложения 25%.
79. **Мо-397** **9110±150**
Осоково-гипновый торф. Глубина 5,20-5,25 м. Степень разложения 20-30%. Предполагаемый возраст около 9000 лет.
80. **Мо-398** **9780±210**
Торф тростниково-гипновый с примесью осоки. Глубина 5,40-5,45 м. Степень разложения 25%. Предполагаемый возраст 9000-10 000 лет.

Торфяное болото Мелехово (Мо-360, 361)

Болото Мелехово расположено в Переславском районе Ярославской области на южной окраине Половецко-Купанского торфяного месторождения, в 15 км к северу от оз. Сомино. В 1961 г. был проведён отбор проб из этого болота на спорово-пыльцевой анализ. Располагая детальной спорово-пыльцевой диаграммой, в 1963 г. Н.А. Хотинский в том же пункте взял образцы на радиоуглеродный анализ с учётом важнейших стратиграфических уровней голоценовых отложений. Общая мощность отложений 12 м (Хотинский, 1964а, б).

81. **Мо-361** **11370±370**
Светло-серый сапропель. Контакт с нижележащей чёрной гиттией чётко выражен. Глубина залегания образца 10,25-10,40 м. Предполагаемый возраст соответствует верхнему дриасу — 10 300-10 900 лет.
82. **Мо-360** **11 980±300**
Сапропель тёмно-серый, почти чёрный. Глубина залегания 10,60-10,75 м. Предполагаемый возраст соответствует аллерёду и оценивается в 11000-12 000 лет.

Половецко-Купанское болото (Мо-405, 406)

Половецко-Купанское болото расположено в Переславском районе Ярославской области. Здесь взяты два образца гиттий, накапливавшихся во время валдайского оледенения. Образцы представлены Н.А. Хотинским в 1964 г. По спорово-пыльцевым данным, предполагаемый возраст 13 000-14 000 лет.

83. **Мо-405** **> 35 000**
Гиттия. Глубина 8,30-8,80 м. Образец взят из слоя светло-оливковой гиттии.
84. **Мо-406** **> 35 000**
Гиттия. Там же, но на глубине 8,8-9,4 м.

Образцы, связанные с изучением истории оледенения

85. **Мо-374** **12430±400**
Растительные остатки из расчистки на правом берегу р. Ловать напротив бывшей дер. Леоново, у дер. Рыжаково, в 7 км к югу от г. Великие Луки Псковской области. Расчистка заложена там, где река подмывает древние озёрные осадки, накопившиеся в понижении холмисто - моренного рельефа. В расчистке обнажаются песчаные отложения с включением гравия и прослоями илистого песка и алеврита, переслаивающиеся мелко- и крупнозер-

нистые пески и затем песчанистые глины. Общая глубина расчистки 10 м. Образец взят на глубине 4,7 м. Предположительный возраст не более 16 000 лет. Спорово-пыльцевая диаграмма, полученная Р.В. Федоровой, показывает, что время накопления осадков характеризовалось арктическими элементами флоры. Исследование проводилось с целью определения времени отступления ледника с Валдайской возвышенности в её юго-западной части. Образец отобран Н.С. Чеботаревой в 1963 г.

86. Мо-375

>33 000

Торф из болотных отложений в разрезе Карукюла на равнине, сложенной основной мореной, в 7 км к югу от г. Килинги-Нымме Пярнуского района Эстонской ССР. В разрезе обнажаются: почвенный горизонт, супесь с гравием и галькой (морена), песок, содержащий торф и торф с линзами песка, слои древесного, древесно-хвощевого и хвощевого торфов, глинистый сапропель, алевроит и песок среднезернистый. Образец взят из слоя древесного торфа на глубине 1,49-1,64 м. Предполагаемый возраст, по данным К.К. Орвику, с учётом спорово-пыльцевых определений, — верхний климатический оптимум миклинского межледниковья. (Орвику, Пиррус, 1965). Образец отобран Р.О. Пиррус в 1963 г.

87. Мо-376

2780±180

Растительные остатки из разреза поймы на левом берегу р. Пудежка (правый приток р. Вологды), бассейн Сухоны, в 10 км на северо-северо-запад от Вологды, у старой дороги на с. Кубенское. Растительные остатки включены в пески, слагающие террасу, и отобраны на глубине 1,15-1,45 м от поверхности, из слоя, представляющего собой чередование серого песка с торфянистым песком. Образец отобран в 1963 г. Н.С. Чеботаревой и В.Б. Соколовой.

88. Мо-377

10 860±320

Растительные остатки из разреза I надпойменной террасы на правом берегу р. Вологды у дер. Марфино, напротив г. Молочное, в 14 км к северо-западу от Вологды. Образец взят Н.С. Чеботаревой и В.Б. Соколовой в 1963 г. на глубине 4,7 м из верхней части толщи, представляющей основание разреза террасы и состоящей из голубовато-серых суглинков и супесей с растительными остатками. Разрез в литературе не описан, обнаружен при проведении геологической съемки В.Б. Соколовой, которая установила, что в долине р. Вологды, кроме этой 5-метровой террасы, представлен более низкий уровень — пойма и местами прослеживаются остатки более высокой террасы.

89. Мо-379

10 000±310

Торф из разреза поверхности, образующей большую часть Вологодской котловины. Разрез вскрывает р. Содима, приток р. Вологды. Образец взят на левом берегу на юго-западной окраине Вологды, на глубине 1,2 м в 1963 г. Н.С. Чеботаревой и В.Б. Соколовой. Здесь, в береговом обрыве, в толще серых суглинков встречаются прослой торфа мощностью всего несколько сантиметров. Данный разрез представляет интерес, так как вскрывает строение днища Вологодской озёрной котловины, накопление осадков которой могло происходить во время межстадиалов валдайского оледенения. По данным спорово-пыльцевого анализа, возраст не ясен.

90. Мо-380

2400±180

Древесина из разреза пойменной террасы на левом берегу р. Согожи у дер. Телешово, в 60 км к юго-западу от Вологды в Ярославской области. Образец отобран Н.С. Чеботаревой и В.Б. Соколовой в 1963 г. на глубине 4,5 м из слоя голубой глины, содержащей растительные остатки и древесину. Изучаемая терраса наиболее распространена в долине р. Согожи.

91. Мо-381

3720±130

Древесина и растительные остатки из разреза поймы левого берега р. Тошня (бассейн р. Сухоны) у дер. Руново, в 18 км к запад-юго-западу от Вологды. В долине р. Тошня имеется низкая пойма высотой около 1 м, затем террасовый уровень высотой 3,4 м и терраса высотой 4,5 м, которая наиболее широко распространена в этой долине. Из расчистки в последней террасе образец взят Н.С. Чеботаревой и В.Б. Соколовой в 1963 г. на глубине 4,1 м в слое

тёмно-серой, почти чёрной глины с массой древесины, растительными остатками и тонкими прослойками светло- жёлтого тонкозернистого песка.

92. Мо-401

> 33000

Растительные остатки из разреза, вскрывающего строение террасовидной поверхности на левому берегу р. Емы (бассейн р. Сухоны) у с. Воскресенское Вологодской области, в 15 км к юго-западу от Вологды. Образец отобран Н.С. Чеботаревой и В.Б. Соколовой в 1963 г. из толщи тонкослоистой супеси и суглинка с прослоями торфянистой гиттии на глубине 6 м от поверхности. Во время накопления осадков, вскрытых у с. Воскресенское, климатические условия были прохладные (произрастала сосна, ель, берёза). Однако полученная спорово-пыльцевая диаграмма не позволяет уверенно датировать эти осадки. Накопление отложений могло происходить как во время последнего межледниковья (имеющиеся осадки могут отвечать началу или концу межледниковья), так и во время ранних межстадиалов валдайского оледенения; возраст отложений не менее 30 000 лет.

93. Мо-402

>33000

Торф из скважины; № 2, пробурённой на водоразделе абсолютной высотой до 161 м в пологом понижении поверхности у дер. Анчаково Вологодской области, близ дороги Вологда—Череповец, примерно в 40 км к юго-западу от Вологды. Образец отобран Н.С. Чеботаревой и В.Б. Соколовой в 1963 г. на глубине 2,3-2,85 м. Торф залегал под песками и безвалунными лёссовидными суглинками. Накопление торфа могло происходить во время микулинского межледниковья во время межстадиала валдайского оледенения.

94. Мо-202

> 35 000

Торф. Пос. Пурмалай I в районе Клайпеды Литовской ССР. Торф находится на глубине 20 м, над ним залегают песок с примесью органического вещества (мощность около 4 м), который перекрыт 6-метровым слоем валунного суглинка. Под торфом также залегают песок с примесью органического вещества. Образец отобран в 1960 г. и представлен В.К. Гуделисом. Предполагаемый возраст межстадиальный, относящийся, по-видимому, к последнему оледенению.

Образцы из древнебереговых образований Прибалтики

95. Мо-216

7140±170

Торф. Образец отобран из погребённого торфяника на левом берегу р. Чёрной, в 7 км к западу от г. Зеленогорска Ленинградской области. Торфяной слой общей мощностью 22 см погребён под песчано-галечными осадками древнего берегового вала абсолютной высотой до 16 м и подстилается тёмно-серой плотной гиттией, из верхней части которой взят образец Мо-217; ещё ниже залегают светло-серые суглинки и пески. Исследованный образец отвечает верхней части торфяного слоя мощностью 8 см и находится на глубине 4 м от бровки обнажения и на высоте 6 м над урезом р. Чёрной. Предполагаемый возраст — начало или середина атлантической фазы голоцена. Образец отобран в 1960 г. Л.Р. Серебряным.

96. Мо-217

7240±170

Древесина. Образец взят в том же разрезе, что и образец Мо-216, но на глубине 4,4 м от бровки и на высоте 5,6 м над урезом р. Чёрной. Древесина находилась в верхней части горизонта тёмно-серой плотной гиттии мощностью около 2 м. Предполагаемый возраст — начало атлантической фазы голоцена.

97. Мо-218

7810±170

Торф. Образец взят на правом берегу р. Коваши, у пос. Сосновый Бор Ленинградской области. Чёрный сильно уплотнённый торф общей мощностью 0,4 м погребён под толщей песков с суглинистыми прослоями и ниже переходит в слоистую песчанистую толщу. Образец залегал на глубине 1,8 м от бровки обнажения и на высоте 0,7 м над урезом р. Коваши. Предполагаемый возраст — начало атлантической фазы голоцена. Образец отобран в 1960 г. Л.Р. Серебряным.

98. Мо-220

7720±180

Торф древесный. Образец отобран на правом берегу р. Коваши, восточнее шоссе у пос. Калище Ленинградской области. Древесный торф чёрный, очень плотный, насыщен растительными остатками, взят на глубине 8,2 м от бровки обнажения и на высоте

1,8 м от уреза р. Коваши. Выше торфяника залегает толща песков с прослоями суглинков, ниже — пески. Предполагаемый возраст — начало атлантической фазы голоцена. Образец отобран в 1960 г. Л.Р. Серебряным.

99. Мо-222

8400±190

Древесный торф и в нижней части гиттия. Образец отобран на о-ве Сааремаа Эстонской ССР. Монолит длиной около 20 см взят из погребённого торфяника, подстилаемого песками, на уровне 4 м от кровли коренных карбонатных пород. Образец находился на глубине 2,5 м от вершины древнего берегового вала, на высоте 17 м над уровнем моря. Поскольку торфяник приурочен к основанию берегового вала второй литориновой трансгрессии, предполагаемый возраст образца предшествовал упомянутой трансгрессии. Образец отобран в 1960 г. Х.Я. Кессел.

100. Мо-223

7180±270

Гиттия. Образец взят у н. и. Кейла-Йоа, в 20 км к западу от г. Таллина. Образец приурочен к основанию торфяной линзы мощностью 20-34 см, которая подстилается маломощным слоем песков (до 4 см) и коренными карбонатными породами. Торфяник залегает на глубине 3 м от вершины древнего берегового вала и на высоте 23 м над ур. моря. Поскольку торфяник приурочен к основанию берегового вала первой литориновой трансгрессии, его возраст может отвечать началу атлантической фазы голоцена. Образец отобран в 1960 г. Х.Я. Кессел.

101. Мо-224

7110±170

Торф. Образец взят на левом берегу р. Венты у н. л. Варве, в 10 км южнее г. Вентспилс Латвийской ССР. Вента в данном районе прорезает литориновые лагунные и более древние отложения. Образец отобран из слоя низинного древесного торфа мощностью 0,27 м и нижней части вышележащего слоя сапропелеподобных осадков мощностью 0,4 м. Последние вмещают прослой песков и раковины пресноводных моллюсков. В верхней части разреза обнажаются песчано-галечные отложения берегового вала. Абсолютная отметка бровки обнажения 7,5 м, подошвы слоя торфа 4,4 м. Торф подстилается тонкозернистыми песками, уходящими под урез р. Венты. Предполагаемый возраст образца — начало атлантической фазы голоцена. Образец отобран в 1960 г. Э.Ф. Гринбергсом.

102. Мо-225

8970±180

Сапропель песчанистый. Образец отобран на левом берегу р. Венты, на окраине г. Вентспилс. Вента здесь прорезает устьевую часть лагуны литоринового моря. Абсолютная отметка бровки обнажения 4 м. Под толщей тонкозернистых песков мощностью 2,5 м и песчанистых сапропелей с раковинами пресноводных моллюсков мощностью 0,3 м залегают пылеватые синевато-серые глины мощностью 0,6 м. По данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов, эти глины накопились во время трансгрессии анцилового озера, сапропели — во время регрессии этого озера, а пески — во время трансгрессии литоринового моря. Предполагаемый возраст образца — конец бореальной или самое начало атлантической фазы голоцена. Образец взят в 1960 г. Э.Ф. Гринбергсом.

Образцы из древнебереговых образований Земли Франца-Иосифа

103. Мо-355

5500±240

Торф из морских водорослей. Земля Франца-Иосифа, о-в Земли Александры, м. Нагурского. Образец взят на глубине 20-30 см от поверхности морской террасы в понижении между невысокими береговыми валами. Абсолютная высота места отбора образца 17,5 м. Торф, несомненно, залегал в первичном положении, на протяжении длительного времени он испытывал влияние вечной мерзлоты. Современной растительности на поверхности террасы нет. Предполагаемый возраст торфа около 6000 лет. Образец взят в 1961 г. В.Л. Суходровским.

104. Мо-421

1550±120

Древесина-плавник. Образец обнаружен на поверхности уступа среди морских отложений, ненарушенность которых указывает на первичное положение образца. Место взятия: Земля Франца-Иосифа, о-в Земля Александры, берег зал. Дежнева. Абсолютная высота 5 м. Предполагаемый возраст 2,5-3 тыс. лет. Образец взят летом 1964 г. Ю.А. Лаврушиным.

Образцы из древнебереговых образований Шпицбергена

105. Мо-415

810±70

Древесный плавник из морской террасы на высоте 38 м над ур. моря. О-в Западный Шпицберген, п-ов Трескелен, берег зал. Хорнсунн. Образец отобран Д.В. Семевским.

Примечание. Плавник, по-видимому, был переотложен ледником.

106. Мо-416

5070±100

Плавник из морской террасы на высоте 50 м над ур. моря. О-в Эдж, побережье Бло-фьорда, к югу от м. Пэхуэл-Леша. Образец отобран В.Н. Васильевым.

107. Мо-418

4060±100

Плавник из морской террасы на высоте 20 м над ур. моря. Место взятия — о-в Баренца, п-ов Талавера. Образец отобран В.Н. Васильевым.

108. Мо-419

2400±120

Плавник из разреза морской террасы на высоте 5,5 м над ур. моря. О-в Баренца, район м. Баркхем. Образец отобран Б.А. Клубовым.

109. Мо-420

3190±130

Плавник. Взят Б.А. Клубовым там же, где и Мо-419, но на высоте 11 м.

Прочие образцы

110. Мо-105

>29 000

Кость медведя из стоянки Байя-де-Фьер из района Крайнова в западной Румынии. Стоянка открыта в 1951 г. К.С. Николеску-Плошор. Там найдены кости первобытного человека и животных и кварцитовые орудия. Образец представлен Н. Хаасом.

Примечание. Возраст определен по органической фракции кости.

111. Мо-241

2640±100

Обугленная пшеница. Образец взят из раскопок крепости Тейшеб-баини (памятник древнего государства Урарту) на холме Кармир-Блур, в 4-5 км от Еревана. Предполагаемый возраст — VI век до н. э. Образец представлен Н.И. Хитаровым.

Примечание. Датировка хорошо согласуется с предыдущим определением возраста обгорелой древесины из того же района 2600±135 лет (ГИН-1).

Ушковское озеро (Мо-345, 353, 354)

Образцы обугленной древесины с берега оз. Ушковского, расположенного на правом берегу р. Камчатки, в 25-30 км ниже с. Козыревск. Образцы отобраны Н.Н. Диковым в 1962 г.

112. Мо-353

220±140

Древесный уголь из стоянки рыболовов. Уголь извлечен из подпернового гумусированного суглинка, содержащего остатки материальной культуры (каменные и костяные изделия, хозяйственные ямы и очаги). Глубина залегания угля 25 см от поверхности, над пеплами вулкана Шивелуч; высота I надпойменной террасы 4 м. Приблизительная датировка — I тысячелетие до н. э. — начало I тысячелетия н. э.

113. Мо-354

2070±190

Древесный уголь из культурного слоя неолитической стоянки.

Там же, где Мо-353, но на глубине 1 м от поверхности, между пеплами вулкана Шивелуч. Образец извлечен из слоя Суглинка, содержащего остатки сгоревшего деревянного перекрытия древней землянки. Сравнительно-типологическим методом данный культурный слой среднего неолита приблизительно датируется II тысячелетием до н. э.

114. Мо-345

10 360±350

Древесный уголь из очажной ямы. Там же, где Мо-353 и 354, но на глубине 1,7 м. Взят в культурном слое, содержащем каменные изделия мезолитического облика, в желтом слонстом суглинке, под пепловыми отложениями вулкана Шивелуч. Общая мощность рыхлых отложений около 2 м. Предполагаемый возраст около 10 000 лет. Образец является самым древним свидетельством заселения Камчатки человеком.

115. Мо-352

1460±160

Углистый материал из сожжённой древней крепи либо костра из древних горных выработок золоторудного месторождения Колар (Индия), в 75 км восточнее г. Бангалор (13°10' с. ш., 78°20' в. д.). По археологическим данным, образец относится ко времени ранних горных разработок — около 2000 лет тому назад. Представлен А.И. Тугариновым в 1963 г.

Образцы из Армении (Мо-356, 357)

Эти образцы связаны с развитием горного дела на территории Армении и имеют значение для геолого-поисковых работ.

116. Мо-356

1330±140

Обломки древесного угля, находящиеся в большом скоплении шлаков. Собраны в долине р. Агарцин в Иджеванском районе Армянской ССР, где обнаружены скопления шлаков мощностью около 2 м, остатки «металлургического завода» и древнего поселения. Образец отобран на глубине 1 м в 1962 г. С.Е. Гогиняном. Вероятно, именно этот район в прошлом был очагом зарождения металлургии. Археологические датировки зарождения доменного процесса довольно противоречивы. Предметы, найденные в данном месте, относят к V или VI тысячелетию до н. э.

117. Мо-357

1540±160

Обломок древесного крепления из древней выработки на глубине 30 м от поверхности у с. Гамзачиан Спитакского района Армянской ССР. Археологические сведения об этом местонахождении отсутствуют. Предполагают, что выработка использовалась с целью добычи золота в III–VI веках н. э. Образец отобран в 1962 г. С.Е. Гогиняном.

118. Мо-362

>35 000

Торф. Образец отобран из торфяника Каменного оврага у дер. Якиманка, в 20 км к северу от г. Владимира, в 8 км к юго-востоку от г. Суздаля Суздальского района Владимирской области. Торфяник залегает в толще озёрно-болотных отложений, выстилающих понижение поверхности днепровской морены. Выход торфяника расположен у подножья левого склона Каменного оврага, в 1 км выше устья оврага (в 1 км от выхода устья оврага к руслу р. Перли). В разрезе прослеживаются (сверху вниз): покровные суглинки мощностью около 5 м, супесь голубовато-серая, слоистая — 1,2 м, торф чёрно-коричневый с видимыми остатками растений — 1,05 м (из его нижней трети взят образец на радиоуглеродный анализ), супесь торфянистая, буро-коричневая — 0,45 м, сапропель чёрно-зеленоватый — 0,45 м, супесь серая, слоистая — 0,45 м, песок мелкозернистый, водоносный — 0,1 м. Образец отобран в 1963 г. С.М. Цейтлиным. Предположительный возраст торфяника, по палеоботаническим данным, — микულიнское межледниковье.

Примечание. Абсолютный возраст гумуса, извлечённого из торфа этого же оврага, >45 000 лет (ГИН-102а).

119. Мо-382

<200

Образец взят с поверхности грунта на глубине 970 м в центральной части Датского залива, в 200 км к северу от берегов Исландии (67°55' с. ш., 20°15' з. д.). Материал представляет собой литифицированную древесину, просверленную моллюсками-древоточцами. Образец поднят во время рейса научно-исследовательского судна «Севастополь» (дочерпательная проба) совместно со щебенчатого-галечниковым материалом, по-видимому, принадлежащим к глубоко погруженному валу. Сбор В.Д. Дибнера (1959 г.).

Образцы с Кубы (Мо-399, 400)

120. Мо-399

1000±100

Обугленная древесина из археологических раскопок. Место взятия — Агуас-Гордас, муниципальный округ Банес, провинция Орьенте (20°05' с. ш., 75°43' з. д.). В этом поселении обнаружено 10 курганов, образец взят из кургана № 1 на глубине 1,5–2 м. Характерно, что даже в самых верхних слоях курганов не обнаружено признаков пребывания европейцев. Мощность культурного слоя на некоторых холмах поселения велика, что совершенно необычно для Кубы, где культурные напластования обычно колеблются по мощности от 0,5 до 1,5 м. Для изучаемого кургана № 1 мощность культурного слоя определена в 3,1 м.

Предполагаемый возраст, на основе не очень точного метода оценки по толщине культурного слоя, 500-750 лет.

121. Мо-400

< 100

Обугленная древесина из археологических раскопок. Место взятия — Эль-Порвенир, муниципальный округ Банес, провинция Орьенте, в 11 км от местонахождения Мо-399 (21°06' с. ш., 75°49' з. д.). В этом поселении обнаружено 13 курганов, некоторые из них в верхних слоях содержали множество фрагментов испанской керамики, железные предметы и другие находки колониального периода соответствовавшего XVI в. н. э. Высота холмов здесь меньше, чем в Агуас-Гордасе. Образец взят из кургана № 11 на глубине 0-0,25 м.

Примечание. Поскольку образец взят из слоя, близкого к поверхности, не исключён его ошибочный отбор.

122. Мо-417

5810±150

Обугленная древесина. Берег р. Кагул у с. Вулканешты, районного центра Молдавской ССР. Фрагмент обугленной древесной плахи от фундамента жилища взят из стоянки Вулканешты II. Поселение относится к культуре гумельница, распространённой в Нижнем Подунавье в IV — III тысячелетиях до н. э. На территории СССР такие поселения обнаружены недавно. Раскопки проводились археологической экспедицией Института археологии АН СССР и Института истории АН Молдавской ССР в 1964 г. Образец представлен Т.С. Пассек.

123. Мо-422

29 800±600

Древесный уголь. Образец взят из слоя ископаемой почвы из карьера старого кирпичного завода в с. Менде в Венгрии (47°30' с. ш., 19°30' в. д.). Отложения, вмещающие остатки древесного угля, представлены гумусовым лёссовым суглинком. Глубина залегания образца около 6,5 м. Разрез у с. Менде — один из классических лёссовых разрезов Венгрии. Образец отобрали в ноябре 1964 г. М. Печи и Д. Хан.

124. Мо-423

> 33 000

Остатки трупа шерстистого носорога (*Rhinoceros antiquitatis*) из района с. Старунь Львовской области УССР. Предполагаемый возраст находки — последняя ледниковая эпоха. Образец представлен К.К. Марковым.

ЛИТЕРАТУРА

(к сообщениям 4 и 5)

1. Басаликас А.Б. Основные черты рельефа Литовской ССР. — Научные сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, 1957, т. 4.
2. Величко А.А., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Морозова Т.Д., Чичагова О.А. Первые определения абсолютного возраста ископаемых почв в лёссах Русской равнины. — Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 3.
3. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. Определение абсолютного возраста по C¹⁴. Сообщение 1. — Геохимия, 1956, № 8.
4. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. Определение абсолютного возраста по C¹⁴. Сообщение 2. — Геохимия, 1959, № 8.
5. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. Определение абсолютного возраста по C¹⁴ при помощи пропорционального счётчика. М., Изд-во АН СССР, 1961.
6. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г. Определение абсолютного возраста по C¹⁴. Сообщение 3. — Геохимия, 1962, № 5.
7. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г. Определение абсолютного возраста по C¹⁴. Сообщение 4. — Геохимия. 1963а, № 9.
8. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Маркова Н.Г., Хотинский Н.А. Определение границы позднего и последнелидовского времени по C¹⁴ и данным спорово-пыльцевого анализа. — Геохимия, 1963б, № 11.
9. Гроссвальд М.Г., Девириц А.Л., Добкина Э.И. К истории голоцена Земли Франца-Иосифа. — Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 5.

10. Гросвальд М.Г., Девирц А.Л., Добкина Э.И. Ледниковые стадии Седова и Виктории. (К истории «малой ледниковой эпохи» в Советской Арктике).— Материалы гляциол. исследований. Хроника. Обсуждения. Вып. 7. М., 1963.
11. Гросвальд М.Г., Девирц А.Л., Добкина Э.И. Ещё одна датировка берегов Земли Франца-Иосифа. — Материалы гляциол. исследований. Хроника. Обсуждения. Вып. 10. М., 1964.
12. Даниланс И.Я. Вопросы стратиграфии плейстоценовых отложений Латвии. — Труды Ин-та геол. АН Латв. ССР, 1962, т. 8.
13. Девирц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г. Методика определения радиоуглеродным методом абсолютного возраста органических образцов. — В кн.: «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода». М., Изд-во «Наука», 1965.
14. Кондратене О.П. Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена Литвы по палинологическим данным. (Автореферат канд. дисс.). Вильнюс, 1960.
15. Орвику К.К., Пиррус Р.О. Межморенные органогенные отложения в Карукюла (Эстонская ССР). — В кн.: «Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии». Таллин, 1965.
16. Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М., Изд-во «Наука», 1965.
17. Последний европейский ледниковый покров. М., Изд-во «Наука», 1965.
18. Серебрянный Л.Р., Девирц А.Л., Маркова Н.Г. Новые данные об абсолютном возрасте аллерёда в окрестностях Ленинграда. — Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1962, № 27.
19. Старик И.Е., Арсланов Х.А. Возраст по радиоуглероду некоторых образцов четвертичного периода. — Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 1.
20. Хотинский Н.А. Палеогеография верхнего плейстоцена и голоцена восточной окраины Верхне-Волжской низменности. (Автореферат канд. дисс.). М., 1964а.
21. Хотинский Н.А. Сопоставление схем зонального деления поздне- и послеледникового времени с помощью синхронизирующих уровней. — Докл. АН СССР, 1964б, т. 156, № 1.
22. Цапенко М.М., Махнач Н.А. Антропогеновые отложения Белоруссии. Минск, 1959.
23. Чеботарева Н.С., Серебрянный Л.Р., Девирц А.Л., Добкина Э.И. Абсолютный возраст низких террас центра Русской равнины. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1962, № 4.

RADIOCARBON DATING IN THE VERNADSKY INSTITUTE I-IV*

V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
Academy of Sciences, USSR, Moscow

Results of absolute age determination by the radiocarbon method, obtained in the Radiocarbon Laboratory of the Vernadsky Institute are given in this article. The counting of natural C^{14} activity was realized by measuring the gaseous carbon compounds — CO_2 and C_2H_6 — with the aid of a proportional counter. Investigation objects were wood, peat, coal, plant and animal remains and other organic material. All samples were preliminarily treated with hot 2% NaOH and 5% HCl to remove foreign humic acid and carbonate. Carbon dioxide, which was obtained after burning, was freed of electronegative admixtures by purification with the aid of CaO. Ethane was synthesized from the sample carbon through the following stages: natural sample $\rightarrow CO_2 \rightarrow CaCO_3 \rightarrow CaC_2 \rightarrow C_2H_2 \rightarrow C_2H_6$. The counting gas was let into the counter up to a pressure of 2 atm. Counters of stainless steel or copper of different volumes from 0.5 to 2 litres were used. The screening of the counters was effected by steel (24 cm thick) and mercury (2.5 cm thick) shields; the

* Radiocarbon. Vol. 8. 1966. P. 292–323. Co-aut: A.L. Devirts, E.I. Dobkina, and N.G. Markova.

counter together with the mercury shield was enclosed in a circle of Geiger counters of the GS-60 type arranged in anti-coincidence. A detailed description of the methods, the constructions and the apparatus has been published (Vinogradov, Devirts, Dobkina, Markova, Martishchenko, 1961).

At the present time the background of a copper counter with a working volume of 1.5 L, at a pressure of 2 atm for CO_2 , is 6.3 counts/min, the standard counting 16.0 counts/min. The ethane measurement in a similar counter is carried out in a steel chamber, where besides the mentioned shielding an additional screen of a paraffin and boric acid mixture is established, the background in this case being 8.7 counts/min, the standard counting 36.5 counts/min. Each sample was measured twice, the measurement duration was ca. 24 hr, or 48 hr if necessary.

Wood from a thirty-year-old birch which had been felled in 1908 in Kamtchatka was used as a recent standard. For the verification of the recent standard it was compared with oxalic acid from the U.S. Natl. Bureau of Standards, which we had at our disposal. The oxalic acid activity, multiplied by a coefficient 0.95, coincided with the activity of our recent standard. All datings, given in this article, are calculated on the basis of the value of C^{14} half-life, which is 5568 ± 30 yr. As all ages in the present collection of papers were calculated as years before A.D. 1950, we have where necessary counted anew the previously published data, chiefly for archaeological and some geological samples of young age. For the elucidation of possible C^{14} variations in the past we carried out a mass-spectrometric analysis of the $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ value in CO_2 from fossil samples of various ages, up to 35,000 B.P. The isotopic ratio values were compared with the $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ values in the contemporary standard. No considerable deviations were noted; therefore for the samples below a correction for $\Delta\text{C}^{14} = 2\delta\text{C}^{13}$ was not introduced. Absence of isotopic fractionation in the synthesis of ethane has also been established with the aid of mass-spectrometric determinations.

The chief line of investigations was connected with the subject "Paleogeography and chronology of the Upper Pleistocene and Holocene in the north-western European part of the USSR". The work was carried out together with the Geographical Institute of the Academy of Sciences, the scientific workers of which collected the material. A detailed consideration and interpretation of the results obtained was published in the Collected Papers to the VII th Congress of INQUA which took place in August 1965, in USA (Paleogeography and Chronology of the Upper Pleistocene and Holocene According to Data of the Radiocarbon Method, 1965).

Most of the datings below were published by the authors in 4 communications (Vinogradov, Devirts, Dobkina, Markova, Martishchenko, 1956; the same authors, 1959; Vinogradov, Devirts, Dobkina, Markova, 1962; the same authors, 1963); some datings are published for the first time.

The sample descriptions were kindly given by specialists who collected the samples; the authors express their thanks to them.

SAMPLE DESCRIPTIONS

I. GEOLOGICAL SAMPLES

A. Peat and lake deposits of the Holocene

The material was selected from a series of key sections of peat bogs from the territory of the central and NW regions of the Russian plain.

The formation of these peat deposits dates from the disappearance of the last (Valdai) glaciation from the mentioned territory. The data obtained must characterize the time of retreat of the ice sheet and the evolutionary history of peat deposits in the Holocene—

establishment of the chief stages of the vegetative cover and the climatic conditions. In addition, one other peat deposit from territories near the Black Sea was investigated, the well-known Imnat bog. The great thickness of its peat layers spans the history of Holocene events in the Caucasus. The sampling in each section was carried out layer by layer, taking into account the stratigraphy of the whole thickness of the peat deposit. Usually 5-10 samples were selected, as far as possible on the boundaries of vegetative zones, in order to establish the duration of each climatic phase.

Preliminary age estimations (before C^{14} dating) are given on the basis of the pollen-and-spore analysis.

Shuvalovo Peat Bog series

The Shuvalovo peat bog is located on the northern outskirts of the city of Leningrad (60° 00' N Lat, 30° 20' E Long). The choice of the Shuvalovo deposit as well as of the following—the Osechenskiy—was determined by the fact that these peats were widely known and may be considered as classical examples of high peat bog types, such as are characteristic of the central and NW regions of the European part of USSR. Sampling of the Shuvalovo peat bog was carried out from an open exposure in the N part of the peat bog, where the deposit is exposed down to the mineral substratum. The general thickness of the peat deposits was 3.18 m; they are underlain by sands with clay intercalations. Samples were coll. 1962 and subm. by M.I. Neistadt (Geog. Inst. of the Acad. Sci., USSR).

Mo-319. Shuvalovo **3200±190**
1250 B.C.

Sphagnum peat, decomposition degree 5-10%, taken from a depth of 1.30 to 1.35 m. The supposed age is 2500 to 3000 yr.

Mo-320. Shuvalovo **4820±260**
2870 B.C.

Woody cotton-grass peat, border horizon, decomposition degree 50-60%, sampling depth 1.70 to 1.75 m. The supposed age is 5000 to 5500 yr. In this horizon a great amount of root, stump, stem remains are met. The age of pine wood from this horizon (Mo-325) was also determined.

Mo-321. Shuvalovo **7790±265**
5840 B.C.

Woody cotton-grass peat, decomposition degree 55-60%, sampling depth 2.10 to 2.15 m. The supposed age is 7500 to 8000 yr.

Mo-322. Shuvalovo **8600±310**
6650 B.C.

Sphagnum (with Hypnum) peat, decomposition degree 10-15%, sampling depth 2.40 to 2.45 m. The supposed age is 8500 yr.

Mo-323. Shuvalovo **8770±295**
6820 B.C.

Reed peat, decomposition degree 10-15%, sampling depth 2.82 to 2.87 m. The supposed age is 8500 to 9000 yr.

Mo-324. Shuvalovo **8720±275**
6770 B.C.

Woody peat, well decomposed (to 50%); sampling depth 3.13 to 3.18 m. The supposed age is more than 9000 yr.

Mo-325. Shuvalovo **4125±195**
2175 B.C.

A sawn piece of root from a border horizon (see Mo-320). Taken from a depth of 1.35 to 1.85 m. The supposed age is 4000 to 5000 yr.

Osechenski Mokh Peat Bog series

The Osechenski mokh deposit is situated in the Kalinin province near the town Vyshni Volochok (57° 30' N Lat, 34° 50' E Long). The sampling was carried out from a slope, previously prepared by stripping back 1.25 m from the ditch border, to exclude the possibility of contamination. The general thickness of the peat deposit is 2.58 m. Selections were carried out by M.I. Neistadt in 1962.

Mo-326. Osechenski mokh **1605±170**
A.D. 345

Sphagnum—cotton-grass peat, decomposition degree 10-15%, sampling depth 0.75 to 0.80 m. The supposed age is not over 2500 yr.

Mo-327. Osechenski mokh **2885±185**
935 B.C.

Cotton-grass—Sphagnum peat, decomposition degree 35%, sampling depth 1.02 to 1.07 m. The supposed age is not over 4500 yr.

Mo-328. Osechenski mokh **3820±195**
1870 B.C.

Woody (pine) peat, decomposition degree 50-60%. Sampling depth 1.20 to 1.27 m, border horizon. The supposed age is not over 4500 yr.

Mo-329. Osechenski mokh **6945±250**
4995 B.C.

Sphagnum—Carex peat with cotton grass, sampling depth 1.70 to 1.75 m. The supposed age is not over 7700 yr.

Mo-330. Osechenski mokh **9300±215**
7350 B.C.

Peat (ryzhak, of Carex and reeds with wood remains), depth 2.25 to 2.30 m. The supposed age is over 9800 yr.

Mo-331. Osechenski mokh **9575±305**
7625 B.C.

Woody peat, decomposition degree 50-60%, depth 2.50 to 2.58 m. The supposed age is about 9800 yr.

Tiosovo-Netylskoye Peat Bog series

The peat bog is located in the Novgorod province NW of Novgorod (58° 45' N Lat, 31° 00' E Long). The samples were taken from the ditch; the face of the ditch was cut back by 1.25 m. The total section depth is 4.25 m. Basal layer, 3.4 m to 4.25 m, is light-olive-colored sapropel, becoming sandy downward. The samples were selected in 1962 by M.I. Neistadt and N.A. Khotinsky (Geog. Inst.).

Mo-347. Tiosovo-Netylskoye **490±140**
A.D. 1460

Sphagnum fuscum peat; decomposition degree 5%, sampling depth 0.25 to 0.30 m. The supposed age is 300 to 500 yr.

Mo-348. Tiosovo-Netylskoye **1575±165**
A.D. 375

Sphagnum—cotton-grass peat, sampling depth 0.65 to 0.73 m. The supposed age is 1000 to 1400 yr.

Mo-349. Tiosovo-Netylskoye **2875±120**
925 B.C.

Woody Carex peat, greatly decomposed, bedding depth 1.05 to 1.10 m. The supposed age is 3000 yr.

Mo-350. Tiosovo-Netylskoye **3730±200**
1780 B.C.

Sphagnum—cotton-grass peat, of a lighter color, greatly decomposed, bedding depth 1.45 to 1.50 m. The supposed age is 4000 to 4500 yr.

Mo-351. Tiosovo-Netylskoye 6275±230
4325 B.C.
Peat (*ryzhak*), rapidly darkening on exposure, with admixture of wood remains. Depth is 3.2 to 3.4 m. The supposed age is about 7000 yr.

Mo-346. Tiosovo-Netylskoye 5860±210
3910 B.C.
Birch wood with bark remains, depth 2.33 m. The supposed age is 5000 to 6000 yr.

Berendeevo Peat Bog series

The Berendeevo peat deposit is located near the railway station of the same name in the Yaroslav province, 100 km NE of Moscow (56° 35' N Lat, 39° 00' E Long). Its choice is explained by the fact that it is well known, having been exploited from 1906. A bore-hole was sunk in the NW part of the bog, in high moor peat, near the second pit. Total thickness of peat at boring site is 365 cm; below is sapropel, 55 cm thick, overlying blue clay (Neistadt, Devirts, Markova, Dobkina, Khotinsky, 1962). The samples were selected by M.I. Neistadt in 1960.

Mo-206. Berendeevo 1020±150
A.D. 930
Sphagnum peat from a depth of 0.75 m. Supposed age is upper part of Late Holocene (Sub-Atlantic period) ca. 1000 yr.

Mo-207. Berendeevo 3360±150
1410 B.C.
Sphagnum peat from a depth of 1.5 m. Relative age is lower part of Late Holocene (Sub-Atlantic period). The approximate absolute age is ca. 2500 yr.

Mo-208. Berendeevo 4730±190
2780 B.C.
Sphagnum—cotton-grass peat from a depth of 2.25 m. Relative age is middle of Middle Holocene (Atlantic period). The approximate absolute age is ca. 5000 yr.

Mo-209. Berendeevo 5415±195
3465 B.C.
Sphagnum—cotton-grass peat from a depth of 2.75 m. Relative age is first half of Middle Holocene (Atlantic period), absolute age is ca. 6000 yr.

Mo-210. Berendeevo 4220±180
2270 B.C.
Carex (*ryzhak*) peat, sampling depth 3.25 m. Relative age is beginning of Middle Holocene (Atlantic period). The supposed absolute age is ca. 7000 yr.

Mo-211. Berendeevo 6090±210
4140 B.C.
Sapropel, sampling depth 4.0 m. Relative age is upper part of Early Holocene (Boreal period). The supposed absolute age is ca. 7500 yr.

Mo-212. Berendeevo 4720±190
2770 B.C.
Wood from the border horizon, depth of sampled layer 2.25 to 2.50 m. The supposed age is ca. 5000 yr.

Mo-213. Berendeevo 3630±165
1680 B.C.
Root, cut from the border horizon at 2.25 to 2.50 m depth, at some distance from the chief section. The supposed age is ca. 5000 yr.

Mo-214. Berendeevo 9160±280
7210 B.C.
Wood from the same bog, but from another section, where the upper part of the deposit is already worked out. Sample was taken close to bottom of peat deposit. The supposed age is 9000 yr.

Comment: the C^{14} determinations of peat from the main Berendeevo bog series (Mo-206-211) give somewhat younger ages than were expected on the basis of the pollen analysis, though they are in stratigraphic order. An exception is Mo-210, the younger age of which is perhaps connected with contamination during drilling. The age of the wood Mo-212 closely approaches the age of peat at the same depth, 2.25 m (Mo-208). The woody layer sampled as Mo-213, which was found at the same depth, but at some distance, in a destroyed peatworks, gave a significantly younger age; perhaps it was the result of unequal settling, as bog had been drained.

Lake Somino series

The lake Somino is situated near the left bank of the Upper Volga, in the valley of its tributary, the river Nezl Volzhskaya (Pereslavl'ski district, Yaroslavl province). It is surrounded by a whole group of bogs forming the Pereslavl'-Usolsk peat massif (56° 50' N Lat, 38° 30' E Long). The total thickness of the deposit is 40.0 m. Samples from two holes (No. 10 and No. 86), located in the SE part of the lake at a distance of 0.5 km from one another, were investigated to establish the absolute chronology of the oldest Holocene sections (Vinogradov, Devirts, Markova, Khotinsky, 1963). The samples were selected by N.A. Khotinsky (Geog. Inst., Acad. of Sci., USSR).

Mo-259. Somino **9560±345**
7610 B.C.

Black fine-detritus gyttja from lower part of lacustrine strata, 40 m thick, of lake Somino. Sample from hole No. 10 at a depth of 36.2 to 37.0 m. The supposed age is 9000 to 10,000 yr.

Mo-262. Somino **9780±315**
7830 B.C.

Fine-detritus gyttja from same hole as Mo-259, but from depth of 38.0 to 38.5 m. The supposed age is 9000 to 10,000 yr.

Mo-264. Somino **9890±300**
7940 B.C.

Fine-detritus gyttja from same hole as Mo-259, but from depth of 39.0 to 39.5 m. The supposed age is 9000 to 10,000 yr.

Mo-266. Somino **9430±300**
7480 B.C.

Buried sapropel from layer laid bare by hole No. 86. Here, under sands, at 17 to 22 m depth, sapropel is 5 m thick. Sampling depth is 17.05 to 17.45 m. Spores and pollen, isolated from the lake sediments, show that the vegetative cover developed under rigorous climatic conditions. Before dating, it was supposed that the sapropel accumulation occurred at the end of the Valdai glaciation.

Mo-268. Somino **10,260±330**
8310 B.C.

Gray mineralized sapropel from same hole as Mo-266, sampling depth 18.5 to 19.5 m. The supposed age is the boundary between late- glacial and postglacial time.

Mo-271. Somino **10,535±330**
8585 B.C.

Gray mineralized sapropel from same hole as Mo-266, sampling depth 2L0 to 22.0 m. Pollen analysis shows predominance of grass and shrub formations, which agrees with the ideas about the forestless landscapes of the Upper Dryas.

Melekhovo Peat Bog series

The bog is located in the Pereslavl district of the Yaroslavl province, at S border of the Polovets-Kupansk peat deposit, 15 km N of lake Somino (56° 55' N Lat, 38° 35' E Long). Samples for pollen and spore analysis were selected from this bog in 1961. Having at his disposal a detailed diagram, N.A. Khotinsky selected in 1963 at the same point samples for radiocarbon analysis, taking into account the most important stratigraphical levels of the Holocene deposits. The two sapropel samples dated here are intended to give a more

precise notion of age of the boundary between the late-glacial and postglacial time. The total thickness of the deposit is 12 m (Khotinsky, 1964 a, b).

Mo-361. Melekhovo

11,370±370

9420 B.C.

Light-grey sapropel; contact with underlying black gyttja is very distinct. Sampling depth 10.25 to 10.40 m. The supposed age corresponds to the Upper Dryas, 10,300 to 10,900 B.P.

Mo-360. Melekhovo

11,975±300

10,025 B.C.

Sapropel of a dark-grey, almost black color, sampling depth 10.6 to 10.75 m. The supposed age corresponds to the Alleröd and is estimated as 11,000 to 12,000 yr.

General Comment: study of C^{14} results on peat deposits, together with stratigraphic data, provides details in the Holocene subdivision which existed before on the basis of paleobotanic data (Neistadt, 1957); it gives dates of biostratigraphic levels or boundaries that correspond to considerable changes of the vegetative cover over enormous territories, and traces the duration of some Holocene periods.

The dated levels facilitate synchronization of Holocene events on the territory of the Russian plain with those of Western Europe. Thus, according to the peats of the lake Somino (Mo-268), the transition from the late-glacial to the postglacial period took place on the Russian plain 10,260 yr ago. This event is synchronous with that in Western Europe, where deposits in Denmark, England and Sweden showed the absolute figure of 10,300 yr (Iversen, 1953; Godwin, Walker, Willis, 1957; Nilsson, 1964). Older peat deposits, dating from the late-glacial period, had not been found before on the territory of the Russian plain. Now, according to samples from the Melekhovo peat deposit (Mo-360, Mo-361) we have layers corresponding to the Alleröd and the Upper Dryas, and these important stratigraphic boundaries are also correlated with Western Europe.

The establishment of a border (recurrence) horizon in the peats under investigation, marked by buried wood and stumps, is dated in the range from 7000 or 6000 to 3000 B.P. (Mo-321, Mo-319, Mo-328, Mo-207). The border horizon was apparently produced by a drier and warmer climate, when a forest vegetation began to grow on the bogs.

Imnatskoye Peat Bog series

The Imnatskoye peat deposit is a part of the vast Potian bog, located 8-9 km SW of Poti in the Georgian Soviet Socialist Republic (42° 00' N Lat, 41° 45' E Long.). It was chosen by reason of the considerable thickness of the peat bed, ca. 11.3 m, known from preliminary data to have begun deposition 9000 to 10,000 yr ago. A confirmation of these data would provide an absolute chronological scale for the whole Holocene. The peat samples were coll. by N.A. Khotinsky in 1961 by Hiller auger in a central area of high moor type.

Mo-249. Imnatskoye

<100

Peat, sampling depth 1.75 to 2.00 m. Supposed age is 1000 to 1500 yr.

Mo-251. Imnatskoye

2100±150

150 B.C.

Peat, sampling depth 5.75 to 6.0 m. Supposed age is 4000 to 5000 yr.

Mo-253. Imnatskoye

4130±195

2180 B.C.

Peat, sampling depth 8.25 to 8.50 m. Supposed age is 8500 to 9000 yr.

Mo-254. Imnatskoye

5825±215

3875 B.C.

Peat, sampling depth 11.0 to 11.3 m. Supposed age is 9500 to 10,000 yr.

Comment: the dating has shown that the 11-m-thick peat bed began to form ca. 6000 years ago, i.e., that it is considerably younger than was assumed. In this connection it is of

interest to make use of data obtained in investigating bottom sediments of the Black Sea. Thus, marine sediments taken off nearby Batumi (see below, Mo-283, 344) belong to older phases of the Holocene and even to the Upper Pleistocene and may be considered as a continuation of the Imnatskoye section.

B. Samples connected with the glaciation and formation of post-glacial landscapes

In the first part of this section are collected samples connected with the study of events during and after the last glacial age in the NW European part of the USSR: time fixation of the end of the last Valdai glaciation on the Russian plain, definition of the number and duration of glacial stages and interstadials, elucidation of the rate of glacier retreat, the time of low river-terrace formation, and other problems. Although the Valdai glaciation (correlative with the Würm glaciation in Western Europe) is the nearest to our time, its stratigraphy is the most intricate. Until now a number of scientists (A.I. Moskvitin, V.P. Grichuk) have divided the time after the Mikulinski interglacial age into 2 independent glaciations, between which was the Mologo-Sheksninskoye interglacial age. This problem has been considered in examining a number of samples from lake and bog deposits, both within the glaciated territory and beyond its borders.

1. Baltic Regions

Mo-296. River Raima, Ratseni (Latvia)

13,390±500

11,440 B.C.

Plant remains contained in aleurite with sand, coll. from a section at the r. Rauna close to the farm Ratseni, Latvian SSR (57° 10' N Lat, 24° 50' E Long). In this section a thick moraine layer crops out, on which are superposed lacustrine deposits overlapped by a thin bed of red-brown loam and aleurites. The lacustrine deposits contain remains of a polar vegetation (polar birch, willow, *Dryas octopetala*, etc.). Sample was taken from this layer at a depth of ca. 3 m from the surface. To judge by the vegetation character, the accumulation of lacustrine deposits occurred under conditions of a cold climate—in the Late-glacial period. Coll. 1962 by I.Ya. Danilans (Acad. of Sci. of the Latvian SSR) and N.S. Chebotareva (Geog. Inst., Acad. of Sci., USSR).

Mo-317. River Letizhe, Desele (Latvia)

>34,000

Peat between tills from a river-bank section (Danilans, 1962) in the lower reaches of the river Letizhe (tributary of the r. Venta) near the settlement Desele in the Latvian SSR (56° 20' N Lat, 22° 00' E Long). Between two moraine layers there is a lacustrine-to-boggy deposit represented in the lower part by sandy bluish clay overlying red till. Over the clay is organic mud containing well-preserved, strongly mineralized plant remains, overlain by dark-brown compact peat, 0.1 to 0.33 m thick; sample was taken from this peat layer. A gray clay, 0.2 m thick, overlies the peat and is overlain by alternating sand and brown clay, then by light-yellow laminated sand, 0.8 m thick, and finally, with gradational contact, by red till, the thickness of which in the section is ca. 3 m. The data of pollen analysis are vague and show only that the accumulation of lacustrine-to-boggy sediments occurred during some interstadial. Coll. 1962 by I.Ya. Danilans and N.S. Chebotareva.

Mo-318. River Gauya, Leyastiems (Latvia)

>34,000

Peaty gyttja from a section on the left bank of the r. Gauya near the settlement Leyastiems in the Latvian SSR (57° 30' N Lat, 26° 40' E Long). The lacustrine deposits are sands and gray aleurites, saturated with organic remains (pieces of moss, grass), and are crumpled and partly included in the red-brown moraine 6 m thick that overlies them (Danilans, 1962). According to pollen analysis climatic conditions during the accumulation of lacustrine sediments were rather temperate; apparently they belong to an interstadial of the Valdai glaciation. Coll. 1962 by I.Ya. Danilans and N.S. Chebotareva.

Mo-35. River Neman, Liplunai (Lithuania)

950±100

A.D. 1000

Wood from hanging peat bog exposed in terrace, 12 to 13 m high, on left bank of r. Neman, near the village Liplunai, 5 km above the town Druskininkai in the Lithuanian SSR (54° 00' N Lat,

24° 00' E Long). Bog deposit is exposed in section between 7.0 m and 2.5 to 3.0 m above river level. It was formed during a period of a higher level of ground water, marked also by formation of a flood plain ca. 3 m high, in late Sub-Boreal or Sub-Atlantic time; it is not older than 3000 to 2000 yr and perhaps still younger. Sample was coll. 1956 from the middle of the peat layer by L.N. Voznyachuk (Geol. Inst. of the Acad. of Sci. of the Belorussian Soviet Socialist Republic).

Mo-36. R. Neman, Lipliunai (Lithuania)

Recent

Wood from the same outcrop as Mo-35. The sample was taken from the outer side of the peat bog. It is not clear whether the wood is of the same age as the peat bog.

6100±230

6000±240

4100 B.C.

Mo-46. Purmaliai (Lithuania)

Peat with wood from an outcrop near the settlement Purmaliai, Klaipeda district, Lithuanian SSR (55° 45' N Lat, 21° 20' E Long). The sample was taken from a bed, 0.4 to 0.6 m thick, at a depth of 15 cm. Subm. by V.K. Gudelis (Geol. and Geog. Inst. of the Acad. of Sci., Lithuanian SSR). Comment: the first figure is obtained by measuring ethane, the second by measuring CO₂.

Mo-202. Purmaliai (Lithuania)

>29,000

Peat, settlement Purmaliai, Klaipeda district, Lithuanian SSR (55° 45' N Lat, 21° 20' E Long). Stratigraphy: peat is located at a depth of ca. 20 m overlain by sand, ca. 4 m thick, with an admixture of organic matter, then by till, 6 m thick. Peat is also underlain by sand with an admixture of organic matter. The supposed age is the interstadial of the last glaciation. Coll. 1960 and subm. by V.K. Gudelis (Gudelis, 1961).

8580±270

Mo-203. Lake Berzuolaitis (Lithuania)

6630 B.C.

Peat from a bog of the lake Berzuolaitis, 15 km SW of Vievis, Lithuanian SSR (54° 40' N Lat, 24° 40' E Long). The bog is located in a glacial rill on the tract of the terminal moraines. Peat, saponized, occurs at a depth of 8 to 9 m, overlain by a lime-rich sapon. The supposed age is Allerød or Late Dryas or even the beginning of the Early Holocene. Coll. 1960 by A.A. Seibutis (Geol. and Geog. Inst. of the Acad. of Sci., Lithuanian SSR).

9860±300

Mo-204. Vievis (Lithuania)

7910 B.C.

Peat from a bog within the city limits of Vievis, Lithuanian SSR (54° 50' N Lat, 24° 50' E Long). Saponized peat, the upper layer of which underlies sapon, occurred at 6.55 m depth, in a district of monticulate (morainic) relief. The supposed age is the end of Late Dryas, beginning of the Early Holocene. Coll. 1960 by A.A. Seibutis (Seibutis, 1962).

11,200±340

Mo-205. Vievis (Lithuania)

9250 B.C.

Peat from the same bog as Mo-204. Lower saponized peat layer at a depth of 7.0 m. The supposed age is the second half of the Allerød period. Coll. 1960 by A.A. Seibutis.

16,260±640

Mo-302. River Ula, Zervynos (Lithuania)

14,310 B.C.

Moss from a section, laid bare by the r. Ula (tributary of the r. Merkys) near the village Zervynos, district of the town Varena, Lithuanian SSR (54° 05' N Lat, 24° 30' E Long). The r. Ula cuts the frontal apron, located along the outer margin of the Baltic ridge, that formed during the Pomeranian stage of the Valdai glaciation; below occur interstadial lacustrine-bog deposits, as well as sands of the Brandenburg stage. The lacustrine-bog deposits, consisting of clays and aleurites, form a lens interbedded between the sands. At their base at a depth of over 2 m from the surface occurs a well-preserved layer of green moss, 0.05 m thick, from which the material for analysis was taken by stripping to a depth of 0.75 m. On basis of pollen analysis Lithuanian scientists assign the lacustrine-bog stratum to an interstadial between the Pomeranian and the Brandenburg stages (Kondratienė, 1950; Basalikas, 1957). Coll. 1962 by N.S. Chebotareva and O.P. Kondratienė (Acad. of Sci. of the Lithuanian SSR).

Mo-339. River Ula, Rudnia (Lithuania)**12,715±315****10,765 B.C.**

Peat from a section, laid bare by the r. Ula (tributary of the r. Merkys) near the village Rudnia, up-river from the village Zervynos (see Mo-302), Lithuanian SSR (54° 05' N Lat, 24° 40' E Long). Section exposes structure of an outwash plain striking SE from the Baltic ridge. Peat lens occurs under sand layer, 7 to 8 m thick. Paleobotanic investigations have shown that during the peat accumulation the climate was very temperate; plant cover was chiefly pine and birch. It is supposed that this episode corresponds to the interstadial preceding the Pomeranian stage of the Valdai glaciation. Sample coll. 1962 by O.P. Kondratene.

Mo-341. River Merkys, Pamerkes (Lithuania)**11,500±400****9550 B.C.**

Peat from a section, laid bare by the r. Merkys near the village Pamerkes in the district of the town Varena, Lithuanian SSR (54° 20' N Lat, 24° 45' E Long). Section exposes structure of an outwash plain striking SE from the Baltic ridge. A lacustrine-boggy lens with two peat horizons is included in a stratum of sand. Sample was taken from the upper horizon at a depth of 4.5 m from the surface. According to pollen analysis the accumulation of the whole lacustrine-boggy stratum occurred during the interstadial preceding the Pomeranian stage of the last glaciation. Sample coll. 1962 by O.P. Kondratene.

Mo-340. River Merkys, Pamerkes (Lithuania)**12,260±160****10,310 B.C.**

Wood and peat from the lower horizon of the same lacustrine-boggy stratum as Mo-341. The sampling depth is 6.5 m from the surface.

*2. Byelorussia***Mo-34. River Neman, Gozha****8500±300****6550 B.C.**

Wood, right side of the r. Neman, village Gozha, below the town Grodno (53° 50' N Lat, 23° 50' E Long). Sample was selected from a lenticular mort-lake formation, lying in a deep cut in the base of alluvium underlying the second, 10 to 15 m terrace. According pollen geomorphic observations the alluvium of the second terrace of the Neman dates from the end of the Pre-Boreal and the first half of the Boreal periods, 9500 to 8500 yr ago. Coll. 1956 by L.N. Voznyachuk (Geol. Inst. of the Acad. of Sci. of the Byelorussian SSR) (Voznyachuk, 1959).

Mo-299. Zaberдово**>28,000**

Wood from a brickworks pit near the village Zaberдово, Korelich district, Grodno province (53° 30' N Lat, 25° 55' E Long). Zaberдово is located on a hill (Novogrudskaia) beyond the boundaries of the Valdai glaciation. Lacustrine-boggy deposits occur here in a depression in the surface of the older (Moscow glaciation) moraine and of the glaciolacustrine clays that lie on it. They consist of peat, clays, and aleurite. A great amount of wood is included in the peat. A sample was taken at a depth of ca. 1 m from the surface. Over the peat only aleurites are lying; there are no glacial deposits. To judge by the stratigraphic conditions, the peat could have accumulated either during the Mikulinsk interglacial period or during an interstadial of the last glaciation, or even in the Holocene. Spores and pollen suggest that the peat was deposited under a rather cold climate, but such a climate is known from various periods of the Pleistocene and Holocene. Sample coll. 1962 by N.S. Chebotareva.

*3. Center of the European Part of USSR***Mo-201. Gorelovo****12,150±390****10,200 B.C.**

Pine wood from a peat-bog near the r. Dudergovka, near the station Gorelovo, 15 km SW of Leningrad (59° 50' N Lat, 30° 10' E Long). The sample was taken at a depth of 1.2 m from the surface. The peat bog is overlapped by transgressive deposits of a young stage of the Baltic glacial lake. Here and there the peat passes into fossil gley soil. The peat flora is non-arctic, with much birch bark and pine wood. The sands overlapping the peat were formed as an offshore bar at ca. 30 m alt above present sealevel, an altitude that reaches the isobase drawn on the surface of the last stage of the Baltic glacial lake which is synchronous with the Salpausselkä moraines. From

this it follows that the relative age of the peat bog is Late Gacial (Older Holocene). As far back as 1931 K.K. Markov, according to varved clays and data of pollen analysis, has estimated the age of this peat as Alleröd. The sample was coll. 1960 by O.M. Znamenskaya (Leningrad State Univ.) and subm. by K.K. Markov (Moscow State Univ.). The sample has been described (Serebryanny, Devirts, Markova, 1962).

Mo-257. River Kynya, Spas-Priluki

>29,000

Peat, river bank of the r. Kynya near the village Spas-Priluki of the Ploskosh district in the Pskov province (56° 50' N Lat, 31° 00' E Long). The sampling depth is 9.9 to 10.0 m from the top of stripping, 10 cm above the water line of the r. Kynya. The stripping has laid bare (from the top downwards) : moraine; sandy loam with gravel and pebbles; glaciolacustrine clays; horizontally stratified lacustrine sands with plant remains; foliated peat; coarse sand. The supposed age is the interstadial preceding the Krestetsk stage or older, i.e., from 55 to 30 or 25 thousand years. There are data of spore and pollen analysis which establish the interstadial character of the deposits. The sample was selected in 1960 by N.A. Korina (Geog. Inst. Acad. Sci., USSR).

Mo-242. River Balazna, Boyarshchina

5120±200

3170 B.C.

Plant remains from clays of the 5-to-6-meter terrace of the r. Balazna where it discharges into the r. Kasplyu (basin of the Western Dvina) near the village Boyarshchina, Smolensk province (55° 15' N Lat, 31° 20' E Long). Sample was taken at a depth of 2 m below top of terrace. The outcrop is 150 m above the mouth of the r. Balazna on its left side, where the terrace is not as high above the river as elsewhere; this is the location of a mort-lake depression that is well marked in the local relief. The section exposes a mort-lake lens built of clays which alternate with sands in the lower part. The clays contain a great amount of plant remains. The pollen analysis did not give a distinct picture, therefore the supposed age could be Holocene or 25 to 30 thousand yr. Coll. 1961 by N.S. Chebotareva (Gerasimov, Serebryanny, Chebotareva, 1963; Serebryanny, Chebotareva, 1963).

Mo-243. River Kunya, Sukhaya Gorka

6675±235

4725 B.C.

Wood from alluvial deposits of the first terrace of the r. Kunya near the village Sukhaya Toropetsk district, Kalinin province (56° N Lat, 31° 00' E Long). The sample was taken by stripping, at a depth of 2.15 to 2.20 m. The stripping lays bare the structure of the terrace: sandy deposits of a mort-lake lens containing plant remains, overlain by floodplain sandy loam, overlying coarse sand of the river-bed facies. The supposed age is either 25 to 35 thousand yr or Holocene. Coll. 1900 by N.A. Korina and M.A. Faustova (Geog. Inst. Acad. of Sci., USSR).

Mo-244. R. Kunya, Sukhaya Gorka

7120±245

5170 B.C.

Wood from the same section as Mo-243, but from a depth of 2.75 to 2.80 m.

Mo-293. River Shcheberikha, Rvenitsy

7835±255

5885 B.C.

Wood from section of terrace of the r. Shcheberikha, 7 m high, near the village Rvenitsky, Kalinin province (57° 30' N Lat, 32° 40' E Long). Section is located within the limits of the Valdai glaciation. In the studied section of the terrace mort-lake deposits are found to contain plant remains and wood. The mort-lake deposits overlie a moraine which is the latest for this terrace—the highest in the valley of the r. Shcheberikha. The moraine is covered by alluvium. The sample was taken from a depth over 3.5 m. The supposed age of the deposits is Holocene. According to pollen analysis the accumulation of mort-lake sediments must have taken place in a relatively warm period, obviously warmer than the recent one. Coll. 1962 by N.S. Chebotareva.

Mo-237. River Melecha, Borok

8580±150

6630 B.C.

Peat from alluvial deposits of a high flood plain of the r. Melecha near the village Borok, N of the town Bezhetsk, Kalinin province (58° 10' N Lat, 36° 40' E Long). The sampling depth is 2.2 to 2.4 m. Besides the high flood plain there are no indications of alluviation at higher levels—neither higher terraces nor sloping benches. The river banks, veneered at the surface by light-brown aleurites (overlying moraine), typically have very gentle slopes. The flood plain lies 3.65 to 4.0 m above the river level, and is known to be overflowable. In some places near Borok are

outcrops which expose this terrace structure. From the surface are aleurites which gradually pass into fine gray clay with a great amount of plant remains in the lower part; below is peat (0.1 to 0.3 m thick), overlying gray clay. The section near Borok has long been known in the literature (from 1909): it was thought that these deposits are overlapped by a moraine and had accumulated in the Mikulinsk interglacial period, i.e., that the peat age would be >60,000 B.P. In the opinion of N.S. Chebotareva, who coll. this sample in 1960, considering the fact that deposits belong to the flood plain, the age is Holocene. According to palynologic data the layers enclosing the sample accumulated in the beginning of the climatic optimum of the Holocene.

Mo-238. Toporikha

>33,000

Wood, taken on the watershed near the E border of the village Toporikha in a trench, made during excavation of a pond, Kalinin province (57° 25' N Lat, 36° 30' E Long). Here (from top to bottom) were exposed fine sand, aleurites, gray clay with plant remains, peat with much wood; under the peat aleurites again occur, passing below into sand. Layers below the peat were explored by boring. The general thickness of the stripped deposits is 4.1 m; the sample was taken from a depth of 2 to 2.5 m. Pollen analysis did not give a distinct picture. The supposed age is 10,000 to 65,000 yr. Coll. 1960 by N.S. Chebotareva.

Mo-198. River Bolshaya Lipnya, Barmino

2400±100

450 B.C.

Wood imbedded in the first terrace of the r. B. Lipnya near the village Barmino (60 km W of the town Vladimir), Vladimir province (56° 00' N Lat, 39° 40' E Long). Character of the deposit: an accumulation of tree trunks, plant remains, cones, etc., occur in the form of a lens in the strata of the first terrace. Sample was coll. during stripping of the river cliff at a depth of 2.3 m below the surface of terrace, which is 4 m high. Sample is somewhat younger than Mo-199. According to micropaleobotanic investigations of the section, there are reasons to consider the deposits as belonging to an interglacial period younger than the Riss-Würm (the Mikulinsk). Coll. 1960 by V.P. Grichuk and L.R. Serebryanny (Geog. Inst. Acad. Sci., USSR).

Mo-199. River B. Lipnya, Barmino

2760±100

810 B.C.

Wood from the same terrace as Mo-198, but taken at a depth of 3.4 m below surface.

Mo-200. River Klyasma, Voinova Gora

945±95

A.D. 1005

Wood from deposits of the first terrace of the r. Klyasma, near the village Voinova Gora in the vicinity of the Orekhovo Zuyev, Vladimir province (55° 50' N Lat, 39° 10' E Long). An accumulation of tree trunks, plant remains, etc., is imbedded in this terrace in the form of a lens. Sample was taken in stripping a river cliff at ca. 3 m depth. On paleobotanic evidence from the section, the deposits may date from an interglacial age, younger than the Mikulinsk interglacial (Riss-Würm). Coll. 1960 by V.P. Grichuk and L.R. Serebryanny (Gerasimov, Serebryanny, Chebotareva, 1963).

General Comment: in considering the sample ages of this group and comparing them with the characteristics of the sampling places some general conclusions are outlined. Until now no samples of organic origin have been found in the range of 17,000 to 34,000 B.P. (in these investigations 34,000 yr was the age limit). Lacking such samples, there is as yet no warrant for recognizing the younger (Mologo-Shekninsk) interglacial age. All samples selected with the aim of demonstrating this debatable interval, of a supposed age of 25,000 to 30,000 yr, proved to belong to the Holocene (Mo-198, Mo-199, Mo-200, Mo-237, etc.). Other dates show that the glaciers retreated from the south of Lithuania as far north as Leningrad in the time interval from 16,000 to 12,000 B.P.; consequently the process of ice wastage on this territory lasted ca. 4000 yr (Mo-201, Mo-296, Mo-302; Gerasimov and Chebotareva, 1963). The duration of the Alleröd interstadial is approx. 1000 yr and embraces the time from 12,000 to 11,000 yr ago (Mo-201 and Mo-205). The formation of low river terraces in the center of the Russian plain, both in the glaciated territory and beyond its borders, occurred in the Holocene (Mo-237, Mo-242, etc.; Chebotareva, Serebryanny, Devirts, and Dobkina, 1962; Chebotareva and Serebryanny, 1963).

River Desna Fossil Soils series

Fossil soils from the periglacial zone of the Valdai glaciation are special indicators of paleoclimates and may serve for glacial-stratigraphic control as they show the influence

of glaciation in their formation. In the present work samples of buried soils were taken from two sections, 250 km distant from one another. In these sections are 2 or 3 buried soils, of which the lower belong to the Mikulinsk interglacial period. We have analyzed the middle horizons in both sections. The carbon content in such samples is very low (a few percent) and therefore large amounts of soil (5 to 10 kg) had to be processed for dating. Samples were coll. 1962 by T.D. Morozova and A.A. Velichko (Georg. Inst. Acad. Sci., USSR).

Mo-337. River Desna, Bryansk

24,920±1800

22,970 B.C.

Fossil soil from the plateau on the right side of the r. Desna near the southern vicinity of the town Bryansk, Bryansk province (53° 15' N Lat, 34° 30' E Long). The sample was taken from the ravine wall at a depth of 4.25 m from the surface; it is a humic horizon of a soil formed in loesses of the Valdai sequence. All humic substances were completely isolated from the soil to analyze them for C¹⁴. According to geological data the supposed age is the interstadial of the Valdai glacial stage.

Mo-342. River Desna, Mezin

24,200±1680

22,250 B.C.

Fossil soil from the right side of the r. Desna near the village Mezin, Chernigov province (51° 30' N Lat, 33° 00' E Long). The sample was taken from the ravine wall at depth of 8.7 m from the surface. Sample was the humic horizon of a soil formed in loesses of the Valdai sequence. The sample preparation for C¹⁴ analysis was the same as for Mo-337. The supposed age is the interstadial of the Valdai glacial stage.

Comment: fossil soils from the middle horizons in both sections proved to be of the same age, ca. 25,000 B.P. The dates provide means of correlating the last (Valdai) glaciation on the Russian plain with the Paudorf interstadial of the West-European glaciation (Velichko, Devirts, Dobkina, Morozova, Chichogova, 1964).

4. Eastern Siberia

Beyond the Russian plain the problems connected with glacial and postglacial deposits were studied on the territory of Eastern Siberia. In the present paper samples from two regions of Eastern Siberia (Yakutia) are cited: from the basins of the rivers Vilyui (tributary of the r. Lena) and Indigirka.

Vilyui River Basin series (Yakutia)

Samples from the outcrops of the r. Vilyui were coll. by M.N. Alekseev in 1953 (Geol. Inst. of the Acad. of Sci., USSR) and A.V. Trofimov (V.I. Vernadsky Inst. of Geochemistry) and by M.N. Alekseev in 1955 (Alekseev, 1957).

Mo-136. River Vilyui

Recent

Wood, left side of the r. Vilyui, 1 km below the river Byrykan mouth (63° 50' N Lat, 122° 40' E Long). The sample was taken at a depth of 1 m from the surface from deposits of a high flood-plain, formed in part during the thermal optimum in the Holocene. The supposed age is 2000 to 10,000 yr.

1910±120

Mo-137. River Vilyui

A.D. 40

Wood from the same outcrop as Mo-136, but from a depth of 25 m. The supposed age is 2000 to 10,000 yr.

Mo-138. River Vilyui

>30,000

Wood, left side of the r. Vilyui, 5 km above the landing Lankholokh. The supposed age is 12 to 30 thousand yr.

Mo-139. River Vilyui

>30,000

Wood from a humified horizon, left side of the r. Vilyui, 4 km NW of mouth of the r. Tangnary (64° 05' N Lat, 124° 00' E Long). The supposed age is 12 to 30 thousand yr.

Mo-140. River Vilyui**>30,000**

Wood and peat from sandy loams, left side of the r. Vilyui, 5 km N of mouth of the r. Tangnary (64° 05' N Lat, 124° 00' E Long). Sampling depth is ca. 10 m. The supposed age is approx. the end of Q₃. The nature of the sediment indicates an intensification of the continental character of the climate.

Mo-141. River Vilyui**>30,000**

Peat from lacustrine sand-loams, crumpled by cryoturbation, left side of the r. Vilyui, 13 km below the mouth of the r. Chebydy (63° 50' N Lat, 120° 50' E Long). Sample was taken from a depth of ca. 10 m. The supposed age is the end of the Upper Pleistocene, approx. corresponding to the Sartansk (last) stage of the Zyryansk glaciation of Siberia.

Comment: datings of the samples from the basin of the r. Vilyui (Yakutia) were obtained during the first working stage of the laboratory, when there was no experience in sampling for radiocarbon analysis. Though most of the datings proved older than expected, nevertheless they are of certain interest, as there are very few data on absolute geological ages for Siberia.

Indigirka River Basin series (Yakutia)

An investigation of Quaternary deposits of the lower course of the river Indigirka and its tributaries has been carried out on material coll. 1960 by Yu.A. Lavrushin (Geol. Inst. Acad. Sci., USSR).

Mo-226. River Indigirka**360±145****A.D. 1590**

Wood, right side of the r. Indigirka, 80 km above the settlement Ozhogino (69° 50' N Lat, 147° 30' E Long). In a floodplain, terrace height ca. 2 m, aleurites, apparently 1 m thick, were overlain by fine sand, 1.1 m thick. Sample was taken from a depth of 1.2 m in the upper part of mort-lake alluvium sediments. The spore-and-pollen spectra of deposits from this section are similar to the spectrum of the recent vegetation of this region. The supposed age of the r. Indigirka low floodplain is the end of the Holocene (Sub-Atlantic period), continuing to the present time.

Mo-227. River Indigirka**4125±180****2175 B.C.**

Wood, left side of the r. Indigirka, 0.8 km below the beginning of the branch Poloustnaya (69° 20' N Lat, 147° 20' E Long), in the 4.5-m- high floodplain section of the r. Indigirka. The terrace section is composed of dirty-brown fine sands. The sample, a piece of driftwood, was found in the lower quarter of the stratum, 0.5 m above water line. The supposed age is Sub-Boreal.

Mo-228. River Indigirka**2100±160****150 B.C.**

Peat, left side of the r. Indigirka, 0.85 km below the beginning of the Poloustnaya branch (69° 20' N Lat, 147° 20' E Long), the same section of the r. Indigirka high floodplain as Mo-227. Downstream the terrace surface declines toward a river laida filled up with sediments, the section of which from bottom to top is the following: 1.5 m aleurites, 1.0 m peat. The sample was taken from the middle part of the peat and dates the end phases of the laida formation as well as the r. Indigirka high floodplain. The supposed age is the end of the Sub-Boreal time.

Mo-229. River Bolshaya Ercha**4770±280****2820 B.C.**

Birch wood, from section of a high floodplain of the river B. Ercha (tributary of Indigirka), left side, ca. 50 km from the mouth (69° 45' N Lat, 148° 45' E Long). The terrace height is 4.0 m. The formation of this terrace is of the same age as the formation of the lower part of the r. Indigirka high floodplain. From bottom to top were exposed: sands with a maximum thickness 1.5 m, then alternating thin beds of darkbrown peat and dark-grey aleurites, 1.3 m thick. Sample was taken in the lower part of the stratum (1 m above water-line) where bark and small trunks of tree birches were found. Under this stratum occurs a layer of aleurites 0.4 to 0.5 m thick, and a peat layer, 0.4 to 0.5 m thick. The sample characterizes the time of a climatic optimum in the Holocene. The supposed age is the Atlantic time.

Mo-230. River B. Ercha

**3470±170
1520 B.C.**

Alder wood from the same section as Mo-229, from the upper part of the same stratum, where vertically standing alder trunks were met. The sample characterizes the end of the formation of the r. Bolshaya Ercha high floodplain. The supposed age is the Atlantic time.

Mo-231. River Indigirka

**2285±160
335 B.C.**

Larch wood, from section of the first terrace on the right side of the r. Indigirka, 14 km above the settlement Khaigystakh (69° 50' N Lat, 147° 30' E Long). Terrace height is 15 m. The sample was taken at a depth of 12 m where remains of an arborescent vegetation were met. The supposed age of the deposits is the time of the last (Zyryansk) glaciation—the end of the Upper Pleistocene.

Comment: the discrepancy between the obtained and expected age may be accounted for by the fact that the sampling place is exposed to the action of flood water, which can emplace younger driftwood into terrace deposits.

Mo-232. River Indigirka

**8670±270
6720 B.C.**

Birch wood, right side of the r. Indigirka, 6 km below the sovkhos Shamanovo (69° 55' N Lat, 147° 30' E Long). At this locality, on the surface of the first terrace there is a sunken lake basin which is partly filled with lacustrine sediments. At the base of these deposits, at ca. 4 m depth, remains of a tree birch were found. The sample characterizes the beginning of the climatic optimum of the Holocene. The supposed age is the Atlantic time.

Mo-245. River Indigirka

**6850±225
4900 B.C.**

Larch wood taken from the middle part of the same lacustrine deposit as Mo-232, at ca. 2.3 m depth.

Mo-233. River Berelikh

**7820±210
5870 B.C.**

Alder wood from the basal layer of lacustrine (alassy) deposits which partly fill the thermokarst sink on the surface of the alluvial lacustrine plain of the Primorye lowland, right side of the r. Berelikh (tributary of the r. Indigirka), 4 km below the channel Omuk-Saene (70° 30' N Lat, 147° 00' E Long). Sampling depth is 5.9 m. The supposed age is the climatic optimum of the Holocene.

Mo-234. River Berelikh

**7850±250
5900 B.C.**

Birch wood, at the same place as Mo-233 from a depth of ca. 6.0 m. The supposed age is the climatic optimum of the Holocene.

Comment: according to the present sample series the climatic optimum of the Holocene on the territory of the NE of the USSR took place approx. 9000 to 4500 yr ago (Mo-232, Mo-229). This may be compared with analogous events in Western Europe and Alaska and permits one to synchronize the chief stages of the Holocene almost over the whole northern hemisphere (Lavrushin, Devirts, Gitterman and Markova, 1963).

C. Other Geological Samples

1. Marine sediments of the Black Sea

During the 32nd cruise of the ship *Vityaz* in 1960 V.A. Grinenko (V.I. Vernadsky Inst. of Geochemistry) coll. sea oozes from the Black Sea bottom in order to study the isotopic sulphur composition. Ooze cores from bottom deposits were selected along the vertical section on the ship moorings. In some cores the ooze samples contained an amount of organic matter sufficient for age determination by C¹⁴. The ooze samples were as far as possible selected on the boundary of neoeuxinic and old Black sea sediments.

- Mo-283. Black sea** **8000±260**
6050 B.C.
Ooze from the Black sea bottom, station 4745-2, slope near Batumi (41° 40' N Lat, 40° 32' E Long). The sea depth in the sampling place is 1704 m, the sampling depth below bottom is 160 to 180 cm. The sample material consists of an interstratification of homogenous clayey ooze with microlaminated clayey sapropel-like ooze. Below 190 cm begin sediments of the neoeuxinic time.
- Mo-344. Black sea** **23,000±1320**
21,050 B.C.
Sapropelic, brown, microlaminated ooze with a H₂S smell from the same station as Mo-283. The sample was taken from 680 to 710 cm depth below bottom.
- Mo-284-A. Black sea** **7225±250**
5275 B.C.
Sapropelic, brown, microlaminated ooze with a H₂S smell. Station 4740, near the Crimean shore (43° 51' N Lat, 33° 38' E Long). The sea depth is 2044 m, the sampling depth below bottom is 339 to 352 cm.
- Mo-284. Black sea** **7510±240**
5560 B.C.
The same core as Mo-284-A, but the sampling depth is 352 to 365 cm. The sample lies on a clay of neoeuxinic age.
- Mo-286. Black sea** **5040±195**
3090 B.C.
Microlaminated, greenish-gray, soft clay. Station 4754-5. Slope of the Bosphorus coast (43° 34' N Lat, 29° 22' E Long). The sea depth at the sampling place is 1193 m, the sampling depth in core 115 to 140 cm. Sample dates the end of the old Black-sea period. The supposed age is ca. 3000 yr.
- Mo-287. Black sea** **9350±220**
7400 B.C.
The same as Mo-286. The depth in core is 435 to 458 cm. At date of this sample the Old Black-sea period began. Stratigraphically, sample is connected with samples Mo-283 and Mo-284. The end of the neoeuxinic stage and the beginning of the Old Black-sea time is dated by different investigators as belonging to the time-interval from 12,000 to 5000 yr ago.
- Comment:* from the data on the sulphur isotope study and the C¹⁴ determination in organic matter (Mo-283, Mo-284, Mo-287) it was possible to establish that ca. 8000 yr ago the fresh-water basin of the Black sea began to fill up with sea water from the Sea of Marmora by way of the Bosphorus strait. Thus the time of the beginning of the recent hydrogen sulfide contamination of the Black sea was outlined (Vinogradov, Grinenko and Ustinov, 1962).

2. The Arctic

Sample finds of organic origin beyond the polar circle are rather rarely met. Datings of such finds by C¹⁴ are of exceptional value for the study of the history of the Soviet Arctic islands, especially, taking into account that usual paleobotanic methods are of no use in the present case. All samples (except one) are driftwood, cast ashore by the sea and buried by later deposits. Only in one case was autochthonous material found, i.e., peat which had not been subjected to transport and redeposition (Mo- 355). All samples were subm. by M.G. Grosswald (Geog. Inst. of the Acad. of Sci., USSR).

- Mo-195. Island Hooker** **7450±135**
5500 B.C.
Marine driftwood, Franz Josef Land, Isl. Hooker, Cape Dandy (80° 20' N Lat, 52° 40' E Long). The sample was broken off from the end of a tree trunk buried by rubbly-pebbly deposits exposed in sea cliff, 26 m high. The pebble beds have an undisturbed marine lamination. The sample was taken at a depth of 10 to 30 cm from the diurnal surface level. According to the terrace height above sealevel and the average rate of isostatic uplift (0.5 to 1.0 m/100 yr) in the region of former glaciation the supposed age is 5000 to 10,000 yr. The sample was taken by M.G. Grosswald in 1959.

Mo-239. Island Hayes

4775±115

2825 B.C.

Marine driftwood, Franz Josef Land, Isl. Hayes (80° 30' N Lat, 57° 00' E Long). Surface of a sea terrace, 10 m high above the sealevel. The sample, imbedded in the terrace surface, has partly been carried in by marine sands. The supposed age is 4000 to 5000 yr. The sample was coll. 1960 by L.S. Govorukha (Arctic and Antarctic Sci. Research. Inst.).

Mo-258. Island Victoria

1020±120

A.D. 930

Marine driftwood, Island Victoria (western sector of the Soviet Arctic) (80° 10' N Lat, 37° 00' E Long). The sample was taken from the surface of a marine terrace near the Cape of Knipovich at a height of 5.5 m. The driftwood had melted out from under the ice cap in summer 1961 and was coll. by L.S. Govorukha. The supposed age is the boundary between the Later and the Middle Holocene.

Mo-355. Island Alexandra Land

5500±235

3550 B.C.

Peat from sea weeds, Franz Josef Land, Island Alexandra Land, Cape Nagurski (80° 50' N Lat, 48° 00' E Long). The sample was taken at a depth of 20 to 30 cm from the surface of the sea terrace in a depression between low beach barriers. The absolute height of the sampling place is 17.5 m. The peat is in primary position, the possibility of its redeposition being excluded. During a long time the peat was submitted to the influence of permafrost. There is no recent vegetation on the peat surface. The supposed age is ca. 6000 yr. The sample was coll. 1961 by V.L. Sukhodrovski.

General Comment: all dates, excluding Mo-258, apply to the islands of the Franz Josef Land archipelago. In spite of the different character of the material it is possible to draw a general conclusion of a very rapid glacioisostatic uplift of the crust of the earth in this region during the late-glacial and postglacial time. This sample ages permit one to conclude that all terraces known on the islands of the archipelago have formed in the Holocene, while earlier the highest terraces were thought to date from the time of the Pre-Zyryansk interglacial period (Grosswald, Devirts, and Dobkina, 1961, 1963, 1964). The obtained datings are correlated with datings previously obtained in the laboratory of the Uppsala Univ. (Sweden) (Olsson, 1960) for islands of the adjacent Spitsbergen archipelago and show the synchronous and common character of the climatic changes in postglacial time in this part of the Arctic region.

3. Kamchatka

The territory of Kamchatka is characterized by the presence of a great number of active and extinct volcanoes. The present samples are related to the activity of two volcanoes: Khangar and Shiveluch.

Mo-169. Volcano Khangar

6460±135

4510 B.C.

Wood, a birch trunk fragment taken in a pumice terrace of the middle course of the r. Kheivan in the region of the Middle Mountain Range of Kamchatka (54° 45' N Lat, 157° 30' E Long). Fragments of charred wood are found among loose pumice deposits ejected by the volcano Khangar. On the basis of an assumption concerning the dacite cone formation of the Khangar in the post-glacial period, the supposed sample age is also postglacial (Marenina, 1959). The sample was coll. 1948 by A.E. Svyatlovski (Lab. of Volcanology, Acad. Sci., USSR).

Mo-129. Volcano Shiveluch

1500±170

A.D. 450

Part of a burnt log of wood from a pumice layer of an ancient ejection of the volcano Shiveluch below a moraine of the last glaciation; it was found near the volcano itself (56° 45' N Lat, 161° 30' E Long). Coll. 1955 and subm. by G.S. Gorshkov (Lab. of Volcanology, Acad. Sci., USSR). The supposed age is 10,000 to 12,000 yr.

Mo-130. Klyuchi

3100±200

1150 B.C.

Charcoal from the hearth of an ancient Kamchadal site in the region of the settlement Klyuchi (56° 20' N Lat, 161° 00' E Long). The sample was taken at a depth of 2.7 m from the surface. The

deposits are covered by some layers of ash and sand from the gigantic ejections of the volcano Shiveluch. Coll. 1955 and subm. by G.S. Gorshkov. The supposed age is ca. 1000 yr.

Lake Ushkovskoye series

Samples of burnt wood from the coast of the lake Ushkovskoye located on the right side of the r. Kamchatka, 25 to 30 km below Kozyrevsk ($56^{\circ} 15' N$ Lat, $160^{\circ} 10' E$ Long). The samples were coll. 1962 by N.N. Dikov (Siberian branch of the Acad. of Sci., USSR).

220±145

Mo-353. Lake Ushkovskoye

A.D. 1730

Charcoal from cultural deposits of a fisher site. The coal was coll. from subterranean humified loam containing remains of a material culture (stone and bone artifacts, house-hold pits and hearths). The coal bedding depth is 25 cm from the surface, over the ashes of the volcano Shiveluch, the height of the first terrace is 4 m. By a comparative-typological method this cultural layer (of the Later Neolithic stage) is only approx. estimated to date in the range from the first millennium B.C. to the beginning of the first millennium A.D.

2070±190

Mo-354. Lake Ushkovskoye

120 B.C.

Charcoal from a cultural layer of a Neolithic site at the same place as Mo-353, but at a depth of 1 m from the surface, among the ashes of the volcano Shiveluch. The sample was coll. from a loam layer containing remains of a burnt wooden ceiling of an ancient pithouse. By a comparative-typological method it is approx. established that the given cultural layer (of the Middle Neolithic stage) dates from the 2nd millennium B.C.

10,365±350

Mo-345. Lake Ushkovskoye

8415 B.C.

Charcoal from a hearth pit. The sample was taken from the same place as Mo-353 and 354, but at a depth of 1.7 m. It was taken in a cultural layer containing stone artifacts of Mesolithic aspect, in yellow laminated loam under ash deposits of the volcano Shiveluch. The general thickness of the loose deposits is about 2 m. The supposed age is ca. 10,000 yr.

Comment: the sample was suspected to be of Mesolithic age, as it is; it is the most ancient proof of the peopling of Kamchatka.

General Comment: B.I. Piip dates the whole series of Shiveluch ashes from the 2nd millennium A.D. However, samples Mo-354 and Mo-345, found below the chief ash layers of the Shiveluch, force us to deny such an estimation, which was based on the thickness of loose deposits enclosing the ashes (Piip, 1948).

II. ARCHAEOLOGIC SAMPLES

Khorezm Expedition series

The material of the finds was collected during the excavations of the Khorezm cooperative archaeological-ethnographical expedition of the Acad. of Sci., USSR in Middle Asia in 1953-59. All samples were studied by archaeologists and estimated on the basis of archaeological complexes including well datable objects: arrow-heads, ceramic artifacts, working tools, etc. The samples were subm. by the head of the expedition, correspond.-memb. Acad. of Sci., USSR, S.P. Tolstov (Miklukho-Maklai Inst. of Ethnography, Acad. of Sci., USSR). All material presented here was obtained from sites located by the Khorezm expedition in the lower part of the r. Amu-Darya basin and in the zone of dry branches of the r. Syr-Darya ancient delta (Tolstov, 1961).

1855±130

Mo-91. Khorezm

A.D. 95

Charcoal, Kanga-kala (Karakalpakian Auton. Sov. Soc. Republ.). Central building, No. 1. Taken in 1955. The supposed age is the 4th century A.D.

Comment: the cited figure is the average of two determinations made in different counters.

- 2090±180**
140 B.C.
- Mo-96. Khorezm**
Charcoal, Koi-Krylgan-kala, eastern sector, room 13-B, pit No. 7. Taken in 1955. The supposed age is 4th to 2nd centuries B.C.
- 2325±100**
375 B.C.
- Mo-99. Khorezm**
Charcoal from a burnt layer, left bank of Khorezm, NE Kara-Kumy, Turkmenian SSR. Site of the ancient town Kalaly-gyr I, palace building, room No. 1. The sample was taken in 1953. The supposed age is the 4th to 3rd centuries B.C.
- 1840±130**
A.D. 110
- Mo-100. Khorezm**
Charcoal, Kalaly-gyr, Tower 15 at the entrance into the furnace of the large (lower) kiln. Taken in 1953. The supposed age is the 2nd to 3rd centuries A.D.
Comment: the cited age is an average of two determinations made at different times.
- 2145±100**
195 B.C.
- Mo-104. Khorezm**
Charcoal, right bank of Khorezm, Karakalpakian Auton. Sov. Soc. Republ., environs of Adamli-kala, point 13/70. The sample was taken in 1953. The supposed age is 4th to 3rd centuries B.C.
- 2965±100**
1015 B.C.
- Mo-172. Khorezm**
Fragments of a wooden beam, North Kzyl-Kumy, Kazakh SSR, Kzyl-Ordinsk region, site of the ancient town Babish-mulla I, big house, room No. 5 between floor 2 and 3. Stratigraphic conditions: in loose ground, not more than 30 cm from the surface. The samples were taken in 1959. The supposed age is 4th to 3rd centuries B.C.
- 2505±100**
555 B.C.
- Mo-174. Khorezm**
Charcoal, right bank of Khorezm, Karakalpakian Auton. Sov. Soc. Republ., site Yakke-persan 2, house No. 8 (half-dug-out). Found on an earth floor, in cultural layer mixed with sandy-loam, 0.8 m from the recent surface. The sample was taken in 1959. The supposed age is the 9th to 8th centuries B.C.
- 3075±100**
1125 B.C.
- Mo-175. Khorezm**
Charcoal, northern Kzyl-Kumy, Kazakh SSR, Kzyl-Ordinsk province, Tagisken, burial ground, sepulchral erection No. 7. Found in the central part of the burial, along the wall, 15 to 20 cm from the recent surface. The sample was taken in 1959. The supposed age is 9th to 8th centuries B.C.
- 3075±100**
1125 B.C.
- Mo-193. Khorezm**
Charcoal, left bank of Khorezm, northern Kara-Kumy, Turkmenian SSR. Site of the ancient town Kyuseli-gyr, digging VI, room No. 1. From a hearth under a clay layer, 0.3 to 0.5 m thick. The sample was taken in 1954. The supposed age is the 6th to 5th centuries B.C.
- 2565±100**
615 B.C.
- Mo-194. Khorezm**
Charcoal, northern Kzyl-Kumy, Kazakh SSR, Kzyl-Ordinsk province. Site of the ancient town Chirik-rabat, digging III, round sepulchral erection, passage from room No. 1 into room No. 4. Found in sockets of the framework of the clay wall-coating. The sample was taken in 1958. The supposed age is the 4th century B.C.
Comment: in the investigated series of 10 samples most (8) of the datings approx. agree with the estimations of archaeologists (within limits of error of the method, including that from synthesis of counting gases and from measurement of C¹⁴-activity). Two samples, Mo-172 and Mo-193, give a great discrepancy (600 to 700 yr too old) between archaeological estimations and dates according to C¹⁴. The reason for such discrepancies may be that trees which had perished long before use could be employed as building material and fuel.

4360±200

Mo-1. Peat-bog Gorbunovsky, section 6

2410 B.C.

Wood of a fossil tree from a site on the 6th section of the Gorbunovsky peat-bog near the town Nizhni Tagil in the Sverdlovsk province (57° 55' N Lat, 60° 00' E Long). On this site 2 cultural layers are well traceable and a 3rd cultural layer in the upper horizons is outlined. The sample was selected from the lower layer at a depth of 2.0 to 2.5 m during excavations carried out in 1949 by A.Ya. Bryusov and V.M. Rauschenbach (Hist. State Mus.) and subm. by the correspond. memb. Acad. Sci., USSR, B.A. Rybakov. On the basis of an analysis of the archaeological material the lower (dated) layer dates from the end of the 3rd to the beginning of the 2nd millennium B.C. (Rauschenbach, 1956).

4800±200

Mo-2. Peat-bog Gorbunovsky, Strelka

2850 B.C.

Wood of a fossil tree from the site Strelka in the N part of the peatbog Gorbunovsky near the town Nizhni Tagil in the Sverdlovsk province. The site is single-layered. The sample was taken from the cultural layer which can be traced in the peat from a depth of 63 cm in the main peat body downward until sapropel is encountered at a depth of 95 cm. The sample was selected by A.Ya. Bryusov and V.M. Rauschenbach and subm. by the corresp. memb. B.R. Rybakov. The cultural layer of the site Strelka is stratigraphically somewhat older than the lower layer of the 6th section (Mo-1, above), and from analysis of archaeological complexes was estimated as belonging to the middle of the 3rd millennium B.C. (Rauschenbach, 1956).

23,000±800

Mo-11. Molodova, Ukraine

21,050 B.C.

Charcoal from remains of camp-fires of Upper Paleolithic man. The sample was taken from the 7th cultural horizon on a multi-layer Paleolithic site of Molodova V in the middle Dnestr foreland near the village Molodova of the Kelmenetsk district in the Chernovitsy province, Ukraine (48° 30' N Lat, 26° 00' E Long). The Paleolithic layer from which the sample was taken is located in loess-like loams with feeble traces of soil formation at a depth of ca. 3.5 m from the surface. According to geological data the sampled deposit belongs to the Upper Pleistocene, the middle Würm (Q₃). Archaeologically similar cultural layers were dated in Western Europe (in Czechoslovakia and France) by the radiocarbon method; results obtained were in the range of 25,000 to 26,000 yr. The sample was coll. 1956 from a type stratigraphic section and subm. by I.K. Ivanova (Comm. for the Inv. of the Quaternary Period, Acad. of Sci., USSR) (Ivanova, 1959; Ivanova and Chernysh, 1963).

Comment: the age of a charcoal sample from the same (7th) cultural horizon of the same site was determined by the scintillation method in the Lab. of absolute age, Geol. Inst. Acad. Sci., USSR. Datings of 23,950±980 and 23,680±400 yr have been obtained (Alekseev, Ivanova, Kind, and Chernysh, 1964).

1700±100

Mo-176. Armenia

A.D. 250

Wood, part of an ancient mine timbering, Armenian SSR. The sample was found in 1959 during new prospecting borings at a depth of 100 m from the surface. Subm. by Sh.O. Amiryan (Geol. Inst. Acad. Sci., Armen. SSR). The supposed age is the 11th to 9th centuries B.C. or 7th to 8th centuries A.D.

Comment: the obtained age characterizes the period of the first gold deposit exploitation on the territory of Armenia.

1680±170

Mo-334. River Naryn, Kirgizia

A.D. 270

Coal from the cultural layer on the left side of the r. Naryn (Kirgizian SSR), 3 km E of the mouth of the r. Alabuga (41° 25' N Lat, 74° 40' E Long). The sample was found at a depth of 7.6 m in the form of scattered coals in a loamy rock in deposits of a 26-m terrace. According to archaeological estimations the sample dates from the 5th to 7th centuries A.D. The sample was found by K.V. Kurdyumov (Moscow State Univ.) in 1962.

Comment: the find serves as a verification of archaeological data on the peopling of the Tien-Shan.

Mo-343. River Yenisei, Krasnoyarsk

11,335±270

9385 B.C.

Charcoal from the site Afontova Gora II, left side of the r. Yenisei near the town Krasnoyarsk (56° 00' N Lat, 92° 50' E Long). The sample was taken in an outcrop between the lower and middle layers of a Paleolithic site at a depth of 6 to 8 m from the surface. According to archaeological estimations the supposed age is the middle of the second half of the Later Paleolithic, i.e., 15,000 to 25,000 B.P. The sample was coll. 1961 and subm. by S.I. Rudenko and S.N. Astakhov (Archaeol. Inst. of the Acad. of Sci., USSR).

Comment: by reason of the small number of samples no preliminary chemical treatment was carried out.

III. FOSSIL ANIMALS

We know finds of buried carcasses of animals—mammoths not existing today, but well-preserved until now. By dating such finds the problem of the extinction time of these animals may be solved. We have analyzed the remains of Taimyr and Chekurov mammoths (Siberia). The age of the Taimyr mammoth was determined in our laboratory just at the beginning of its work by the method of counting solid carbon. A figure of the order of 12 thousand yr was obtained (Vinogradov, 1954). Later the age of fossil wood, found in the mammoth horizon of Taimyr, was determined by the gas method. For the Chekurov mammoth, along with the determination of the age of the hair of the mammoth, an investigation of the peat located 0.5 m above the mammoth carcass was carried out.

Mo-3. Taimyr

11,700±300

9750 B.C.

Wood of a fossil tree (*Salix*) from the mammoth horizon, N shore of the Taimyr lake, excavations of 1949. Subm. by B.A. Tikhomirov (Komarov Bot. Inst., Acad. of Sci., USSR).

Mo-215. River Lena, Chekurovka

26,000±1600

24,050 B.C.

Mammoth hair, from carcass found 1.5 km below the settlement Chekurovka of the Bulunsk region, territory of the river Lena delta (71° 00' N Lat, 127° 40' E Long). The sample was found in the first terrace at a depth not exceeding 1.5 m from the surface in the permafrost zone. The specimen is a young female of ca. 2/3 of full-grown mammoth size and has very small tusks. Most of the bones lay in the illuvial-diluvial sandy-argillaceous layer containing rock debris of basal Cambrian limestone. The sample was found in 1960 and subm. independently by V.N. Yakovlev (Univ. of Yakutsk) and S.S. Korzhuev (Geog. Inst. Acad. Sci., USSR). According to the spore-and-pollen diagram of terrace deposits from the mammoth burial site the supposed age of the find is the xerothermic maximum of postglacial time (Korzhuev and Fedorova, 1962).

Mo-215-A. River Lena, Chekurovka

5610±200

3660 B.C.

Peat from the same section as the mammoth carcass Mo-215, but from a depth of ca. 1 m (i.e., 0.5 m above the mammoth carcass). Peat layer, 15 cm thick, is overlain by loam, 45 cm thick, with intercalations of decomposed matter; a thin loam 30 cm thick, underlies the peat. The sample was subm. by S.S. Korzhuev.

Comment: the provisional absolute age of the Taimyr mammoth remains (the tendons were investigated) coincided well with the age of wood from the mammoth horizon. In the case of the mammoth from Chekurovka the mammoth hair and the overlying peat proved to be of different age. The absolute peat age actually falls in the xerothermic period. This allows us to assume that the authors of the mentioned article (Korzhuev and Fedorova, 1962), having correctly estimated the age of the peat deposits, attributed this figure also to the mammoth. The obtained datings of the death time of both mammoths agree with the known (C^{14}) time range of these animals, which was 47,000 to 11,000 B.P. for six finds of Siberian mammoths dated by R. Nydal in the Lab. of Radioactive Dating of the Phys. Inst. in Trondheim, Norway. The age of the Taimyr mammoth which was obtained in our laboratory coincided particularly closely with Nydal's results for the

Taimyr mammoth, $11,450 \pm 250$ (T-297) and dates from the end of the Sartansk glaciation in Siberia (Heintz and Garutt, 1964).

2225 $\pm$ 130

275 B.C.

Mo-255. Antarctic

Shin of a seal mummy, Antarctic, oasis Shirmakhera, 8 km to the W-NW from the station Novo-Lazarevskaya ($70^{\circ} 45' S$ Lat, $11^{\circ} 35' E$ Long). The seal mummy was found on the surface, its lower part buried in sand; the upper part was slightly powdered with small pebbles. The upper part of the carcass was half decayed and the bones were jutting out. On the lower part which was lying in the sand, the pelt was well preserved. The mummy had a slightly curved form and was ca. 1 m long. The seal mummy was lying on large fragments of moraine on a hilly slope, 200 m from the N border of the oasis, at a height of 10 to 15 m above the surface of the ice adjacent to the oasis. (The oasis Shirmakhera is located at a distance of 80 km from the recent seacoast and is separated from it by shelf ice.) The slope gently dipped to the oasis border forming an inclined platform ca. 100 by 200 m which did not hinder the movement of seals. Found in 1961 and subm. by V.I. Bardin (Moscow State Univ.) (Bardin, 1963).

Comment: the age obtained for the seal mummy agrees well with the age of analogous finds from other places of the Antarctic (Péwé, Rivard, and Llano, 1959).

References

1. Alexeev, M.N., 1957, Contribution to the Pleistocene geomorphology and stratigraphy of the river Vilyui lower reaches: Bull. Komissii po izucheniu chetvertichnogo perioda, no. 21, p. 87-96.
2. Alexeev, V.A., Ivanova, I.K., Kind, N.V., Chernysh, A.P., 1964, New data on the absolute age of the Late-Paleolithic layers of the site Molodovo V at the river Dnestr middle course: Doklady Akad. Nauk SSSR, v. 156, no. 2, p. 315-317.
3. Bardin, V.I., 1963, Mountains of the central part of Queen Maud's Land (Eastern Antarctic): Abstract from Thesis for a candidate's (geog. sci.) degree, Moscow.
4. Basalikas, A.A., 1957, Principal features of the Lithuanian Soviet Soc. Republic relief: Nauchnye Soobshcheniya Instituta geologii i geografi Ak. Neuk Litovskoi SSR, Vilnus, v. 4, p. 237-246.
5. Chebotareva, N.S., Serebryanny, L.R., Devirts, A.L., Dobkina, E.I., 1962, Absolute age of the low river terraces in the centre of the Russian plain: Izvestia Akad. Nauk SSSR, ser. geograficheskaya, no. 4, p. 70-74.
6. Chebotareva, N.S., Serebryanny, L.R., 1963, Paleogeographic estimations of radiocarbon dating of the Upper-Quaternary sediments in the Russian plain centre: in Absolute Geochronology of the Quaternary Period, Moscow, Acad. of Sci., USSR, p. 117-122.
7. Danilans, I.Ya., 1962, Problems of the Pleistocene deposit stratigraphy of Latvia: in Problems of Quaternary Geology, Riga.
8. Gerasimov, I.P., Chebotareva, N.S., 1963, The absolute age of the last Valdai glaciation in the north-western part of the Russian plain: Izvestia Ak. Nauk SSSR, Seria Geograf., no. 5, p. 36-44.
9. Gerasimov, I.P., Serebryanny, L.R., Chebotareva, N.S., 1963, Stratigraphic components of the Pleistocene of Northern Europe and their correlation: in Anthropogene of the Russian Plain and Its Stratigraphical Components, M., Acad. Sci. USSR, p. 5-60.
10. Godwin, H., Walker, D., Willis, E.H., 1957, Radiocarbon dating and post-glacial vegetational history: Scaleby Moss: Proc. of Royal Soc., ser. B., v. 147, no. 928, p. 352-366.
11. Grosswald, M.G., Devirts, A.L., Dobkina, E.I., 1961, About the history of the Holocene of the Franz Josef Land: Doklady Ak. Nauk SSSR, v. 141, no. 5, p. 1175-1178.
12. Grosswald, M.G., Devirts, A.L., Dobkina, E.I., 1963, Glacial stages Sedova and Victoria: Materialy glyatsologicheskikh issledovaniy, no. 7, p. 149-151.
13. Grosswald, M.G., Devirts, A.L., Dobkina, E.I., 1964, One more dating of the coast of Franz Josef Land: Materialy glyatsologicheskikh issledovaniy, no. 10, p. 273-274.
14. Gudelis, V.K., 1961, Outline of the geology and paleogeography of the Lithuanian Quaternary period (Anthropogene): in Czwartorzęd Europy Środkowej i Wschodniej, cz. 1, Institut Geologiczny, Prace, t. 34. Warszawa.

15. *Heintz, A.E., Garutt, V.E.*, 1964, Determination of the absolute age of a fossil mammoth and a woolly rhinoceros remains from the permafrost region of Siberia with the aid of radioactive carbon (C^{14}): *Doklady Ak. Nauk SSSR*, v. 154, no. 6, p. 1367-1370.
16. *Ivanova, I.K.*, 1959, Geological conditions of discovering paleolithic sites in the middle part of the river Dnestr Foreland: *Trudy Komissii po izucheniu chetvertichnogo perioda*, no. 15, p. 215.
17. *Ivanova, I.K., Chernysh, A.P.*, 1963, Absolute age of the Upper Paleolith (Solutrean, Gravettian type) of the river Dnestr Foreland according to data of the radiocarbon analysis: *Doklady Ak. Nauk SSSR*, v. 148, no. 2, p. 410-413.
18. *Iversen, J.*, 1953, Radiocarbon dating of the Alleröd period: *Science*, v. 118, no. 3053, p. 9-11.
19. *Khotinsky, N.A.*, 1964a, Comparison of schemes for a zonal separation of the Late- Glacial and the Post- Glacial time with the aid of synchronizing levels: *Doklady Ak. Nauk SSSR*, v. 156, no. 1, p. 74-77.
20. *Khotinsky, N.A.*, 1964b, Paleogeography of the Upper Pleistocene and Holocene of the eastern margin of the Upper Volga lowland: Thesis for a candidate's (geog. sci.) degree, Moscow.
21. *Kondratiene, O.P.*, 1960, Stratigraphy and paleogeography of the Lithuanian NeoPleistocene according to palynologic data: Abstract from Thesis for a candidate's (geol. mineral sci.) degree, Vilnius.
22. *Korzhuev, S.S., Fedorova, R.V.*, 1962, The mammoth from Chekurovka and its inhabiting conditions: *Doklady Akad. Nauk SSSR*, v. 143, no. 1, p. 181-183.
23. *Lavrushin, Yu.A., Devirts, A.L., Giterman, R.E., Markova, N.G.*, 1963, First data on the absolute chronology of the chief events in the north-eastern part of the USSR: *Bull. Komissii po izucheniu chetvertichnogo perioda*, no. 28, p. 112-126.
24. *Marenina, T.Yu.*, 1959, The volcano Khangar in the Middle Ridge of Kamchatka: *Trudy Laboratorii vulkanologii*, no. 17, p. 3-63.
25. *Neistadt, M.I.*, 1957, History of woods and paleogeography of the USSR in the Holocene: Moscow, Acad. Sci. USSR.
26. *Neistadt, M.I., Devirts, A.L., Markova, N.G., Dobkina, E.I., Khotinsky, N.A.*, 1962, Dating of the holocenec sediments by the radiocarbon method and according to data of the pollinic analysis: *Doklady Ak. Nauk SSSR*, v. 144, no. 5, p. 1129-1131.
27. *Nilsson, T.*, 1964, Standardpollendiagramme und C^{14} -Datierungen aus dem Ageröds Mosse im mittleren Schonen: *Publ. from Insts. of Mineralogy, Paleontology and Quaternary Geology, Sweden*, no. 124.
28. *Olsson, I.*, 1960, Uppsala natural radiocarbon measurements, II: *Am. Jour. Sci. Radioc. Suppl.*, v. 2, p. 112-128.
29. *Paleogeography and Chronology of the Upper Pleistocene and Holocene According to Data of the Radiocarbon Method*, 1965, ed. by M.I. Neistadt: Moscow, Acad. Sci. USSR.
30. *Péwé, T.L., Rivard, N.R., Llano, G.A.*, 1959, Mummified seal carcasses in the McMurdo Sound Region, Antarctica: *Science*, v. 130, no. 3377, p. 716.
31. *Piip, B.I.*, 1948, New eruptive state of the volcano Shiveluch from the end of 1944 to May 1945 and some notices on the geological structure of the volcano and its previous eruptions: *Bull. vulcanologicheskoi Stantsii na Kamchatke*, no. 14.
32. *Rauschenbach, V.M.*, 1956, The Middle Transurals during the Neolith and Bronze epoch: *Trudy Gosud. Istoricheskogo Museya*, no. 29.
33. *Seibutis, A.A.*, 1962, On the stratigraphic significance of the double-layered subsapropelic peaty formations: *Trudy Ak. Nauk Litovskoi SSR*, ser. B, no. 3, p. 173-178.
34. *Serebryanny, L.R., Devirts, A.L., Markova, N.G.*, 1962, New data on the absolute age of the Alleröd sediments in the environs of Leningrad: *Bull. Komissii po izucheniu chetvertichnogo perioda*, no. 27, p. 151-153.
35. *Serebryanny, L.R., Chebotareva, N.S.*, 1963, Some debatable problems of paleogeography and stratigraphy of the quaternary sediments in the centre and northwest of the Russian plain (in connection with data of the radiocarbon method): *in Anthropogene of the Russian Plain and Its Stratigraphical Components*, Moscow, p. 74-85.
36. *Tolstov, S.P.*, 1961, Scythian and Khorezm of the Aral Sea Foreland: *Sovetskaya Etnografia*, no. 4, p. 114-146.
37. *Velichko, A.A., Devirts, A.L., Dobkina, E.I., Morozova, T.D., Chichagova, O.A.*, 1964, First determinations of fossil soils in loesses of the Russian plain: *Doklady Ak. Nauk SSSR*, v. 155, no. 3, p. 355-359.
38. *Vinogradov, A.P.*, 1954, Geochemistry of isotopes: *Vestnik Akad. Nauk SSSR*, no. 5, p. 33.

39. *Vinogradov, A.P., Devirts, A.L., Dobkina, E.I., Markova, N.G., Martishchenko, L.G.*, 1956, Determination of the absolute age according to C^{14} . Communication 1: *Geokhimia*, no. 8, p. 3-9.
- Vinogradov, A.P., Devirts, A.L., Dobkina, E.I., Markova, N.G., Martishchenko, L.G.*, 1959, Determination of the absolute age according to C^{14} . Communication 2: *Geokhimia*, no. 8, p. 663-668.
40. *Vinogradov, A.P., Devirts, A.L., Dobkina, E.I., Markova, N.G.*, 1962, Determination of the absolute age according to C^{14} . Communication 3: *Geokhimia*, no. 5, p. 387-402.
41. *Vinogradov, A.P., Devirts, A.L., Dobkina, E.I., Markova, N.G.*, 1963, Determination of the absolute age according to C^{14} . Communication 4: *Geokhimia*, no. 9, p. 795-811.
42. *Vinogradov, A.P., Devirts, A.L., Dobkina, E.I., Markova, N.G., Martishchenko, L.G.*, 1963, Determination of the absolute age according to C^{14} with the aid of a proportional counter: *Moscow, Acad. Sci. USSR*.
43. *Vinogradov, A.P., Devirts, A.L., Markova, N.G., Khotinsky, N.A.*, 1963, Determination of the boundary between the Late-Glacial and the Post-Glacial time according to C^{14} and data of the spore-pollinic analysis: *Geokhimia*, no. 11, p. 971-980.
44. *Vinogradov, A.P., Grinenko, V.A., Ustinov, V.I.*, 1962, Isotopic composition of sulphur compounds in the Black Sea: *Geokhimia*, no. 10, p. 851-873.
45. *Voznyachuk, L.N.*, 1959, Conditions of the Riss-Würm deposits in the Grodno province and the adjacent areas of Lithuania and Poland: *Vestnik Ak. Nauk Byelorussian Sov. Rep., Seria fiziko-tehnicheskikh nauk*, no. 4, p. 112.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА ДОКЕМБРИЯ*

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР,
Москва)

В настоящее время создана и утверждена геохронологическая шкала для фанерозоя, нуждающаяся только в дальнейшей детализации и уточнении.

Данное сообщение представляет собой попытку составления аналогичной шкалы для докембрия на основании сведения всех существующих данных по абсолютному измерению возраста горных пород. Помимо этого, на основании представленного проекта геохронологической шкалы докембрия в работе рассматриваются главные тенденции в геологическом развитии Земли.

Методика составления подобной шкалы для докембрия, естественно, должна была несколько отличаться от той, которая использовалась для составления шкалы фанерозоя. Рост степени метаморфизма горных пород по мере увеличения Их древности и соответствующее этому ограничение применимости аргонового метода, отсутствие в древних породах глауконита, сыгравшего столь важную роль при расчленении верхнего докембрия и фанерозоя, исчезновение остатков органической жизни, а главное, резко сокращающийся объём и площадь выходов древнейших пород — всё это приводит к тому, что по мере нашего проникновения в глубь веков подобная задача становится с каждым шагом неизмеримо сложнее.

Правда, у докембрия есть и свои преимущества, более крупные масштабы времени, которые он охватывает, позволяют использовать приёмы измерения геологического времени с большей абсолютной ошибкой. Например, становятся весьма актуальными свинцово-изохронные методы применительно как к эндогенным, так и осадочным образованиям; могут быть использованы данные грубого свинцового метода (обыкновенного свинца); гораздо более значимыми становятся результаты

* Проблемы геохимии и космологии. М., 1968. С. 47 — 60 (Межд. геол. Конгресс: XXIII сессия. Доклады сов. учёных. Проблемы 6 и 13а). Соавт.: Тугаринов А.И.

стронций-рубидиевого изотопного метода. Все это вместе взятое заставляет нас подойти методически весьма дифференцированно к расчленению докембрия на разных его этапах (Виноградов, Тугаринов, 1961).

Различного рода предшествующие попытки геохронологического расчленения докембрия, равно как и прямое суммирование большого числа измерений абсолютного возраста горных пород, математически обработанных, дают основание выделить две крупные тектоно-магматические эпохи в истории докембрия, несоизмеримые по своей длительности и масштабу с обычными орогеническими эпохами фанерозоя: 2000-1800 и 2800-2700 млн. лет назад, имеющие явно всепланетный, глобальный характер. Обращает на себя внимание существенное различие геологического развития земной коры в промежуточные интервалы времени между ними, выражающееся в существенном изменении литогенеза осадков, магматизма и тектонической активности планеты. Выделение этих двух крупнейших глобальных эпох магматектогенеза даёт основание для расчленения докембрийской истории на три эры: верхний, средний и нижний докембрий (деление первого порядка). Согласно ранее предложенной схеме стратиграфической комиссией СССР между этими двумя предлагаемыми шкалами устанавливается следующая корреляция (табл. 1).

Таблица 1.
Сравнительные схемы деления докембрия

Предлагаемое деление (Тугаринов, Войткевич, 1966)	Рубежи, млн. лет	Деление Стратиграфической комиссии СССР
Верхний докембрий	570 1900	Верхний и средний протерозой
Средний докембрий	2700	Нижний протерозой
Нижний докембрий	?	Архей

Выделенный стратиграфической комиссией средний протерозой (1600±1900 млн. лет) по существу весьма слабо обоснован геохронологическими данными и, кроме того, несоизмерим по своей длительности с остальными эрами.

Подобное принципиальное трёхчленное деление докембрия позволяет дифференцированно подойти к более детальному расчленению каждой из выделенных эр, используя для каждой из них наиболее приемлемые методы измерения абсолютного возраста горных пород. Например, для верхнего докембрия, представленного горными породами преимущественно той же степени метаморфизма, что и в фанерозое, возможно широкое использование прямого датирования времени седиментации осадков по глаукониту и ураноносным толщам. Эта методика приобретает большое значение также и потому, что магматические процессы в верхнем докембрии происходили сравнительно реже, чем в более ранние эпохи, и поэтому построение геохронологической шкалы только на основании подобного рода перерывов в осадконакоплении было бы недостаточно аргументировано.

Для среднего докембрия из двух упомянутых выше методов датирования сохраняется только возможность измерения времени седиментации урансодержащих

осадков, так как глаукониты полностью исчезают из-за возрастающего метаморфизма пород.

В нижнем докембрии из-за практического отсутствия ураноносных формаций датировка времени осадконакопления первичного субстрата метаморфических пород оказывается в настоящий момент невозможной. Поэтому преимущественное значение приобретает сопоставление данных измерений абсолютного возраста интрузивных и эффузивных пород. В связи с доминирующим развитием в древнейшем докембрии пород основного и ультраосновного состава особую роль приобретают аргоновые и свинцовые измерения возраста амфиболов, поскольку распространённость в этих породах акцессорных радиоактивных минералов, допускающих использование свинцово-уранового метода, оказывается ничтожной.

Исходя из изложенного, рассмотрим существующие фактические данные с целью более дробного деления каждой докембрийской эры. Основные сведения изложены в прилагаемых двух сводных табл. 2 и 3.

Верхний докембрий 570-1900 млн. лет (табл. 2). Сопоставление двух наиболее полных разрезов верхнего докембрия Урала и Учуро-Майского района на территории СССР даёт основание для выделения по крайней мере пяти интервалов:

1. 570-650 млн. лет — время накопления ашинской серии (венда).
2. 650-1000 млн. лет — время накопления каратауской серии на Урале и майской серии на восточном склоне Алданского щита. В обоих случаях перерыв с нижележащими формациями фиксируется интрузивными проявлениями, датруемыми на Урале диабазовыми дайками возрастом 1125 млн. лет, а в Учуро-Майском районе — щелочными гранитами возрастом 1140 млн. лет.
3. 1000-1400 млн. лет — время накопления юматинской серии на Урале и омахтинской свиты учурской серии в Учуро-Майском районе, датируемой как по глаукониту, так и моментом вторжения предшествующего первой из них Бердяшского плутона (1400 млн. лет).
4. 1400-1700 млн. лет — время накопления бурзянской серии на Урале (?) и гонамской свиты учурской серии в Учуро-Майском районе. Выделение этого этапа более условно, так как оно базируется на единичных определениях глауконита из гонамской свиты и предшествующих отложению обеих свит дайках, датруемых 1700-1800 млн. лет.
5. 1700-1900 млн. лет — накопление канкулинской свиты в Учуро-Майском районе, возраст которой определён прямым измерением по циркону, выделенному из эффузивов этой свиты (1850 млн. лет). Верхний предел возраста кристаллического фундамента, на котором залегает канкулинская свита, 1900 млн. лет.

Если мы обратим внимание на некоторые иные разрезы верхнего докембрия в различных районах СССР и на других континентах, то убедимся, что выделяемые эпохи осадконакопления закономерно повторяются в целом ряде регионов, хотя распространённость устанавливаемых нами перерывов отнюдь не идентична.

Выделение вендской системы давно предлагается рядом стратиграфов. Аналогичные значения возраста получены для валдайской свиты, также относимой к венду, в пересечениях Рязано-Пачелмского прогиба Белоруссии, для гдовских песчаников из Ленинградской области и т.д. Существование катангинской эпохи магма-тектогенеза, предшествовавшей вендскому осадконакоплению, подчёркивается развитием интрузий подобного возраста на восточном склоне Алданского щита, в Енисейском кряже, центральной и западной Африке, особенно широким их развитием в Южной Америке, Антарктиде и т.д.

Выделение каратауского времени в качестве второго периода верхнего докембрия находится в строгом соответствии с широко распространённой в ряде щитов гренвилльской тектоно-магматической эпохой, охватившей почти 200 млн. лет,

с 900 по 1100 млн. лет с кульминационным пунктом около 1000 млн. лет назад. Характерно, что с этой эпохой связано прекращение осадконакопления в верхнем докембрии на Северо-Американском континенте, в северном Китае, северной Индии.

Третий период верхнего докембрия, время накопления юрматинской серии, находит широкое подтверждение в появлении формаций подобного возраста в Китае (синий), Индии (серия виндий), Северной Америке (серия белт), Австралии (формация Аквариум) и т.д. Нижнее ограничение этого периода далеко не во всех случаях ясно. Отчётливый перерыв подобного возраста (1400 млн. лет) характерен для Индии, поскольку между сериями куддапах и виндий обнаруживаются не только несогласие, но и магматические проявления, сопровождаемые минерализацией подобного возраста. Интрузивная деятельность аналогичного возраста характерна для кристаллического фундамента западной части Северной Америки (интрузии Баглад, Браун Дерби), для района известных месторождений урана Большого Медвежьего озера (Канада).

Четвёртый период верхнего докембрия представляет особые затруднения для своего обоснования, ибо в большинстве случаев нижняя граница осадков этого времени обусловлена распространённостью глауконита. Как правило, в толщах, подстилающих горизонты, выделенные по наиболее древним глауконитам (1600-1700 млн. лет), глаукониты уже не встречаются из-за более интенсивного метаморфизма этих пород.

Магматические процессы, датируемые 1700 млн. лет, обычно связаны с заключительными отзвуками более ранней Беломорской магматической эпохи, кульминационный момент которой относится к 1900 млн. лет. Это большей частью интрузии платформенного типа (рапакиви), датируемые на Украине 1750 млн. лет, а в Балтийском щите 1600 млн. лет. Значительное число измерений абсолютного возраста, характеризующихся такого рода значениями, полученными аргоновым методом, вероятнее всего, отражает грандиозный после-беломорский метаморфизм, охвативший значительные территории континентов.

Тем не менее выделение подобного рубежа, так называемой выборгской эпохи, оправдано, так как между 1700 и 1900 млн. лет происходило накопление широко распространённых формаций, обычно относившихся к «среднему» протерозою, время возможной седиментации которых было в последние годы весьма сокращено геохронологическими измерениями. Так, например, к ним относятся отложения карельского «иотния» (шокшинские песчаники), ятулийских гравеллитов и песчаников, седиментация которых свинцово-урановым методом датируется 1800 млн. лет. К этому же периоду относится формация рораима в Гвианском щите и др. В 1967 г. Сильвером и др. было великолепно геохронологически обосновано существование законченного орогенического цикла в докембрии Аризоны, охватившего серию явакай. Длительность цикла была установлена в 1650-1760 млн. лет, т.е. почти в 100 млн. лет.

Средний докембрий 1900-2700 млн. лет (табл. 3). Верхняя возрастная граница среднего докембрия отчётливо определяется временем максимальной интрузивной деятельности, охватившей среднедокембрийские щиты 1900 млн. лет назад, хотя начало этой интрузивной деятельности иногда относится и к 2000-2100 млн. лет.

Прямые измерения времени седиментации свинцово-урановым методом некоторых типичных среднедокембрийских формаций (курской, криворожской серий) указывают на начало осадкообразования базальных конгломератов и гравеллитов около 2500-2600 млн. лет, на завершение осадконакопления свит этих серий 2300 млн. лет и на отложение верхних свит около 1900-2000 млн. лет.

Таблица 2
Корреляция геохронологических данных верхнего докембрия*

Тектоно-магматические эпохи, млн. лет	Урал (Западный склон)	Волго-Уральская область	Русская платформа	Учуро-Майский район	Китай	Индия	Северная Америка	Южная Америка	Австралия	Африка
I . Катангинская 600	Укская свита (615) Венд		Валдайская свита (1660) Венд	Лахандинская свита (600) 650 — Кондёр				Интрузии Карира, Гойя Рио-Гранде (600)		Серия Вольтео (600) «Древние» граниты Нигерии (650) Хоггара, Кейп Тауна Месторождение Катанги
II 800	Миньярская свита (760)					Пегматиты Сонианы (800)				Серия Катанга
Гренвилльская 900	Инзерская свита (870— 920)		Сердобская свита (830) Каверинская (945)		Цзинэрюй (890)	Свита Кеймур, виндия (910-940)				Свита Николо (1000) Граниты Кибара
1000			Гиперборей о-ва Кильдин (900—1000) Пегматиты Южная Норвегия 1080 и Швеции		Телин (1040)	960 Пегматиты Бихар 1100 Граниты	Гренвилльский орогенез Таун-Маунтин 1050 Плут 1100 Сайн-Шайн			Пегматиты Гордонии
III 1100				Эннинская свита (1190)		Эринпур				
1200	Авзянская свита (1260)			1140 Улкан		Свита Семри, виндия (1110)		Интрузии Парамба, Южная Гвиана (1100)	Граниты Масгрейв Албани, Гренаф (1100) Серия Бенжемол (>1100)	950—1100
Медвежье-озерная 1300		Серафимовская свита (1290)		Омахтинская свита (1400)			Серия Белт (1100) Серия Большой Каньон Арбукл, Шерман 1350		Гранулиты Фрезер 1300 Рендж Граниты Давенпорт (1400)	Серия Кибара, Анко-Леан Дайковый комплекс Пиландсберг
1400								Метаморфизм Минас Гераес (1500)	Формация Роснкрик (1520) Формация Аквариум (1470-1600) Граниты Мт. Иса (1550) Месторождение Брокен-Хил (1600) Граниты Брус Гранулиты Эйри (1700)	
IV 1500	Бердяуш (1400)	Калтасинская (1470) Арланская свита (1525)		Гонамская свита (1500)		Серия Куддапах (1400)	Багдад, Браун-1400-Дерби			
1600							Серия Вишну			
Выборгская 1700			Рапакиви (1650—1750)		Серия Хуто (1600)		Мазацаль, Аризона 1050—1725			Серия Габона (1700)
V 1800	Дайки (1775)		Петрозаводская свита	Канкулинская свита (1900)						
1900			Ятулий (1800)							

* Использoваны литературные данные: Виноградова, Тугаринова (1961); Стратиграфия СССР (1963); Труды Комиссии (1956—1967); Cahen et al. (1966); Geochronology of Precambrian (1967); Geochronology of rock sistemes (1961); laughton (1963); Sciences (1965)

Таблица 3
Корреляция геохронологических данных нижнего и среднего докембрия *

Эры	Тектоно-магматические эпохи, млн. лет	Украинский щит	Балтийский щит	Алданский щит	Китайский щит	Индийский щит	Канадский щит	Бразильский и Гвианский щиты	Австралийский щит	Гвинейский щит	Южно-Африканский щит
Средний докембрий	Беломорская 2000	Верхняя свита Кировоградские, житомырские граниты	Печенгская, ладожская серии	Свеко-фенские интрузии Пегматиты-Беломорья	Граниты Алдана и Улкана Пегматиты Станового хребта	Пегматиты Улашаня	Граниты Клосплет	Пенокийский и гудзоновый магматизм Граниты Атабаски	Граниты Сан-Луи, Токантина, Сан-Франциско, Урутвая	Граниты Гвиней, Берега Слоновой кости, Ганы (Бундуку, Кейп Кост.)	Бушвельдский интрузивный-комплекс
	Бугская 2200	Средняя свита Криворожская серия	Бужские граниты	Свиты Кейв, Полмос - Порос	Серия Утай	Серии Чойбаса и Данджури	Граниты Сингххум	Серия Атабаска	Интрузии Иматека	Серия Бирримий	Серия Витватерсранд
	Иеллоунайфская 2400	Нижняя свита	Ингулецкие и саксаганские мигматиты и аплитовидные граниты	Беломорская серия	Серии Иенгра, Тимптона, Алданский комплекс	Верхний и средний Дарвар	Гуронская серия	Граниты Андрулейк и Йеллоунайф Раунд-лейк батолит	Серии Бонидоро, Розебел, Орапу	Серия Аргилла, Вилайяма	Дайки диабазов и золоторудные жилы Калгурли
	2600	Родезийская	Гимольская, парандовская серии	Граниты нижних карелид (Хаутовара), граниты I и II групп	Мигматиты Чарской глыбы	Мигматиты и пегматиты Аншаня	Кондалиты и чарнокиты Вост. Гат.	Кеноранский магматизм	Магматический комплекс Баквоа	Метаморфизм	Постшамвайянские граниты и пегматиты
Нижний докембрий	2800	Днепровские гнейсы	Кольская серия гнейсов	Гнейсы и сланцы олекминской серии	Аншанская серия	Гнейсы Бандельканд	Граувакки Кенора (Вост. Онтарио)	Граниты Миннесоты, Бигхорн, Бертус	Граниты Гвианы	Серии Симанду, Дабала	Серии Шамвайян, Булавайян
	3000	Кольская	Днепровские мигматиты	Кольского полуострова	Амфиболиты Станового хребта	Амфиболиты нижнего Дарвара	Серия Йеллоунайф	Гнейсы серии Иматека Серия Кайена	Серия Калгурли	Граниты и пегматиты Сьерра-Леоне	Серии Камбюи, Кассила
	3200	Базавлукская и др. эффузивно-осадочные серии	Плагиигранит Саксагани	Гипербазиты Монча.			Серия Киватин	Галька гранитов Базальных конгломератах Калгурли.	Серия Пильбара	Граниты Пильбара	Серии Себаквиян, Барбертон
	Белозерская 3400	Конско-Белозерская вулканогенная серия					Гнейсы Мортон (?)	Амфиболиты Французской Гвианы			Минерализация Розетта-майн

* По данным: Виноградов, Тугаринов, 1961; Палеографический атлас СССР, 1967; Труды Комиссии . . . , 1956—1967; Geochronology of North America, 1965; Geochronology of precambrian . . . , 1967; Geochronoeogy of rock systemes, 1961; Rankama, 1966.

Весьма интересно, что за исключением ранее упомянутых интрузий, возникших около 2100 млн. лет и открывших новую эпоху магма-текто-генеза, в истории среднего докембрия известны во многих континентах — упорно повторяющиеся магматические события, относящиеся к 2300-2400 млн. лет: граниты Йеллоунайф (Канада), пегматиты Танганьики (Восточная Африка), интрузии Баквоа (Южная Америка) и т.д.

Отчётливо понимая условность такого рода деления среднего докембрия и не-соизмеримость подобных эпох с ранее выделенными, мы тем не менее полагаем правильным наметить для среднего докембрия промежуточные тектоно-магматические эпохи: бужскую и Йеллоунайфскую, грубо отвечающие перерывам в осадконакоплении криворожской и курской серий, между нижней и средней, а также средней и верхней их свитам.

Нижний докембрий 2700-3500? млн. лет (табл. 3). Перерыв между средним и нижним докембрием почти во всех континентах фиксируется интенсивной гранитизацией метаморфических комплексов нижнего докембрия почти одного и того же возраста 2850-2700 млн. лет. С этой Родезийской тектоно-магматической эпохой ассоциируется появление гранито-гнейсов и мигматитов в Среднем Приднепровье (Украина), становление гранитов нижних карелид, мигматитов в Кольских гнейсах Балтийского щита и в районе Великих озёр (Северная Америка), кристаллического основания Гвинейского и Южно-Африканского щитов и т.д. Можно ли уже сегодня выделить какие-либо глобальные перерывы в нижнем докембрие? По-видимому, можно. К их числу относится, вероятно, очень важный этап, датируемый 3100 млн. лет. — Кольская эпоха магма-тектонизма, характеризующая время вторжения саксаганских плагиогранитов (Украина) и гипербазитов Мончи в Балтийском щите. По существу этот рубеж датирует начало широкого развития гнейсов, так как более древние формации — конско-белозерская серия (3500 млн. лет), киватин (3000 млн. лет), себавиан (3100 млн. лет), калгурли (3000 млн. лет), — имеют ясно выраженный вулканогенный характер и основной состав.

С проблематичным, так называемым белозерским, циклом основного вулканизма 3500 млн. лет назад обрывается наша информация о более раннем докембрие. По крайней мере 1000 млн. лет лежит между этими древнейшими известными нам теперь породами и временем образования планеты.

В табл. 4 нами даётся предлагаемая общая схема расчленения докембрия и ряд геологических выводов, следующих из подобного его деления.

Мы сознательно отказались от старой терминологии (протерозой, архей, рифей, синий), считая, что присвоение старых названий, с которыми у большинства исследователей связаны давно сложившиеся представления об определённых формациях и их географической распространённости, подразделениям докембрия, выделенным на новой геохронологической основе, неуместно.

Пользуясь этой схемой, попытаемся проанализировать характер геологических явлений в каждой из выделенных нами эр, возможные изменения в ходе геологических процессов. Одним из первых неизбежных выводов, возникающих при подобном анализе, является признание чёткой направленности и необратимого характера геологического развития Земли. Это выражается в заметном разрастании во времени стабильных блоков — платформ земной коры и сужении областей тектонической активности и магматизма, закономерном изменении состава осадков, усиливающейся роли биогенных процессов, развитии жизни и, наконец, в появлении всё более пёстрых и необычных для раннего докембрия рудных месторождений. Рассмотрим главные черты эволюции Земли в докембрии более подробно.

Таблица 4.
Эволюция геологических процессов докембрия

Деление докембрия	Тектоно-магматические эпохи, млн. лет	Осадкообразование	Магматизм	Тектоника
Верхний	Катангинская 620 Гренвилльская, 1000 Медвежьеозерная, 1400 Выборгская, 1700 Беломорская, 1900	Возрастающая роль карбонатов с постепенно уменьшающимся отношением Mg/Ca и C_{org} Появление первых строматолитов, сине-зелёных водорослей	Интрузивные явления вдоль узких складчатых поясов, либо образование локальных плутонов в краевых зонах платформ. Появление первых щелочных интрузий	Образование узких складчатых поясов, неравномерно развивающихся в разных континентах. Образование крупных платформ
Средний	Бургская, 2100 Иеллоунайфская, 2300	Появление первых карбонатных пород и первых сульфатов. Массовое накопление железистых кварцитов и сланцев	Широкое развитие гранитов Максимум магматической деятельности в истории Земли	Складчатость на значительных площадях всех континентов
Нижний	Родезийская, 2700 Кольская, 3100 Белозерская, 3500	Массовое развитие конгломератов, гравеллитов. Первое появление биогенных осадков Гнейсы Появление жизни!? Преимущественно эффузивы и туфы основного состава, граувакки	Метасоматические граниты. Мигматиты Плагииграниты Интрузии глубинного происхождения основного и ультраосновного состава	Зарождение ядер щитов

* * *

Сопоставление типичных по всему литологическому составу формаций, одновременно возникших на разных континентах, ограниченных возобновлявшимися циклами магматизма и метаморфизма, отчётливо указывает на характерную смену состава осадков, подчинявшуюся определённому эволюционному процессу. Так, в раннем докембрии состав осадочно-метаморфических формаций отличается преимущественным развитием основных и ультраосновных эффузивов, в большинстве превращённых в амфиболиты, переслаиваемых с толщами железистых кварцитов, туфогенных песчаников, граувакк. Это было время господствующего накопления эффузивных и кластических туфогенных пород, сменяемых хемогенными осадками. И лишь к концу нижнего докембрия в составе этих древнейших формаций появляются полевошпат-слюдяные гнейсы — свидетельство начавшейся сложной осадочной дифференциации вещества, приводящей к накоплению толщ сравнительно обогащённых кремнезёмом и глинозёмом при явном снижении в них содержания магния и железа по сравнению с исходными денудировавшимися породами. Именно эти гнейсы оказались преимущественно охваченными явлениями активной гранитизации и мигматизма на рубеже нижнего и среднего докембрия около 2800-2700 млн. лет назад.

В среднем докембрии картина осадкообразования существенно изменяется. С началом среднего докембрия связано распространение во всем мире мощных золотоносных и ураноносных конгломератов. Среди них присутствуют гальки сульфидов и урановых минералов, не несущих следов поверхностного окисления. С серединой среднего докембрия связана глобальная эпоха интенсивного накопления в осадочных формациях железа в виде так называемых железистых кварцитов. Запасы железа в осадках этого времени практически неограничены. В них сосредоточены крупнейшие месторождения мира: Верхнего озера (Америка), Криворожье, Курская магнитная аномалия и т.д.

Вторая половина среднего докембрия ознаменовалась массовым распространением осадков, близких по составу к современным: слюдяные и амфиболовые сланцы, кварциты, впервые в геологической истории Земли появляются осадочные карбонатные породы, огромную роль приобретают осадки, обогащенные органическим углеродом (графитовые сланцы), — результат активно развивающихся биогенных процессов.

Присутствие значительного количества кварцитов и различного рода сланцев, сменяемых в регионах, подвергшихся последующему метаморфизму, гранат-пироксеновыми и гранат-кордиеритовыми гнейсами, гораздо больше, чем в конце нижнего докембрия, указывает на характерную особенность осадкообразования этого времени — появление толщ, по химическому составу весьма близких к гранитам. В этом, по-видимому, заключается причина того, что в течение последующей тектоно-магматической эпохи, около 2000-1800 млн. лет назад, доминируют главным образом гранитные интрузии, развивающиеся на значительных площадях среднедокембрийских осадочных формаций. В течение позднего докембрия состав осадочных формаций приближается к современным. Отмечается систематическое повторение цикла: песчаники, сланцы, карбонатные породы, впервые появляются сульфатные отложения, фиксируется более высокое отношение магния к кальцию в карбонатных породах по сравнению с фанерозойскими осадками. При этом участие эффузивно-туфогенных пород снижается до минимума.

Этот разительный перелом в характере осадкообразования в начале верхнего докембрия, в конце среднего докембрия был вызван, по-видимому, накоплением на кристаллическом фундаменте древних платформ мощного осадочного чехла среднедокембрийских осадков, подвергшихся интенсивной гранитизации. Многократное перемирование этих толщ вело к возраставшей дифференциации вещества, обогащению осадков кремнистоглиноземистым и карбонатным материалом.

Весьма важным фактором в седиментации в течение верхнего докембрия явилась заметно усилившаяся роль жизни, биогенных процессов. Массовое развитие сине-зеленых водорослей, строматолитов на протяжении верхнего докембрия от одиночных до сложных колониальных форм, частые появления в разрезах пород, обогащенных органическим углеродом — все это свидетельствовало о прогрессирующем развитии жизнедеятельности организмов, становившихся мощным фактором осадкообразования.

История осадкообразования в докембрии является в значительной мере ключом для расшифровки эволюции первичного океана и атмосферы.

Возникновение первоначальной атмосферы и океана связано с выплавлением и дегазацией первичного холодного вещества Земли, проходившей стадию разогревания (Виноградов, 1959). Этот процесс, активно протекавший в начале существования Земли, в какой-то мере продолжается и сейчас. Но основная масса летучих компонентов, таких, как вода, углекислота, метан, аммиак, водород, вероятно, выделилась в раннюю стадию Земли, обусловив солевой состав океана и безкислородный характер первичной атмосферы Земли.

По существу ещё на рубеже нижнего и среднего докембрия, т.е. около 2700 млн. лет назад, содержание свободного кислорода в атмосфере было, по-видимому, ничтожно мало. Сохранность сульфидной и уранинитовой гальки в конгломератах среднего докембрия, отсутствие древних кор выветривания, а соответственно, современного типа осадков с характерными для них сульфатами, всё это свидетельствовало о ничтожном поверхностном окислении пород, и следовательно, об отсутствии свободного кислорода в атмосфере.

Геохимическая обстановка на планете резко меняется в течение среднего докембрия. Массовое выпадение железа в осадок из морских вод, в которых оно могло присутствовать до этого в растворенном состоянии в виде соединений закисного железа, появление первых ангидритов (сульфатов кальция), как об этом свидетельствуют находки Энгеля в гренавильских толщах указывают на заметное возросший окислительный потенциал атмосферы. Именно окислением железа до трёхвалентного состояния обусловлено массовое его выпадение в осадках среднедокембрийских морей. Но чем же объясняется появление свободного кислорода в атмосфере?

На ранних этапах существования планеты источником свободного кислорода могли быть лишь процессы фотодиссоциации воды в верхних слоях атмосферы под влиянием солнечного излучения. Количество генерируемого таким образом кислорода было ничтожно мало по сравнению с объёмом атмосферы и полностью расходовалось на частичное окисление аммиака, серы, метана и т.д.

Однако, как говорят об этом прямые находки органического углерода уже в конгломератах основания среднего докембрия, начиная с этого момента в геологической истории появляется новый мощный фактор генерации свободного кислорода — жизнь (!), осуществляющая процесс фотосинтеза — поглощение углекислоты и воды с выделением свободного кислорода в атмосферу! Быстрое развитие этого нового чисто биологического явления привело к коренному преобразованию геологических процессов на земной поверхности. Усиление роли углекислоты в атмосфере, а в связи с этим процессов карбонатообразования, сохранение значительных масс углерода в виде остатков организмов, а главное активизация процессов выветривания, вызвавших значительную дифференциацию вещества при процессах осадкообразования, радикально изменило геохимическую обстановку и протекание геологических процессов на земной поверхности.

Среди углеродсодержащих соединений метеоритов были установлены достаточно сложные углеводороды, в том числе ароматического ряда. Происхождение их, исходя из известных в настоящий момент экспериментальных данных, вероятно, обусловлено радиогенным синтезом из аммиака, воды, углекислоты под влиянием космического излучения, воздействию которого подвергались метеориты.

Попытаемся сопоставить этот факт с судьбой углеродсодержащих соединений на Земле. Массовое появление в осадках $C_{\text{орг}}$ относится к концу нижнего — началу среднего докембрия (3000-2500 млн. лет назад), когда атмосфера Земли отличалась не только отсутствием свободного кислорода, но и гораздо меньшей своей общей массой, т.е. защитный экран земной поверхности от взаимодействия космического излучения, роль которого выполняет современная атмосфера Земли, был ничтожным.

Если это так, то возможно, что появлению жизни на Земле предшествовали события, аналогичные тем, которые мы ныне наблюдаем в метеоритах. Меньший объём земной атмосферы в нижнем докембрии и более интенсивное воздействие солнечного ветра могли привести к радиогенному синтезу из продуктов вулканической деятельности первичных органических соединений, оказавшихся тем субстратом, который обусловил в дальнейшие эпохи появление жизни. Возникновение жизни

— биогенного синтеза на Земле — оказало, как мы уже видели, решающее влияние на многие геологические процессы в последующее время (Виноградов, 1959).

Посмотрим теперь, как все это отразилось на других, казалось бы, более глубинных и не связанных с Земной поверхностью процессах.

* * *

Наиболее древние магматические события датируются 3500 млн. лет и характеризуются развитием ультраосновных и основных пород.

Интрузивные породы более кислого состава, плагиограниты, появляются лишь около 300 млн. лет назад, по прошествии почти 500 млн. лет. Около 2800-2700 млн. лет назад в различных докембрийских континентах отмечается интенсивная гранитизация впервые возникших в это время гнейсов. Это одна из ранних эпох широко распространённого магматизма, служившего преддверием накопления толщ среднего протерозоя. Однако самый интенсивный магматизм проявился 2000-1800 млн. лет назад. Это было время массового развития гранитных интрузий, становления крупных гранитных плутонов до нескольких тысяч квадратных километров площадью. Значительная часть более древних метаморфических пород докембрия несёт следы повторного метаморфизма в эту эпоху, что великолепно датируется аргон-калиевым методом измерения их абсолютного возраста, так как под влиянием метаморфизма этой эпохи ранее накопленный в древних породах радиогенный аргон в значительной мере удаляется из минералов.

Очень часто отмечается двухъярусность интрузий этого времени. Если в верхнем структурном ярусе граниты обнаруживают характерные тела внедрения, столь типичные для интрузий молодых магматических эпох, то в нижних ярусах отчётливо сохраняются следы гранитизации первичных осадков, по составу приближающихся к составу гранитов (песчано-сланцевые формации). В гранитоидных телах сохраняются полосчатые структуры, реликты огнейсованных биотитизированных сланцев с повторяющимися элементами слоистости, свидетельствующих о метасоматическом происхождении таких гранитов за счёт исходных осадков.

Важной чертой магматизма этого времени является возникновение первых интрузий щелочного состава — нефелиновых сиенитов и граносиенитов. Их появление обычно связано с субплатформенными условиями, свойственными районам былых складчатых структур. Как правило, отмечается пространственная связь подобных интрузий с синхронными им ультраосновными породами. Это не раз давало повод предполагать генетическую общность щелочных интрузий с дифференциацией основных магм. Однако примечательно, что в геологической истории Земли щелочные интрузии появляются вслед за образованием первых карбонатных осадочных формаций, роль которых в становлении щелочных пород энергично отстаивалась ещё Дели. Весьма возможно, что активизация щелочей, обусловленная высокой локальной концентрацией углекислоты, при внедрении ультраосновных глубинных магм приводящая к появлению щелочных дериватов, может быть связана с карбонатными толщами на пути их проникновения в верхние зоны земной коры. Лишь отсутствием этого фактора — карбонатных пород, можно объяснить, почему в нижнем докембрии, несмотря на высокую активность ультраосновного магматизма и дифференциации этих магм, щелочных интрузий не возникало. Щелочные интрузии возникают только в верхнем докембрии и представляют собой систематически повторяющуюся особенность всех более юных магматических эпох.

Рассмотренная нами смена во времени типов изверженных пород различного состава, устанавливаемая впервые по геохронологическим данным, указывает на прямую генетическую связь интрузий кислого и щелочного состава с литологиче-

скими особенностями осадочно-метаморфических формаций, в которых они развиваются. Иначе говоря, эволюция литогенеза осадков в докембрийской истории Земли непосредственно определяет эволюцию и магматических процессов, по мере того как влияние глубинного магматизма на близповерхностные процессы резко сокращается.

А.Б. Роновым было произведено сопоставление химического состава осадочных и изверженных пород на основании многих тысяч химических анализов. Сделанные им расчёты отчётливо показывают сходство состава осадочных и гранитных пород земной коры и резкое отличие ультраосновных пород от каких бы то ни было осадков. Зная теперь геохронологическую последовательность образования тех и других: вначале — осадок, затем — гранит, мы можем ещё с большей уверенностью, чем раньше, повторить вслед за Т. Бартом, что за исключением глубоких ультраосновных пород «всё многообразие пород изверженных определяется многообразием пород осадочных». Иначе говоря, эволюция магматических пород в геологической истории Земли в значительной степени подчинена законам химической эволюции осадков, рассмотренной нами выше.

Магматизм верхнего докембрия отличается заметным повсеместным падением его активности. В отдельные магматические эпохи: 1400, 1000-1100, 650 млн. лет назад — отмечается локальное проявление интрузивной деятельности, весьма неравномерно распределяющейся по различным материкам. Эти эпохи более или менее синхронны, но максимум их интенсивности как бы мигрирует во времени с одного континента на другой. Так, 1100-1000 млн. лет назад магматическая деятельность ярко проявилась в юго-восточной части Канадского щита и фиксируется в кристаллическом фундаменте Северо-Американской платформы, в Южной Африке, в то время как на Европейско-Азиатском континенте проявления этого времени в виде небольших массивов и пегматитов известны лишь в Южной Швеции, Индии.

В геологической эволюции магматизма в докембрии отмечаются две тенденции. Первая заключается в гораздо большей роли и интенсивности магматизма в нижнем и среднем докембрии. При этом конец среднего докембрия отмечается почти глобальным развитием магматизма, после чего наступает резкое сокращение как площади, на которой развивались интрузивные тела, так и интенсивности самого процесса. Вторая черта выразилась в заметной смене состава и вероятного генезиса самих магматических тел. Если в раннем докембрии они представляли собой результат внедрения пород ультраосновных (железо-магнезиального состава) со значительных глубин (верхней мантии), то уже в среднем докембрии и позднее магматическая деятельность характеризовалась преимущественным развитием гранитов, возникших в результате расплавления и переработки вещества земной коры, прошедшего глубокую дифференциацию в ходе осадкообразования.

История осадкообразования и магматизма намечает и основную канву тектонического развития Земли. Появление первых стабильных блоков земной коры, никогда впоследствии не испытывавших сокрушительных воздействий складчатых деформаций и позднейшего магматизма, относятся к 3100-2800 млн. лет назад. Именно так датируются древнейшие формации докембрийских щитов, где впервые зародились ядра будущих колоссальных платформ. До этого момента в нижнем докембрии, согласно ещё ранее высказанной Н.М. Страховым идеи, Земля характеризовалась лунным ландшафтом, повсеместно развивавшимся вулканизмом. Асимметрия в строении земной коры, столь характерная для последующих эпох, ещё не возникла.

К концу среднего докембрия стабильные участки земной коры достигли значительных размеров, завершилась среднедокембрийская складчатость, по суще-

ству возникли современные щиты. Вся последующая геологическая история Земли характеризуется длительным периодом относительного тектонического покоя. В верхнем докембрии обнаруживается поясное строение геосинклинальных зон, отличавшихся до этого огромной площадной распространённостью.

Тектоническая история земной коры, особенно в среднем докембрии, рисуемая по данным геохронологии, служит серьёзным доказательством справедливости идей канадского тектониста Вильсона о разрастании платформ вокруг первичных ядер щитов за счёт молодых геосинклиналей и, возможно, земной коры океанического типа. Этот процесс заметно замедленным темпом продолжается и сейчас.

Тектоническая история земной коры в верхнем докембрии, равно как и в фанерозое, подобно магматическим явлениям указывает не только на заметное ослабление активности этих процессов, но и на неравномерность развития их на разных континентах. Так, например, изучение возраста осадкообразования верхнедокембрийских толщ показало, что на Урале наблюдается полный разрез этого времени, свидетельствующий о необратимом и постепенном развитии рифейской Уральской геосинклинали, начиная с 1700 млн. лет назад и до каледонского времени. В ряде других докембрийских провинций такие полные разрезы верхнего докембрия отсутствуют. Например, на Северной окраине Китайского щита, близ Пекина, на юго-западной окраине Канадского щита, районе Кёр д'Ален, в Центральной Индии в верхнедокембрийском разрезе полностью исчезает верхняя его часть, т.е. можно предполагать, что в этих крупных регионах геосинклинальное развитие во вторую половину позднего докембрия прекратилось; это подтверждается и отсутствием соответствующих магматических циклов.

В то же время известны районы (центральная и западная Африка) с явным отсутствием следов геологических формаций в низах позднего докембрия. Иначе говоря, начиная с беломорской тектоно-магматической эпохи 1900-1800 млн. лет назад, легко обнаруживаемой на многих континентах, тектогенез резко сократился по своим размерам, а, кроме того, стал крайне асимметричен на земной поверхности. Волна складчатых деформаций, охвативших докембрийские щиты в гренвиллское время (1100 млн. лет назад), коснулась главным образом Северной Америки и Африки, в то время, как более юные события 750-650 млн. лет, не затронувшие Северо-Американский континент, оказались доминирующими в позднем докембрии для Южно-Американских щитов, многих районов Африки и зафиксированы в отдельных провинциях Индийского щита и Сибирской платформы.

В геологической истории Земли начиная с верхнего докембрия отчётливо заметны две характерные черты тектогенеза: с одной стороны, явная синхронность событий (в пределах доступной нам сегодня точности измерения), развивающихся в самых различных и удалённых друг от друга континентах, а с другой, — их удивительная неповсеместность. Создаётся иллюзия, что определённые весьма близкие по размерам энергетические ресурсы тектонической активности каждого континента реализуются одновременно в разных частях планеты. Но отзвуки каждой очередной эпохи тектогенеза одновременно достигают самых отдалённых районов.

Этот процесс неравномерно и пространственно асимметрично развивающегося угасания тектонической деятельности в докембрии является одним из наиболее ярких выводов, вытекающих в первую очередь из данных геохронологии. Каковы причины такого одностороннего развития Земли? Каков энергетический источник магмо-тектогенеза? С чем связано его угасание? На эти вопросы сегодня невозможно дать исчерпывающий ответ. Существуют различные мнения. Так, например, английские физики Ранкорн и Дирнли (Dearnlay, 1966) исходят из концепции расширяющейся Вселенной и предполагают вероятность постепенного увеличения

Земли, вызывающего конвекционные перемещения в верхней мантии, движение материков и т.д.

С другой стороны, существует поразительное совпадение между количеством радиогенного тепла, выделяемого ежегодно Землей за счёт радиоактивного распада U, Th, K, и эволюцией тектоно-магматических процессов. Из-за постепенного вымирания радиоактивных элементов общее количество радиогенного тепла Q , как это было показано Е.А. Любимовой, из года в год падает. Весьма характерный перегиб этой кривой поступления радиогенного тепла приходится на 2,0-3,0 млрд. лет — средний докембрий, после которого, как мы уже отмечали, различные глубинные процессы в земной коре начинают заметно сокращаться в масштабах. Нет ли генетической связи между этими двумя явлениями?

Имеют ли все эти закономерности какое-либо отношение к проблемам рудообразования? Очевидно, самое прямое.

Если бы мы попытались, исходя из геохронологических данных установить распространённость различных рудных эндогенных и осадочно-инфильтрационных месторождений по выделенным подразделениям докембрия и фанерозоя, то картина получилась бы весьма неоднородная для различных элементов (Тугаринов, Войткевич, 1966). Так, например, выяснилось бы, что подавляющая масса железорудных месторождений приходится на средний докембрий, время, когда происходило массовое накопление железа в ходе осадкообразования.

Наиболее ранние жильные и метасоматические месторождения свинца фиксируются в истории Земли лишь начиная с 1500 млн. лет, т.е. с верхнего докембрия. Однако карбонатные осадки и сланцы, обогащённые органическим углеродом, отличающиеся максимальным высоким содержанием рассеянного свинца, появляются незадолго до этого лишь в конце среднего докембрия.

Ещё более ярко аналогичная последовательность выявляется для месторождений урана. Массовые появления осадочно-инфильтрационных месторождений и обогащённых ураном пород характерны главным образом для начала среднего докембрия — ураноносные конгломераты Витватерсранда (Южная Африка), Бляйнд-Ривера (Канада). Джакобины (Бразилия) — и в нижнем палеозое (Кольм, Швеция). В обоих случаях это тесно связано с накоплением в осадках органического вещества, являющегося мощным фактором осаждения урана из вод благодаря сорбционным явлениям и восстановлению U^{+6} , образующего хорошо растворимые соединения, до U^{+4} , выпадающего в осадок в виде гидрата закиси в бассейнах с восстановительным режимом. Эндогенные, рудные, жильные и метасоматические месторождения урана характерны для последующих эпох орогенеза и магматизма на рубеже среднего и позднего докембрия и в варисское время, захватывающих в сферу своего воздействия эти ранее возникшие ураноносные формации.

Таким образом, геохронология совершенно определённо свидетельствует о том, что в геологической истории земной коры первоначально возникали обогащённые определёнными элементами осадки, а уже после этого при вовлечении этих осадочных формаций в тектоно-магматический цикл различного рода превращений — от слабого метаморфизма осадков до полного их переплавления и ассимиляции магмами — возникали рудные залежи эндогенного типа.

В настоящее время существует ряд геохимических методов, в частности, изучение изотопного состава свинца, серы, позволяющих безошибочно выявлять происхождение рудного вещества месторождений и в том числе связь его с осадочно-метаморфическими породами. Так, например, работами А.П. Виноградова и Л.Н. Гриненко было показано, что сера сульфидно-никелевых месторождений Норильска, ассоциирующих с магматическими телами основного состава, по своей изотопной характеристике соответствует сере пластов ангидрита вмещающих

толщ. И, следовательно, возникновение этих рудных залежей по существу обусловлено поглощением магмами сульфатов, образовавшихся в морском бассейне.

Идентичность изотопного состава свинца многих среднеазиатских и казахстанских месторождений и свинца вмещающих карбонатных пород девона и карбона ещё более убедительно свидетельствуют о том, что так называемые рудоносные растворы, активную циркуляцию которых в породах обычно стимулируют магматические очаги, заимствуют свой рудный груз из горных пород, сквозь которые они просачиваются под значительным давлением и при сравнительно высоких температурах.

С этих позиций очень любопытны взгляды ряда геологов — Р. Бойла, Ю. Щербакова и др. — на образование золоторудных эндогенных месторождений, представленных кварцево-сульфидными жилами со значительным содержанием самородного золота, имеющих огромную распространённость в древнем докембрии. Золото по своим геохимическим особенностям сидерофильно. Оно отличается сравнительно высоким средним содержанием в ультраосновных и основных породах. И именно в этих породах, как мы уже отмечали, особенно характерных для нижнего докембрия, в том случае, если они подверглись интенсивному изменению под влиянием высокотемпературных растворов, возникают богатейшие кварцево-золоторудные месторождения (Йеллоунайф в Канаде, Колар в Индии). Золоторудные месторождения являются наиболее древними (до 3 млрд. лет) из всех месторождений металлов, и это понятно, так как к числу пород, отличающихся исходным высоким средним содержанием золота относятся гипербазиты, особенно распространённые в древнем докембрии.

В более поздние эпохи, по мере появления и развития кор выветривания, начиная со среднего докембрия появляется другая форма нахождения концентрации золота — россыпи, для нижнего докембрия неизвестная.

Другим не менее ярким примером того, каким способом рудный процесс подчиняется общим закономерностям химической эволюции осадочного процесса, может служить судьба германия, накапливавшегося в нижнем и главным образом среднем докембрии в железорудных формациях в ассоциации с железорудными минералами (магнетитом) в закисной форме. Однако появление биогенных осадков, углей, резко изменило условия нахождения германия, крупные концентрации которого в фанерозое связаны с угленосными бассейнами.

По этой же причине месторождения таких металлов, как олово, молибден, вольфрам, в раннем докембрии практически отсутствуют, поскольку осадочные формации с повышенным их содержанием возникают весьма длительным и сложным путём по мере развития общей дифференциации осадочных пород земной коры.

Данным докладом мы преследовали две цели: предложить на рассмотрение высшего собрания учёных для самой широкой дискуссии и последующего утверждения рабочий проект геохронологической шкалы докембрия, которая не только в настоящее время остро необходима, но и в значительной части может быть обоснована обильным фактическим материалом, полученным геохронологами разных стран. Вторая цель заключалась в привлечении внимания научной геологической общественности к тем поразительным выводам, далеко выходящим за пределы геохронологии, которые сулит дальнейшая разработка геохронологических проблем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
2. Виноградов А.П., Тугаринов А.И. Геохронология докембрия.—Геохимия, 1961, №9. Палеогеографический атлас СССР, т. 4. Под ред. А.П. Виноградова. Изд-во «Наука», 1967.

3. Стратиграфия СССР, т. I. Верхний докембрий. Изд-во АН СССР, 1963.
4. Труды Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд-во АН СССР, 1956—1967.
5. *Тугаринов А.И., Войткевич Г.В.* Докембрийская геохронология материков. Изд-во «Недра», 1966.
6. *Cahen L., Snelling N.* The geochronology of Equatorial Africa, London, 1966.
7. *Dearnlay R.* Orogenic fold-belts and hypothesis of Earth evolution.— *Phys. and Chem.*, 1966, N 8.
8. Geochronology of North America.— *Nucl. Sci. Ser. Rept*, 1965, 41.
9. Geochronology of Precambrian stratified rocks. *Abstrs Papers Conf. Held. Dept. Geol. Univ. Alberta*, 1967.
10. Geochronology of rock systemes.— *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1961, 91.
11. *Haughton S.H.* The Stratigraphic history of Africa south of the Sahara. Edinburgh, 1963
12. *Rankama.* The Precambrian I. *N Intersci. Publ.*, 1966.
13. *Sciences de la Terre.* Nancy Centre Rech. petrogr. et geochim., 1965.

GEOCHRONOLOGICAL TIME-SCALES OF PRECAMBRIAN

ABSTRACT

The summary of all geochronological data of Precambrian rocks has given a possibility to prepare a project of Precambrian geochronological scale. The whole Precambrian is divided into three principal eras:

Upper Precambrian — 570-1900 mln. years

Middle Precambrian — 1900-2700 mln. years

Lower Precambrian — 2700-3500 (?) mln. years

The tectono-magmatic epochs are distinguished in every era. The epochs of the greatest tectono-magmatic activities are the natural boundaries between three eras.

The geologic characteristic of the events during every era (sedimentation, magmatism, tectonic) give us a perfect evidence of directed and disinvincible evolution of the Earth in Precambrian.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА ДОКЕМБРИЯ*

В настоящее время создана и утверждена геохронологическая шкала для фанерозоя, нуждающаяся только в дальнейшей детализации и уточнении.

Данное сообщение представляет собой попытку составления аналогичной шкалы для докембрия на основании сведения всех существующих данных по абсолютному измерению возраста горных пород. Помимо этого, на основании представленного проекта геохронологической шкалы докембрия в работе рассматриваются главные тенденции в геологическом развитии Земли.

Методика составления подобной шкалы для докембрия, естественно, должна была несколько отличаться от той, которая использовалась для составления шкалы фанерозоя. Рост степени метаморфизма горных пород по мере увеличения их древности и соответствующее этому ограничение применения калий-аргонового метода, отсутствие в древних породах глауконита, сыгравшего столь важную роль при расчленении верхнего докембрия и фанерозоя, исчезновение остатков органической жизни, а главное — резко сокращающиеся объём и площадь выходов древней-

* Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. М., 1969. С. 25-37. Соавт.: Тугаринов А.И.

ших пород,— всё это приводит к тому, что по мере нашего проникновения в глубь веков подобная задача становится с каждым шагом неизмеримо сложнее.

Правда, у докембрия есть и свои преимущества: более крупные масштабы времени, которые он охватывает, позволяют использовать приёмы измерения геологического времени с большей абсолютной ошибкой. Так, например, становятся весьма актуальными свинцово-изохронные методы применительно как к эндогенным, так и осадочным образованиям; могут быть использованы данные грубого свинцового метода (обыкновенного свинца); гораздо более значимыми становятся результаты стронций-рубидиевого изотопного метода. Всё это вместе взятое заставляет нас подойти методически весьма дифференцированно к расчленению докембрия на разных его этапах [2].

Различного рода предшествующие попытки геохронологического расчленения докембрия, равно как и прямое суммирование большого числа измерений абсолютного возраста горных пород, математически обработанных, дают основание выделить две крупные тектоно-магматические эпохи в истории докембрия, не соизмеримые по своей длительности и масштабу с обычными орогеническими эпохами фанерозоя: 2000-1800 и 2800- 2700 млн. лет назад, имеющие явно всепланетный, глобальный характер. Обращает на себя внимание существенное различие геологического развития земной коры в промежуточные интервалы времени, выражающиеся в существенном изменении литогенеза осадков, магматизма и тектонической активности планеты. Выделение этих двух крупнейших глобальных эпох магма-тектонизма даёт основание для расчленения докембрийской истории на три эры — верхний, средний и нижний докембрий (деление первого порядка). Согласно ранее предложенной Стратиграфической комиссией СССР схеме между этими двумя предлагаемыми шкалами устанавливается следующая корреляция (табл. 1).

Таблица 1
Сравнительные схемы деления докембрия

Предлагаемое деление [6]	Рубежи, млн. лет	Деление Стратиграфической комиссии СССР
Верхний докембрий	570	Верхний и средний протерозой
Средний докембрий	1900	Нижний протерозой
Нижний докембрий	2700	Архей
	?	

Выделенный Стратиграфической комиссией средней протерозой (1600-1900 млн. лет) по существу весьма слабо обоснован геохронологическими данными и, кроме того, несоизмерим по своей длительности с остальными эрами.

Подобное принципиальное трёхчленное деление докембрия позволяет дифференцированно подойти к более детальному расчленению выделенных эр, используя для каждой из них наиболее приемлемые методы измерения абсолютного возраста горных пород.

Для верхнего докембрия, представленного горными породами преимущественно той же степени метаморфизма, что и в фанерозое, возможно широкое использование прямого датирования времени седиментации осадков по глаукониту и ураноносным толщам. Эта методика приобретает большое значение также и потому, что

магматические процессы в верхнем докембрии происходили сравнительно реже, чем в более ранние эпохи, и поэтому построение геохронологической шкалы только на основании датирования подобного рода событий было бы недостаточно аргументировано.

Для среднего докембрия из двух упомянутых методов датирования сохраняется только возможность измерения времени седиментации урансодержащих осадков, так как глаукониты полностью исчезают в результате возрастающего метаморфизма пород.

В нижнем докембрии из-за практического отсутствия ураноносных формаций датирование времени осадконакопления первичного субстрата метаморфических пород оказывается в настоящий момент невозможным. Поэтому преимущественное значение имеет сопоставление данных измерений абсолютного возраста интрузивных и эффузивных пород. В связи с доминирующим развитием в этом древнейшем докембрии пород основного и ультраосновного состава особую роль приобретают калий-аргоновые и свинцовые измерения возраста амфиболов, поскольку распространённость в них аксессуарных радиоактивных минералов, допускающих использование свинцово-уранового метода, оказывается невозможной.

Исходя из изложенного, рассмотрим существующие фактические данные с целью более подробного деления каждой докембрийской эры.

Верхний докембрий 570-1900 млн. лет. Сопоставление двух наиболее полных разрезов верхнего докембрия Урала и Учуро-Майского района на территории СССР даёт основание для выделения по крайней мере пяти интервалов:

1. 570-650 млн. лет — время накопления ашинской серии (венда).
2. 650-1000 млн. лет — время накопления каратауской серии на Урале и майской серии на восточном склоне Алданского щита. В обоих случаях перерыв с нижележащими формациями фиксируется интрузивными проявлениями, датируемыми на Урале диабазовыми дайками возрастом 1125 млн. лет, а в Учуро-Майском районе — щелочными гранитами возрастом 1140 млн. лет.
3. 1000-1400 млн. лет — время накопления юрматинской серии на Урале и омахтинской свиты учурской серии в Учуро-Майском районе, датируемых как по глаукониту, так и моментом вторжения предшествующего первой из них Бердяшского плутона (1400 млн. лет).
4. 1400-1700 млн. лет — время накопления бурзянской серии на Урале (?) и гонамской свиты учурской серии в Учуро-Майском районе. Выделение этого этапа было условно, так как оно базируется на единичных определениях глауконита из гонамской свиты и предшествующих отложению обеих свит дайках, датируемых 1700-1800 млн. лет.
5. 1700-1900 млн. лет — время накопления канкулинской свиты в Учуро-Майском районе, возраст которой определён прямым измерением по циркону, выделенному из эффузивов этой свиты (1850 млн. лет). Верхний предел возраста кристаллического фундамента, на котором залегает канкулинская свита, составляет 1900 млн. лет.

Если мы обратим внимание на некоторые иные разрезы верхнего докембрия в различных районах СССР, на других континентах, то убедимся, что выделяемые эпохи осадконакопления закономерно повторяются в целом ряде регионов, хотя распространённость устанавливаемых нами перерывов отнюдь не идентична.

Выделение вендской системы давно предлагается рядом стратиграфов. Аналогичные значения возраста получены для валдайской свиты, также относимой к венду, в пересечениях Рязано-Пачелмского прогиба Белоруссии, для гдовских песчаников из Ленинградской области и т.д. Существование катангинской эпохи магма-тектогенеза, предшествовавшей вендскому осадконакоплению, подчёрки-

вается развитием интрузий подобного возраста на восточном склоне Алданского щита, в Енисейском кряже, центральной и западной Африке, особенно широким их развитием в Южной Америке, Антарктиде и т.д. (650 млн. лет).

Выделение каратауского времени в качестве второго периода верхнего докембрия находится в строгом соответствии с широко распространенной в ряде щитов Гренвилльской тектоно-магматической эпохой, охватившей почти 200 млн. лет — с 900 по 1100 млн. лет с кульминационным пунктом около 1000 млн. лет назад.

Характерно, что с этой эпохой связано прекращение осадконакопления в верхнем докембрии на Северо-Американском континенте, в северном Китае, северной Индии.

Третий период верхнего докембрия, время накопления юрматинской серии находит широкое подтверждение в проявлении формаций подобного возраста в Китае (синий), Индии (серия виндий), Северной Америке (серия белт), Австралия (формация Аквариум) и т.д. Нижнее ограничение этого периода далеко не во всех случаях ясно. Отчётливый перерыв подобного возраста (1400 млн. лет) характерен для Индии, поскольку между сериями куддапах и виндий обнаруживается не только несогласие, но и магматические проявления, сопровождаемые минерализацией подобного возраста. Интрузивная деятельность аналогичного возраста характерна для кристаллического фундамента западной части Северной Америки (интрузии Багдад, Браун Дерби), для района известных месторождений урана Большого Медвежьего озера (Канада).

Четвёртый период верхнего докембрия представляет особые затруднения для своего обоснования, ибо в большинстве случаев нижняя граница осадков этого времени обусловлена распространённостью глауконита. Как правило, в толщах, подстилающих горизонты, выделенные по наиболее древним глауконитам (1600-1700 млн. лет), глаукониты уже не встречаются из-за более интенсивного метаморфизма этих пород.

Магматические процессы, датируемые 1700 млн. лет, обычно связаны с заключительными отзвуками более ранней Беломорской магматической эпохи, кульминационный момент которой относится к 1900 млн. лет. Это большей частью интрузии платформенного типа (рапакиви), датируемые на Украине 1750 млн. лет, а в Балтийском щите — 1600 млн. лет. Значительное число измерений абсолютного возраста, характеризующихся такого рода значениями, полученными калий-аргоновым методом, вероятнее всего, отражает грандиозный послебеломорский метаморфизм, охвативший значительные территории континентов.

Тем не менее выделение подобного рубежа, так называемой Выборгской эпохи, оправдано, так как между 1700 и 1900 млн. лет происходило накопление широко распространённых формаций, обычно относившихся к «среднему» протерозою, время возможной седиментации которых было в последние годы весьма сокращено геохронологическими измерениями. Так, например, к ним относятся отложения карельского «иотния» (шокшинские песчаники), ятулийских гравеллитов и песчаников, седиментация которых свинцово-урановым методом датируется 1800 млн. лет. К этому же периоду относится формация рораима в Гвианском щите и др. В 1967 г. Сильвером и др. геохронологически великолепно обосновано существование законченного орогенического цикла в докембрии Аризоны, охватившего серию явакай. Длительность цикла была установлена в 1600-1700 млн. лет, т.е. почти в 100 млн. лет.

Средний докембрий 1900-2700 млн. лет. Верхняя возрастная граница среднего докембрия отчётливо определяется временем максимальной интрузивной деятельности, охватившей среднедокембрийские щиты 1900 млн. лет назад, хотя начало этой интрузивной деятельности иногда относится и к 2000-2100 млн. лет.

Прямые измерения времени седиментации свинцово-урановым методом некоторых типичных среднедокембрийских формаций (курской, криворожской серий) указывают на начало осадкообразования базальных конгломератов и гравеллитов около 2500-2600 млн. лет, на завершение осадконакопления нижних свит этих серий 2300 млн. лет, на отложение верхних свит около 1900-2000 млн. лет.

Весьма интересно, что, за исключением ранее упомянутых интрузий, возникших около 2100 млн. лет назад и открывших новую эпоху магматектогенеза, в истории среднего докембрия известны во многих континентах упорно повторяющиеся магматические события, относящиеся к 2300-2400 млн. лет — граниты Йеллоунайф (Канада), пегматиты Танганьики (Восточная Африка), интрузии Баквоа (Южная Америка) и т.д.

Отчётливо понимая условность такого рода деления среднего докембрия и несоизмеримость подобных эпох с ранее выделенными, мы тем не менее полагаем правильным наметить для среднего докембрия промежуточные тектоно-магматические эпохи: Бужскую и Йеллоунайфскую, грубо отвечающие перерывам в осадконакоплении криворожской и курской серий, между нижней и средней, а также средней и верхней их свитами.

Нижний докембрий 2700-3500? млн. лет. Перерыв между средним и нижним докембрием почти во всех континентах фиксируется интенсивной гранитизацией метаморфических комплексов нижнего докембрия почти одного и того же возраста 2850-2700 млн. лет. С этой Родезийской тектоно-магматической эпохой ассоциируется появление гранито-гнейсов и мигматитов в Среднем Приднепровье (Украина), становление гранитов нижних карелид, мигматитов в Кольских гнейсах Балтийского щита, в районе Великих озёр (Северная Америка), кристаллического основания Гвинейского и Южно-Африканского щитов и т.д. Можно ли уже сегодня выделить какие-либо глобальные перерывы в нижнем докембрии? По-видимому, можно. К их числу относится, вероятно, очень важный этап, датируемый 3100 млн. лет — Кольская эпоха магма-тектогенеза, характеризующая время вторжения саксаганских плагиогранитов (Украина) и гипербазитов Мончи в Балтийском щите. По существу этот рубеж датирует начало широкого развития гнейсов, так как более древние формации — конско-белозерская серия (3500 млн. лет), киватин (3000 млн. лет), себаквиан (3100 млн. лет), калгурли (3000 млн. лет) — имеют ясно выраженный вулканогенный характер и основной состав.

С проблематичным, так называемым белозерским, циклом основного вулканизма 3500 млн. лет назад обрывается наша информация о более раннем докембрии. По крайней мере 1000 млн. лет лежит между этими древнейшими известными нам теперь породами и временем образования планеты.

В табл. 2 приведена предлагаемая нами общая схема расчленения докембрия и ряд геологических выводов, следующих из подобного его деления. Мы сознательно отказались от старой терминологии (протерозой, архей, рифей, синий), считая, что присвоение старых наименований, с которыми у большинства исследователей связаны давно сложившиеся представления об определённых формациях и их географической распространённости, подразделениям докембрия, выделенным на новой геохронологической основе, неуместно.

Пользуясь этой схемой, попытаемся проанализировать характер геологических явлений в каждой из выделенных нами эр, возможные изменения в протекании геологических процессов. Одним из первых неизбежных выводов, возникающих при подобном анализе, является признание чёткой направленности и необратимого характера геологического развития Земли. Это выражается в заметном разрастании во времени стабильных блоков — платформ земной коры и сужении областей тектонической активности и магматизма, закономерном изменении состава осадков,

усиливающейся роли биогенных процессов, развитии жизни и, наконец, в появлении всё более пёстрых и необычных для раннего докембрия рудных месторождений. Рассмотрим главные черты эволюции Земли в докембрии более подробно.

Таблица 2
Эволюция геологических процессов в докембрии

Докембрий	Тектоно-магматические эпохи, млн. лет	Осадкообразование	Магматизм	Тектоника
Верхний	Катангинская, 620 Гренвилльская, 1000	Возрастающая роль карбонатов с постепенно уменьшающимся Mg/Ca и $C_{орг}$	Интрузивные явления вдоль узких складчатых поясов, либо образование локальных плутонов в краевых зонах платформ	Образование узких складчатых поясов, неравномерно развивающихся в разных континентах
	Медвежьеозёрная 1400 Выборгская, 1700 Беломорская, 1900	Появление первых строматолитов, синезелёных водорослей	Появление первых щелочных интрузий	Образование крупных платформ
Средний	Бугская, 2100	Появление первых карбонатных пород и первых сульфатов	Широкое развитие гранитов	
	Иеллоунайфская, 2300	Массовое накопление железистых кварцитов и сланцев	Максимум магматической деятельности в истории Земли	Складчатость на значительных площадях всех континентов
Нижний	Родезийская, 2700	Массовое развитие конгломератов, гравеллитов. Первое появление биогенных осадков. Гнейсы. Появление жизни!?	Метасоматические граниты. Мигматиты. Плагииграниты	Зарождение ядер щитов
	Кольская, 3100 Белозерская, 3500	Преимущественно эффузивы и туфы основного состава, граувакки	Интрузии глубинного происхождения основного и ультраосновного составов	

* * *

Сопоставление типичных по своему литологическому составу формаций, одновременно возникших в разных континентах, ограниченных возобновлявшимися циклами магматизма и метаморфизма, отчётливо указывает на характерную смену состава осадков, подчинявшуюся определённому эволюционному процессу. Так, в раннем докембрии состав осадочно-метаморфических формаций отличается преимущественным развитием основных и ультраосновных эффузивов, в большинстве превращённых в амфиболиты, переслаиваемых с толщами железистых кварцитов, туфогенных песчаников, граувакк. Это было время господствующего накопления эффузивных и кластических туфогенных пород, сменяемых хемогенными осадками. И лишь к концу нижнего докембрия в составе этих древнейших формаций появляются полевошпат-слюдяные гнейсы — свидетельство начавшейся сложной

осадочной дифференциации вещества, приводящей к накоплению толщ, сравнительно обогащённых кремнеземом и глиноземом при явном снижении в них содержания магния и железа по сравнению с исходными денудировавшимися породами. Именно эти гнейсы оказались преимущественно охваченными явлениями активной гранитизации и магматизма на рубеже нижнего и среднего докембрия около 2800-2700 млн. лет назад.

В среднем докембрии картина осадкообразования существенно изменяется. С началом среднего докембрия связано распространение во всем мире мощных золотоносных и ураноносных конгломератов. Среди них: присутствуют гальки сульфидов и урановых минералов, не несущих: следов поверхностного окисления. С серединой среднего докембрия связана глобальная эпоха интенсивного накопления в осадочных формациях железа в виде так называемых железистых кварцитов. Запасы железа в осадках этого времени практически неограниченны. В них сосредоточены крупнейшие железорудные месторождения мира: Верхнее озеро (Америка), Криворожье, Курская магнитная аномалия и т.д.

Вторая половина среднего докембрия ознаменовалась массовым распространением осадков, близких по своему составу к современным: слюдяные и амфиболовые сланцы, кварциты; впервые в геологической истории Земли появляются осадочные карбонатные породы; огромную роль приобретают осадки, обогащённые органическим углеродом (графитовые сланцы), — результат активно развивающихся биогенных процессов.

Присутствие значительного количества кварцитов и различного рода сланцев, сменяемых в регионах, подвергшихся последующему метаморфизму, гранат-пироксеновыми и гранат-кордиеритовыми гнейсами, гораздо больше, чем в конце нижнего докембрия, указывает на характерную особенность осадкообразования этого времени — появление толщ, по химическому составу весьма близких к гранитам. В этом, по-видимому, заключается причина того, что в течение последующей тектоно-магматической эпохи около 2000-1800 млн. лет доминируют главным образом гранитные интрузии, развивающиеся на значительных площадях среднекембрийских осадочных формаций. В течение позднего докембрия состав осадочных формаций приближается к современным. Отмечается систематическое повторение цикла: песчаники, сланцы, карбонатные породы, впервые появляются сульфатные отложения, фиксируется более высокое отношение магния к кальцию в карбонатных породах по сравнению с фанерозойскими осадками. При этом участие эффузивно-туфогенных пород снижается до минимума.

Этот разительный перелом в характере осадкообразования в начале верхнего докембрия в конце среднего докембрия был вызван, по-видимому, накоплением на кристаллическом фундаменте древних платформ мощного осадочного чехла среднекембрийских осадков, подвергшихся интенсивной гранитизации. Многократное перемирование этих толщ вело к возрастающей дифференциации вещества, обогащению осадков кремнистоглиноземистым и карбонатным материалом.

Весьма важным фактором в седиментации в течение верхнего докембрия явилась заметно усилившаяся роль жизни биогенных процессов. Массовое развитие сине-зелёных водорослей, строматолитов на протяжении верхнего докембрия от одиночных до сложных колониальных форм, частые появления в разрезах пород, обогащённых органическим углеродом, — всё это свидетельствовало о прогрессирующем развитии жизнедеятельности организмов, становившемся мощным фактором осадкообразования. История осадкообразования в докембрии является в значительной мере ключом для расшифровки эволюции первичного океана и атмосферы.

Возникновение первоначальной атмосферы и океана связано с выплавлением и дегазацией первичного холодного вещества Земли, проходившего стадию разо-

гревания [1]. Этот процесс, активно протекавший в начале существования Земли, в какой-то мере продолжается и сейчас. Но основная масса летучих компонентов, таких, как вода, углекислота, метан, аммиак, водород, вероятно, выделилась в раннюю стадию Земли, обусловив солевой состав океана и бескислородный характер первичной атмосферы Земли.

По существу ещё на рубеже нижнего и среднего докембрия, т.е. около 2700 млн. лет назад, содержание свободного кислорода в атмосфере было, по-видимому, ничтожно мало. Сохранность сульфидной и уранинитовой гальки в конгломератах среднего докембрия, отсутствие древних кор выветривания и соответственно современного типа осадков с характерными для них сульфатами — все это свидетельствовало о ничтожном поверхностном окислении пород, т.е. об отсутствии свободного кислорода в атмосфере.

Геохимическая обстановка на планете резко меняется в течение среднего докембрия. Массовое выпадение железа в осадок из морских вод, в которых оно могло присутствовать в растворённом состоянии в виде соединений закисного железа, появление первых ангидритов (сульфатов кальция), как об этом свидетельствуют находки Энгеля в грэнвилльских толщах, указывают на заметно возросший окислительный потенциал атмосферы. Именно окислением железа до трёхвалентного состояния обусловлено массовое его выпадение в осадках среднедокембрийских морей. Но чем же объясняется появление свободного кислорода в атмосфере?

На ранних этапах существования планеты источником свободного кислорода могли быть лишь процессы фотодиссоциации воды в верхних слоях атмосферы под влиянием солнечного излучения. Количество генерируемого таким образом кислорода было ничтожно мало по сравнению с объёмом атмосферы и полностью расходовалось на частичное окисление аммиака, серы, метана и т.д.

Однако, как говорят об этом прямые находки органического углерода уже в конгломератах основания среднего докембрия, начиная с этого момента в геологической истории появляется новый мощный фактор генерации свободного кислорода — жизнь, осуществляющая процесс фотосинтеза — поглощение углекислоты и воды с выделением свободного кислорода в атмосферу! Быстрое развитие этого нового чисто биологического явления привело к коренному преобразованию геологических процессов на земной поверхности. Усиление роли углекислоты в атмосфере и в связи с этим процессов карбонатообразования, сохранение значительных масс углерода в виде остатков организмов, а главное — активизация процессов выветривания, вызвавших значительную дифференциацию вещества при процессах осадкообразования, радикально изменило геохимическую обстановку и протекание геологических процессов на земной поверхности.

Среди углеродсодержащих соединений метеоритов были установлены достаточно сложные углеводороды, в том числе ароматического ряда. Происхождение их, исходя из известных в настоящий момент экспериментальных данных, вероятно, обусловлено радиогенным синтезом из аммиака, воды, углекислоты под влиянием космического излучения, воздействию которого подвергались метеориты.

Попытаемся сопоставить этот факт с судьбой углеродсодержащих соединений на Земле. Массовое появление в осадках $C_{\text{орг}}$ относится к концу нижнего — началу среднего докембрия (3000–2500 млн. лет), когда атмосфера Земли отличалась не только отсутствием свободного кислорода, но и гораздо меньшей своей общей массой, т.е. защитный экран земной поверхности от воздействия космического излучения, роль которого выполняет современная атмосфера Земли, был ничтожным.

Если это так, то возможно, что появлению жизни на Земле предшествовали события, аналогичные тем, которые мы ныне наблюдаем в метеоритах. Меньший объём земной поверхности в нижнем докембрии и более интенсивное воздействие

солнечного ветра могли привести к радиогенному синтезу из продуктов вулканической деятельности первичных органических соединений, оказавшихся тем субстратом, который обусловил в дальнейшие эпохи появление жизни. Возникновение жизни — биогенного синтеза на Земле — оказало, как мы уже видели, решающее влияние на многие геологические процессы в последующее время [1].

Посмотрим теперь, как все это отразилось на других, казалось бы, более глубоких и не связанных с земной поверхностью процессах.

* * *

Наиболее древние магматические события датируются 3500 млн. лет и характеризуются развитием ультраосновных и основных пород. Интрузивные породы более кислого состава, плагииграниты, появляются лишь около 3000 млн. лет, по прошествии почти 500 млн. лет. Около 2800-2700 млн. лет в различных докембрийских континентах отмечается интенсивная гранитизация впервые возникших в это время гнейсов. Это одна из ранних эпох широко распространённого магматизма, служившего преддверием накопления толщ среднего протерозоя. Однако самый интенсивный магматизм появился 2000-1800 млн. лет назад. Это было время массового развития гранитных интрузий, становления крупных гранитных плутонов площадью до нескольких тысяч квадратных километров. Значительная часть более древних метаморфических пород докембрия несёт следы повторного метаморфизма в эту эпоху, что великолепно датируется калий-аргоновым методом измерения их абсолютного возраста, так как под влиянием метаморфизма этой эпохи ранее накопленный в древних породах радиогенный аргон в значительной мере удаляется из минералов.

Очень часто отмечается двухъярусность интрузий этого времени. Если в верхнем структурном ярусе граниты обнаруживают характерные тела внедрения, столь типичные для интрузий молодых магматических эпох, то в нижних ярусах отчётливо сохраняются следы гранитизации первичных осадков, по составу приближающихся к гранитам (песчаносланцевые формации). В гранитоидных телах сохраняются полосчатые структуры, реликты огнейсованных биотитизированных сланцев с повторяющимися элементами слоистости, свидетельствующих о метасоматическом происхождении таких гранитов за счёт исходных осадков.

Важной чертой магматизма этого времени является возникновение первых интрузий щелочного состава — нефелиновых сиенитов и граносиенитов. Их появление обычно связано с субплатформенными условиями, свойственными районам бывших складчатых структур. Как правило, отмечается пространственная связь подобных интрузий с синхронными им ультраосновными породами. Это не раз давало повод предполагать генетическую общность щелочных интрузий с дифференциацией основных магм. Однако примечательно, что в геологической истории Земли щелочные интрузии появляются вслед за образованием первых карбонатных осадочных формаций, роль которых в становлении щелочных пород энергично отстаивалась ещё Дели. Весьма возможно, что активизация щелочей, обусловленная высокой локальной концентрацией углекислоты, при внедрении ультраосновных глубинных магм приводящая к появлению щелочных дериватов, может быть связана с карбонатными толщами на пути их проникновения в верхние зоны земной коры. Лишь отсутствием этого фактора (карбонатных пород) можно объяснить, почему в нижнем докембрии, несмотря на высокую активность ультраосновного магматизма и дифференциации этих магм, щелочных интрузий не возникало. Щелочные интрузии возникают только в верхнем докембрии и представляют

собой систематически повторяющуюся особенность всех более юных магматических эпох.

Рассмотренная нами смена во времени типов изверженных пород различного состава, устанавливаемая впервые по геохронологическим данным, указывает на прямую генетическую связь интрузий кислого и щелочного состава с литологическими особенностями осадочно-метаморфических формаций, в которых они развиваются. Иначе говоря, эволюция литогенеза осадков в докембрийской истории Земли непосредственно определяет эволюцию и магматических процессов, по мере того как влияние глубинного магматизма на близповерхностные процессы резко сокращается.

А.Б. Ронов сопоставил химический состав осадочных и изверженных пород на основании многих тысяч химических анализов. Сделанные им расчёты отчётливо показывают сходство состава осадочных и гранитных пород земной коры и резкое отличие ультраосновных пород от каких бы то ни было осадков. Зная теперь геохронологическую последовательность образования тех и других: вначале — осадок, затем — гранит, мы можем с ещё большей уверенностью, чем раньше, повторить вслед за Т. Бартом, что, за исключением глубинных ультраосновных пород, «все многообразие пород изверженных определяется многообразием пород осадочных». Иначе говоря, эволюция магматических пород в геологической истории Земли в значительной степени подчинена законам химической эволюции Земли и законам химической эволюции осадков, рассмотренной нами выше.

Магматизм верхнего докембрия отличается заметным повсеместным падением его активности. В отдельные магматические эпохи — 1400, 1000-1100, 650 млн. лет — отмечается локальное проявление интрузивной деятельности, весьма неравномерно распределяющейся по различным материкам. Эти эпохи более или менее синхронны, но максимум их интенсивности как бы мигрирует во времени с одного континента на другой. Так, 1100-1000 млн. лет назад магматическая деятельность ярко проявилась в юго-восточной части Канадского щита и фиксируется в кристаллическом фундаменте Северо-Американской платформы, в Южной Америке, в то время как на Европейско-Азиатском континенте проявления этого времени в виде небольших массивов и пегматитов известны лишь в Южной Швеции и Индии.

В геологической эволюции магматизма в докембрии отмечаются две тенденции. Первая заключается в гораздо большей роли и интенсивности магматизма в нижнем и среднем докембрии. При этом конец среднего докембрия отмечается почти глобальным развитием магматизма, после чего наступает резкое сокращение как площади, на которой развивались интрузивные тела, так и интенсивности самого процесса. Вторая черта выразилась в заметной смене состава и вероятного генезиса самих магматических тел. Если в раннем докембрии они представляли собой результат внедрения пород ультраосновных (железо-магнезиального состава) со значительных глубин (верхней мантии), то уже в среднем докембрии и позднее подавляющая магматическая деятельность характеризовалась развитием гранитов, возникших в результате расплавления и переработки вещества земной коры, прошедшего глубокую дифференциацию в ходе осадкообразования.

* * *

История осадкообразования и магматизма намечает и основную канву тектонического развития Земли. Появление первых стабильных блоков земной коры, никогда впоследствии не испытывавших сокрушительных воздействий складчатости деформаций и позднейшего магматизма, относится к 3100-2800 млн. лет. Именно

так датируются древнейшие формации докембрийских щитов, где впервые зародились ядра будущих колоссальных платформ. До этого момента в нижнем докембрии, согласно ещё ранее высказанной Н.М. Страховым идее, Земля характеризовалась лунным ландшафтом, повсеместно развивавшимся вулканизмом. Асимметрия в строении земной коры, столь характерная для последующих эпох, ещё не возникала. К концу среднего докембрия стабильные участки земной коры достигли значительных размеров, завершилась среднедокембрийская складчатость, по существу возникли современные щиты. Вся последующая геологическая история Земли характеризуется длительным периодом относительного тектонического покоя. В верхнем докембрии обнаруживается поясное строение геосинклинальных зон, отличавшихся до этого огромной территориальной распространённостью.

Тектоническая история земной коры, особенно в среднем докембрии рисующаяся по данным геохронологии, служит серьёзным доказательством справедливости идей канадского тектониста Т. Вильсона о разрастании платформ вокруг первичных ядер щитов за счёт молодых геосинклиналей и, возможно, земной коры океанического типа. Этот процесс замедленным темпом продолжается и сейчас.

Тектоническая история земной коры в верхнем докембрии, равно как и в фанерозое, подобно магматическим явлениям, указывает не только на заметное ослабление активности этих процессов, но и на неравномерность развития их в разных континентах. Так, например, изучение возраста осадкообразования верхнедокембрийских толщ показало, что на Урале наблюдается полный разрез этого времени, свидетельствующий о необратимом и постепенном развитии рифейской Уральской геосинклинали, начиная с 1700 млн. лет назад и до каледонского времени. В ряде других докембрийских провинций такие полные разрезы верхнего докембрия отсутствуют. Например, на северной окраине Китайского щита, близ Пекина, на юго-западной окраине Канадского щита, в районе Кёр д'Ален, в Центральной Индии в верхнедокембрийском разрезе полностью исчезает верхняя его часть, т.е. можно предполагать, что в этих крупных регионах геосинклинальное развитие во вторую половину позднего докембрия прекратилось; это подтверждается и отсутствием соответствующих магматических циклов.

В то же время известны районы (Центральная и Западная Африка) с явным отсутствием следов геологических формаций в низах позднего докембрия. Иначе говоря, начиная с Беломорской тектоно-магматической эпохи 1900-1800 млн. лет назад, легко обнаруживаемой на многих континентах, тектогенез резко сократился по своим размерам, а кроме того, стал крайне асимметричен на земной поверхности. Волна складчатых деформаций, охвативших докембрийские щиты в гренвилльское время (1100 млн. лет), коснулась главным образом Северной Америки, в то время как более юные события 750-650 млн. лет, не затронувшие Северо-Американский континент, оказались доминирующими в позднем докембрии для Южно-Американских щитов, многих районов Африки и зафиксированы в отдельных провинциях Индийского щита и Сибирской платформы.

В геологической истории Земли, начиная с верхнего докембрия, отчётливо заметны две характерные черты тектогенеза: с одной стороны, явная синхронность событий (в пределах доступной нам сегодня точности измерения), развивающихся в самых различных и удалённых друг от друга континентах, а с другой — их удивительная неповсеместность. Создаётся иллюзия, что определённые весьма близкие по размерам энергетические ресурсы тектонической активности каждого континента реализуются одновременно в разных частях планеты. Но отзвуки каждой очередной эпохи тектогенеза одновременно достигают самых отдалённых районов.

Этот процесс неравномерно и пространственно асимметрично развивающегося угасания тектонической деятельности в докембрии является одним из наиболее

ярких выводов, вытекающих в первую очередь из данных геохронологии. Каковы причины такого одностороннего развития Земли? Каков энергетический источник магмо-тектонеза? С чем связано его угасание? На эти вопросы сегодня невозможно дать исчерпывающий ответ. Существуют различные мнения. Так, например, английские физики Ранкорн и Дирли [8] исходят из концепции расширяющейся Вселенной и предполагают вероятность постепенного увеличения Земли, вызывающего конвекционные перемещения в верхней мантии, движение материков и т.д.

С другой стороны, существует поразительное совпадение между количеством радиогенного тепла, выделяемого ежегодно Землей за счёт радиоактивного распада K^{40} , U, Th, и эволюцией тектоно-магматических процессов. Из-за постепенного вымирания радиоактивных элементов общее количество радиогенного тепла Q , как это было показано А.Е. Любимовой, из года в год падает. Весьма характерный перегиб этой кривой поступления радиогенного тепла приходится на 2-3 млрд. лет — средний докембрий, после которого, как мы уже отмечали, различные глубинные процессы в земной коре начинают заметно сокращаться в масштабах.

Нет ли генетической связи между этими двумя явлениями?

Имеют ли все эти закономерности какое-либо отношение к проблемам рудообразования? Очевидно, самое прямое.

Если бы мы попытались, исходя из геохронологических данных, установить распространенность различных рудных эндогенных и осадочно-инфильтрационных месторождений по выделенным подразделениям докембрия и фанерозоя, то картина получилась бы очень неоднородной для различных элементов [6]. Так, например, выяснилось бы, что подавляющая масса железорудных месторождений пришлось бы на средний докембрий, время, когда происходило массовое накопление железа в ходе осадкообразования.

Наиболее ранние жильные и метасоматические месторождения свинца фиксируются в истории Земли лишь начиная с 1500 млн. лет, т.е. с верхнего докембрия. Однако карбонатные осадки и сланцы, обогащенные органическим углеродом, отличающиеся максимально высоким содержанием рассеянного свинца, появляются незадолго до этого — лишь в конце среднего докембрия.

Ещё более ярко аналогичная последовательность выявляется для месторождений урана. Массовые появления осадочно-инфильтрационных месторождений и обогащенных ураном пород характерны главным образом для начала среднего докембрия — ураноносные конгломераты Витватерсранда (Южная Африка), Бляйнд-Ривера (Канада), Джакобины (Бразилия) и в нижнем палеозое (Кольм, Швеция). В обоих случаях это тесно связано с накоплением урана в осадках органического вещества, являющегося мощным фактором осаждения урана из вод благодаря сорбционным явлениям и восстановлению U^{+6} , образующего хорошо растворимые соединения, до U^{+4} , выпадающего в осадок в виде гидрата закиси в бассейнах с восстановительным режимом. Эндогенные, рудные, жильные и метасоматические месторождения урана характерны для последующих эпох орогенеза и магматизма на рубеже среднего и позднего докембрия и в варисское время, захватывающих в сферу своего воздействия эти ранее возникшие ураноносные формации.

Таким образом, геохронология совершенно определённо свидетельствует о том, что в геологической истории земной коры первоначально возникали обогащенные определёнными элементами осадки, а уже после этого при вовлечении этих осадочных формаций в тектоно-магматический цикл различного рода превращений — от слабого метаморфизма осадков до полного их переплавления и ассимиляции магмами — возникали рудные залежи эндогенного типа.

В настоящее время существует ряд геохимических методов, например изучение изотопного состава свинца, серы, позволяющих безошибочно выявлять происхож-

дение рудного вещества месторождений и в том числе связь его с осадочно-метаморфическими породами. Так, было показано, что сера сульфидно-никелевых месторождений Норильска, ассоциирующих с магматическими телами основного состава, по своей изотопной характеристике соответствует сере пластов ангидрита вмещающих толщ, и следовательно, возникновение этих рудных залежей по существу обусловлено поглощением магмами сульфатов, образовавшихся в морском бассейне.

Идентичность изотопного состава свинца многих среднеазиатских и казахстанских месторождений и свинца вмещающих карбонатных пород девона и карбона ещё более убедительно свидетельствует о том, что так называемые рудоносные растворы, активную циркуляцию в породах которых обычно стимулируют магматические очаги, заимствуют свой рудный груз из горных пород, сквозь которые они просачиваются под значительным давлением и при сравнительно высоких температурах.

С этих позиций очень любопытны взгляды геологов Р. Бойла, Ю. Щербакова и др. на образование золоторудных эндогенных месторождений, представленных кварцево-сульфидными жилами со значительным содержанием самородного золота, распространённых в древнем докембрии. Золото по своим геохимическим особенностям сидерофильно. Оно отличается сравнительно высоким средним содержанием в ультраосновных и основных породах. И именно в этих породах, как мы уже отмечали, особенно характерных для нижнего докембрия, в том случае, если они подверглись интенсивному изменению под влиянием высокотемпературных растворов, возникают богатейшие кварцево-золоторудные месторождения (Йеллоунайф в Канаде, Колар в Индии). Золоторудные месторождения являются наиболее древними (до 3 млрд. лет) из всех месторождений металлов, и это понятно, так как к числу пород, отличающихся исходным высоким содержанием золота, относятся гипербазиты, особенно распространенные в древнем докембрии.

В более поздние эпохи по мере появления и развития кор выветривания, начиная со среднего докембрия, появляется другая форма нахождения концентрации золота — россыпи, для нижнего докембрия неизвестная.

Другим не менее ярким примером того, каким способом рудный процесс подчиняется общим закономерностям химической эволюции осадочного процесса, может служить судьба германия, накапливавшегося в нижнем и главным образом среднем докембрии в железорудных формациях в ассоциации с железорудными минералами (магнетитом) в закисной форме. Однако появление биогенных осадков, углей резко изменило условия нахождения германия, крупные концентрации которого в фанерозое связаны с угленосными бассейнами.

По этой же причине месторождения таких металлов, как олово, молибден, вольфрам, в раннем докембрии практически отсутствуют, поскольку осадочные формации с повышенным их содержанием возникают весьма длительным и сложным путём по мере развития общей дифференциации осадочных пород земной коры.

Данным докладом мы преследовали две цели: предложить на рассмотрение высокого собрания учёных для самой широкой дискуссии и последующего утверждения рабочий проект геохронологической шкалы докембрия, которая не только в настоящее время остро необходима, но и в значительной части может быть обоснована обильным фактическим материалом, полученным геохронологами разных стран. Вторая цель заключалась в привлечении внимания научной геологической общественности к тем поразительным выводам, далеко выходящим за пределы геохронологии, которые сулит дальнейшая разработка геохронологических проблем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
2. Виноградов А.П., Тузаринов А.И. Геохронология докембрия.— Геохимия, 1961, № 9.
3. Палеогеографический атлас СССР, т. 4. Под ред. А.П. Виноградова. Изд-во «Наука», 1967.
4. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Под ред. Б.М. Келлера. Изд-во АН СССР, 1963.
5. Труды Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд-во АН СССР, 1956-1967.
6. Тузаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. Изд-во «Недра», 1966.
7. Cahen L., Snelling N. The geochronology of Equatorial Africa, London, 1966.
8. Dearnlay R. Orogenic fold-belts and hypothesis of Earth evolution.— Phys. Chem., 1966, №8.
9. Geochronology of North America.— Nucl. Sci. Ser. Rept., 1965, 41.
10. Geochronology of Precambrian stratified rocks. Abstrs Papers Conf. Held. Dept. Geol. Univ. Alberta, 1967.
11. Geochronology of rock systemes.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, 91.
12. Haughton S.H. The stratigraphic history of Africa south of the Sahara. Edinburgh, 1963.
13. Rankama K. The Precambrian, I. N. Intersci. Publ., 1966.
14. Sciences de la Terre. Nancy Centre Rech. petrogr. et geochem., 1965.

НОВЫЕ ДАТИРОВКИ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО РАДИОУГЛЕРОДУ

Сообщение 6*

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР,
Москва*

Приводятся новые результаты определения абсолютного возраста по C^{14} геологического и археологического материала. Все даты получены путём счёта активности C^{14} в виде двуокиси углерода, вводимой в пропорциональный счётчик. Описывается метод получения нового счётного газа пропана, который может быть использован для расширения возрастной шкалы. Наряду с органическим материалом проведено датирование карбонатов (раковин моллюсков) из одних и тех же отложений на Шпицбергене и получено хорошее совпадение.

В работе приводятся новые датировки по позднечетвертичным отложениям, полученные методом радиоуглерода в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР. Все даты получены путём измерения активности C^{14} в виде двуокиси углерода, вводимой в пропорциональный счётчик. Основные параметры нашего счётчика следующие: рабочий объём 1,5 л, фон 5,6 имп/мин, чистый счёт современного углерода 16 имп/мин. При таких параметрах и при стандартных условиях измерения (4σ, 48 час) максимальный возраст при давлении в счётчике 2 атм составляет 33 000 лет, при давлении 3 атм — 35000 лет. Методика получения счётного газа, счётная аппаратура и выполнение измерений остались в основном прежними [1-5]. В качестве современного стандарта использовался дуб возрастом около 280 лет, срубленный в Борисоглебском районе Воронежской области в июле 1966 года. Отбирались годовые кольца за 1870-1880 гг. Этот стандарт заменил наш прежний — 30-летнюю берёзу, срубленную в 1908 г. на Камчатке и проверенную по шавелевой кислоте NBS. Замена обусловлена тем, что на воронежском дубе отчётливо видны годовые приросты и с большой точностью удалось отобрать

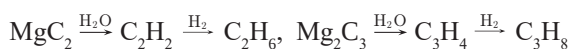
* Геохимия. 1969. № 10. С. 1171-1178. Соавторы А.Л. Девирц, Э.И. Добкина, Н.Г. Маркова

намеченные годы — середину второй половины 19 века. Активность нового стандарта сопоставима с активностью камчатской берёзы и равна 0,95 активности щавелевой кислоты NBS.

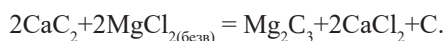
Для более древних образцов нами ранее применялся счётный газ этан, который даёт предельный возраст в том же счётчике при 2 атм до 41 000 лет. Для дальнейшего расширения возрастной шкалы было решено применить новый счётный газ — пропан (C_3H_8). Так как этот углеводород содержит в молекуле 3 атома углерода, то при том же давлении предельный возраст составит 45 000 лет (48 час измерений и 4σ). Метод получения пропана для целей датирования разработала Н.Г. Маркова. Уже получены первые количества счётного газа пропана из углерода датируемого образца по схеме:



Получение CO_2 из природного образца путём сжигания его в избытке кислорода, поглощение двуокиси углерода аммиаком с последующим осаждением из раствора карбоната кальция, перевод последнего нагреванием с металлическим порошкообразным Mg в карбид являются такими же, что и в синтезированном нами ранее этане. Следующий этап синтеза — получение карбида магния — наиболее трудный по выполнению и ответственный за получение конечного продукта синтеза — пропана. Обмен между $MgCl_2$ и CaC_2 в присутствии NaCl протекает в порошкообразном состоянии до модификации Mg_2C_3 в строгом температурном режиме: 550° С — 1 час, 670° С — 2 час; только при этих условиях образующийся MgC_2 переходит в нужную модификацию Mg_2C_3 ($2MgC_2 \rightarrow Mg_2C_3 + C$), что важно для наибольшего выхода пропана. Ибо модификация MgC_2 при разложении водой и последующем гидрировании полученного ацетилена приводит к этану, и только Mg_2C_3 — к пропану.



При более высоких температурах 700-800° С Mg_2C_3 разлагается на элементы: $Mg_2C_3 \rightarrow 2Mg + 3C$. В итоге синтез карбида магния протекает по реакции:



Дальнейший этап синтеза состоит в разложении карбида магния водой до метилацетилена. Далее гидрирование метилацетилена до пропана проводилось над Ni-катализатором путём многократного прохождения смеси метилацетилена с избытком водорода с помощью циркуляционного насоса. Процент гидрирования составляет 96-98%. Выход пропана в расчёте на метил-ацетилен того же порядка, что и для этана (около 80%).

Вновь полученные датировки тематически могут быть разделены следующим образом: 1. современные почвы Европейской части СССР и Сибири; 2. древние почвы верхнеплейстоценовых стоянок из внеледниковых районов центра Русской равнины; 3. торфяные месторождения Западной Сибири; 4. органический и карбонатный материал со Шпицбергена; 5. единичные образцы.

СОВРЕМЕННЫЕ ПОЧВЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР (ЦЕНТР РУССКОЙ РАВНИНЫ)

Образцы современных почв Мо-437, 438, 468, представленные О.А. Чигаговой (Институт географии АН СССР), представляют собой гумусовый горизонт чернозема Стрелецкой степи около г. Курска. Разрез, из которого отобраны образцы, расположен на слабо волнистой равнине. Район Стрелецкой степи хорошо изучен и описан в литературе [6]. Гумусовый горизонт сформировался, по-видимому, в позднем голоцене. Воздействие грунтовых вод исключено. Предварительная обработка указанных образцов современных почв была проведена О.А. Чигаговой [7]. На определение абсолютного возраста современных почв нам была представлена фракция, содержащая сумму гуминовых кислот.

Мо-468

1400±100

Препарат гуминовых кислот из гумусового горизонта Стрелецкой степи около г. Курска; разрез № 2; глубина взятия образца 10-20 см. Образец отобран О.А. Чигаговой в 1967 г.

Мо-437

2950±80

Препарат гуминовых кислот из образца современной почвы взят там же, что и Мо-468, но с глубины 30-40 см. Образец взят Е.К. Дайнеко в 1963 г.

Мо-438

6700±100

Препарат гуминовых кислот из образца современной почвы горизонта А/В того же разреза, но с глубины 140-150 см. Образец отобран Е.К. Дайнеко.

Таким образом получены первые в СССР даты абсолютного возраста современного чернозема района Средне-Русской возвышенности, которые дают возможность проследить генезис и скорость накопления данного вида почвы. По приведенным данным можно заключить, что гумусовый горизонт чернозема Стрелецкой степи образовался за 7000 лет.

СОВРЕМЕННЫЕ ПОЧВЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (РАЙОН ТОМСКОГО ПРИОБЬЯ)

Район Томского Приобья представлен двумя разрезами, расположенными друг от друга примерно на 200 км. Оба разреза представляют собой дерново-подзолистые почвы со вторым гумусовым горизонтом. Для анализа по C^{14} В.И. Василенко (МГУ) из почв была отобрана вторая фракция гуминовых веществ; первая фракция гуминовых веществ и фракция фульвокислот — отброшены. Выделенные гуминовые кислоты подвергались гидролизу по Ваксману с целью освобождения их от легкогидролизуемых соединений, омолаживающих возраст образца. Образцы отобраны Т.В. Афанасьевой и В.И. Василенко (МГУ) в 1965 г. Привнос углеродсодержащих веществ исключён.

Мо-462

1230±80

Гуминовое вещество горизонта А1 дерново-подзолистой почвы, Томская обл., Каргасокский р-н, левый берег р. Оби (в 15 км южнее п. Каргасок). Образец отобран с глубины 6-13 см. Предварительный возраст образца по климатическим условиям на основе данных спорово-пыльцевого анализа — 4000-5000 лет.

Мо-463

7000±160

Гуминовое вещество реликтового гумусового горизонта той же почвы, что и Мо-462, но с глубины 35-45 см. Предположительный возраст — несколько старше предыдущего образца.

Мо-464

5020±130

Горизонт А₁ торфянисто-дерново-лесной почвы. Почвенный разрез в Бакcharском районе, Томской области, в 20 км ю.-з. с. Аганино, правый берег р. Тетеренка (левый приток р. Оби). Образец взят с глубины 27-37 см. Предполагаемый возраст 6000- 8000 лет.

Сравнивая абсолютный возраст современных почв Европейской территории СССР и Западной Сибири, можно заключить, что образование гумусового горизонта имело место одновременно около 7000 лет назад.

Ниже приводится табл. 1, показывающая сопоставимость абсолютного возраста гумусовых горизонтов различных территорий мира с глубины 6-20 см (от дневной поверхности).

Таблица 1
Абсолютный возраст гумусового горизонта
из поверхностных слоёв разных территорий

Почва	Глубина, см	Содержание гумуса, %	Место взятия образца	Номер образца.	Абсолютный возраст, лет.
Гумусовый чернозём	10-20	до 10 (в верхних 10 см)	Европейская часть СССР, вблизи г. Курска	Мо-468	1400±100
Горизонт А ₁ дерново-подзолистой почвы	6-13	—	Зап. Сибирь (Томское Приобье)	Мо 462	1230±80
Чернозём	6-10	10,10	Канада		1130±700

ИСКОПАЕМЫЕ ПОЧВЫ

Образцы ископаемых почв, относящихся к голоцену и плейстоцену, а также археологические образцы культурных горизонтов ископаемых почв были отобраны О.А. Чичаговой в 1965 г. с целью решения вопроса о периодизации культур центра Русской равнины, а также для решения вопросов, связанных с геохронологией четвертичного периода (верхнего плейстоцена). На анализ по С¹⁴ из ископаемых почв были выделены прочно связанные фракции. Для ископаемых почв, в отличие от почв современных, исключается обработка слабой щелочью ввиду отсутствия подвижных форм гумуса. Но для выделения гумусовых веществ негидролизующего остатка применяется более жёсткая обработка — повторное кипячение со смесью пирогенного фосфата натрия и NaOH [7].

Мо-435

23 900±600

Ископаемая почва. Воронежская обл., с. Костёнки. Образец взят из стратотипного разреза надпойменной террасы р. Дон, вмещающей культурные слои всемирно известных стоянок, Костёнки XVII, с глубины 2,4 м из верхнего горизонта гумусовой (3-х слойной) толщи [9, 10]. Воздействие грунтовых вод исключено. Предположительный возраст — брянское время

Мо-465

21 300±400

Ископаемая почва. Воронежская обл., Костёнки XVII, с глубины 6,15-6,40 м из гумусового материала, связанного с культурным слоем стоянки. Грунтовые воды значительно ниже. Предварительный возраст по данным спорово-пыльцевого анализа — брянское время, по археологическим данным — культура солотре. Образец взят О.А. Чичаговой в 1965 г.

Абсолютный возраст образца с глубины 2,4 м (Мо-435, 23 900) оказался моложе, чем с глубины 6,15-6,40 м (Мо-465, 21 300), хотя последний по условиям залегания находился глубже по разрезу; по археологическим находкам — по инвентарю — оба образца должны быть одновозвратными.

По мнению А.А. Величко некоторое расхождение в возрасте объясняется перемещением по склону (смывом). Определение абсолютного возраста гумусированного суглинка из стоянки Костёнки XVII, нижняя гумусированная толща с глубины 5,35-5,45 м, проведенное в Геологическом институте АН СССР, дало цифру в $20\ 100 \pm 200$ (ГИН-78) [11].

Мо-436

11760 $\pm$ 240

Искапаемая почва. Воронежская обл., с. Костёнки. Образец взят из разреза Борщевской стоянки (Боршево II), из верхнего горизонта ископаемой почвы с глубины около 3 м [9, 10]. Возможность воздействия грунтовых вод не исключена. Предполагаемый возраст — аллерёд. Имеются археологические находки со стоянки, следовательно, датирование органического вещества ископаемой почвы по радиоуглероду уточнит возраст и происхождение стоянки.

Получена хорошая сходимостъ абсолютного возраста разрезов Борщевской стоянки, проведённой нами и в Геологическом институте АН СССР как по одноименному материалу (искапаемая почва): Мо-436, $11\ 760 \pm 240$ (глубина около 3 м); ГИН-88, $12\ 300 \pm 100$ (глубина 3,35 м), так и по различному материалу: ГИН-107 (обугленная кость), $11\ 800 \pm 600$ (глубина 1-2,5 м).

ТОРФЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Васюганское торфяное месторождение уникально по своим размерам. На восточной окраине Васюганья, на междуречье рек Шегарка и Бокчар в р-не с. Плотниково, Н.А. Хотинским в 1964 г. были взяты образцы из 3-х разрезов. Абсолютный возраст данных разрезов определён по придонным отложениям.

Мо-433

4570 $\pm$ 170

Осоковый торф с глубины 2,50-2,75 м.

Мо-439

3380 $\pm$ 120

Сфагново-тростниковый, торф с примесью пушицы с глубины 3,60-3,85 м.

Мо-434

5760 $\pm$ 130

Осоковый торф с глубины 3,80-4,0 м.

Мо-467

5150 $\pm$ 120

Верховое болото Матьянга, расположенное на правом берегу Оби у г. Колпашево, Образец взят с глубины 3,50-3,75 м.

Абсолютный возраст болот восточной окраины Васюганья по радиоуглеродным данным оценивается 6000 лет.

Таким образом, по данным абсолютного возраста и спорово-пыльцевым диаграммам выявляется, что на большой территории, охватывающей Европейскую часть СССР, Урал, Северо-Восток СССР и Западную Сибирь, на рубеже атлантического и суббореального периода проявилось одновременно относительное похолодание (около 4500 лет назад) [5, 12]. Кроме того, исследованный материал показывает, что за последние 4500 лет темпы прироста верховых болот Европейской части СССР и южной части Западной Сибири были примерно одинаковы.

ОРГАНИЧЕСКИЙ И КАРБОНАТНЫЙ МАТЕРИАЛ СО ШПИЦБЕРГЕНА

Весь предшествующий материал, который мы датировали, представлял собой ископаемый углерод органического происхождения (торф, древесина, уголь). Этот материал наиболее надёжен, т.к., с одной стороны, углерод поступает в биосферу из атмосферы без заметного фракционирования изотопов, с другой стороны — обмен между углеродом ископаемых образцов органического происхождения и растворенными карбонатами грунтовых вод мало вероятен ввиду сложности биологических молекул. В рассматриваемой серии образцов, собранных Ю.А. Лаврушиным и Л.С. Троицким в 1965-1966 гг. на Шпицбергене (табл. 2), удалось подобрать несколько пар образцов, которые представляют собой как органический углерод (дерево-плавник, водоросли), так и неорганический углерод (раковины различных видов морских моллюсков) — карбонаты. Эти пары образцов были найдены в прибрежноморских отложениях на террасах разных высот (60, 30, 17 м), на разных глубинах залегания (4, 6, 10, 15 м) на острове Западный Шпицберген, в районе Билле-фиорда, но каждая пара примерно в одном месте.

Таблица 2
Абсолютный возраст по карбонатному и органическому материалу
о-ва Западный Шпицберген

№ образца	Материал образца	Место взятия образца и его описание	Предполагаемый возраст	Возраст по C^{14}
Мо-425	Водоросли	Западный Шпицберген, берег Билле-фиорда, вблизи мыса Экхольм	~10,5 тыс. лет	10 000±210
Мо-426	Раковины			9240±180
Мо-427	Водоросли	Западный Шпицберген, Билле-фиорд, западный берег бухты Петунья	6-7 тыс. лет	7440±150
Мо-428	Раковины			7040±150
Мо-429	Древесина-плавник	Западный Шпицберген, восточный берег Билле-фиорда, терраса высотой 30 м, глубина залегания 10 м	30-40 тыс. лет	>33 000
Мо-443	Раковины			>33 000
Мо-442	Раковины	Там же, глубина залегания 15 м	30-40 тыс. лет	>33 000

Химическая обработка разного вида углерода различная; образцы органического углерода обрабатывались нами как обычно: механически, затем проводилось кипячение с NaOH (для удаления постороннего гумуса), с HCl (для удаления посторонних карбонатов) и далее сжигание в токе O_2 до CO_2 . Раковины обрабатывались в течение нескольких минут HCl, при этом терялось 10-20% их поверхностного слоя, после чего закладывались в колбу, и вновь разложение HCl и сбор CO_2 в систему, затем очистка от примесей как обычно. К настоящему времени для территории Шпицбергена имеется несколько десятков радиоуглеродных датировок. Однако не все они хорошо согласуются. Это можно объяснить тем, что морские террасы Шпицбергена имеют сложное строение и здесь возможно переотложение материала, поэтому данные о возрасте, полученные на разнородном материале (как в данной серии образцов), наиболее интересны и надёжны. Приведённые данные показывают хорошую схо-

димось результатов радиоуглеродного датирования по раковинам и растительным остаткам, кроме того они хорошо совпадают с результатами определения возраста морских террас Билле-фиорда, полученными шведскими учёными Р.В. Фейлинг-Хансеном и И. Олссон по раковинам моллюсков. Последние 3 датировки (Мо-429, 442, 443) подтвердили первоначальное предположение о плейстоценовом возрасте морских осадков в районе Билле-фиорда и тем самым установлено существование на Шпицбергене плейстоценовых отложений, которые ранее были неизвестны [13].

В связи с датированием ракушечного материала встал вопрос о современном стандарте для ракушек. Дело в том, что в процессе перехода углерода из атмосферы в океан происходит фракционирование изотопов углерода и в растворенных карбонатах накапливаются более тяжёлые изотопы C^{13} и C^{14} . Ввиду отсутствия собственных данных по изотопному составу стабильных изотопов углерода в образцах мы пользовались данными И. Олссон, которая среди прочих образцов исследовала масс-спектральное отношение C^{13}/C^{12} в погребённых ракушках разного вида (моллюски, фораминиферы). δC^{13} в этих образцах оказалось $+23 \div 25\%$. Зная, что $\Delta C^{14} = 2\delta C^{13}$, мы можем ожидать, что ракушки должны быть обогащены C^{14} и что ΔC^{14} должно составлять 50% или прирост активности в современных ракушках должен быть 5% относительно современного растительного стандарта. Однако этого не получилось. Мы анализировали современные ракушки с Баренцева моря, сборы 1937-40 гг., представленные нам Ю.А. Лаврушиным (наш лаб. № Мо-444). Активность этого образца совпала с современным растительным стандартом. То же наблюдалось у Nydal (Норвегия): современные ракушки (сбор 1957 г.) дали такую же активность, что 0,95 щавелевая кислота NBS, также было и у J. Olsson. Эти данные позволяют считать, что современные ракушки, имеющие заниженную активность по C^{14} на 5%, дают «кажущийся» возраст в 400 лет для бикарбонатов в поверхностной воде океана (уменьшение активности на 1% даёт изменение в возрасте на 80 лет). Этот «кажущийся» возраст океанических вод у поверхности или, что то же самое, обеднение их C^{14} можно объяснить отсутствием изотопного равновесия между CO_2 атмосферы и HCO_3^- океана, из чего следует, что для установления этого равновесия требуется время в несколько сот лет. Следовательно, для ракушечного материала получается уравниваемый возраст на 400 лет, которые надо отнять от полученного возраста по C^{14} , чтобы получить истинный возраст. В данных, приведённых в табл. 2, эта поправка введена.

ЕДИНИЧНЫЕ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗЦЫ

Наряду с геологическим материалом нами были датированы археологические и единичные образцы, представляющие самостоятельный интерес.

Мо-441

12 500±180

Уголь из Многослойного археологического памятника — Верховенская гора 1 (в 3 км от г. Иркутска). Стоянка располагается внутри трещин и очень похожа на мерзлотные полигональники. Такая же система трещин наблюдается в подстилающих стоянку ко ренных породах — песчаниках юры. Можно предположить, что трещеноватость эта тектонического происхождения. Угли залегали в очаге из сильно разложившихся плит песчаника в делювиальных отложениях, в лёссовидном суглинке, заполняющем ископаемую морозобойную трещину; глубина залегания углей от дневной поверхности 2,20-2,40 м. Вечная мерзлота отсутствует, уровень грунтовых вод не прослеживается, высота над уровнем р. Топка 26,5 м. Отдельные (редкие) корни травянистых растений достигают уровня очага (2,40 м). Большая часть углей залегает *in situ*. Незначительному перемещению (в пределах очажного пятна) подвергалась часть углей. Попадание углей из других горизонтов и очагов исключено. Образец представлен С.М. Цейтлиным (ГИН). Предполагаемый возраст: геологический — вторая половина сартанского оледенения, археологический — ранний мезолит.

Геологическое время сейсмостектоники и поселения человека практически одновременно и близко к дате культуры — 12 500 лет тому назад.

Мо-446

4970±95

Береста из детского погребения, обнаруженного в районе свайного поселения на болоте Берендеево, Ярославской обл. Образец представлен Н.А. Хотинским с целью установления времени появления неолитических стоянок на болотах центра Русской равнины. Предположительный возраст по стратиграфическим оценкам и из определения абсолютного возраста торфяных отложений болота Берендеево около 5000 лет.

Мо-454

400±110

Древесина. Место взятия: Таджикская ССР, Горно-Бадахшанская авт. обл., верховье р. Ванч, основание конечной морены ледника Медвежьего. Морена сложена пылеватым суглинком с большим количеством слабо-окатанной гальки и валунов. В морене на разных горизонтах по вертикальному разрезу встречаются тонкие (до 10-20 см) прослои органических остатков, некоторые из них выдерживаются по простираению обнажения на 100-200 м. Образец взят из 15-20 см прослоя на высоте 15-18 м над современным урезом р. Абдукагор, на высоте 2920 м над уровнем моря. Образец взят в августе 1965 г. Долгушиным Л.Д. (Институт географии АН СССР), который считал, что изучаемая морена молодая (несколько сот лет) и связана с современной пульсацией ледника. Ряд геологов, работающих на Памире, придерживались мнения, что морена является остатком древнего оледенения и должна иметь возраст 30 000 лет.

Авторы выражают благодарность всем товарищам, предоставившим: свой материал для определения абсолютного возраста.

*Поступила в редакцию
18 июня 1969 г.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. Определение абсолютного возраста по C14. Сообщение 1. — Геохимия, № 8, 1956.
2. Те же. Сообщение 2. — Геохимия, № 8, 1959.
3. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г. Определение абсолютного возраста по C14. Сообщение 3. — Геохимия, № 5, 1962.
4. Те же. Сообщение 4. — Геохимия, №9, 1963.
5. Те же. Сообщение 5. — Геохимия, № 10, 1966.
6. Афанасьева Е.А. Средне-русская возвышенность. «Наука», М., 1966.
7. Чичагова О.А., Левитан Д.Г. Опыт применения радиоуглеродного метода для определения возраста почв. — Изв. АН СССР. Сер. географ., № 2, 1966.
8. Герасимов И.П. Новое в подходах и методах определения абсолютного возраста почв. — Изв. АН СССР. Сер. географ., № 1, 1968.
9. Величко А.А. Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины. Изд-во АН СССР, М., 1961.
10. Лазуков Г.И. Геолого-геоморфологическая характеристика Костёнковско-Борщевского района и природные условия времени обитания верхне-палеолитического человека. — В кн.: Матер. по палеогеографии, вып. I. Изд-во Моск. ун-та, 1954.
11. Чердынцев В.В., Алексеев В.А., Кинд Н.В., Форова В.С., Завельский Ф.С., Сулержицкий Л.Д., Форсенкова И.В. Радиоуглеродные даты лаборатории ГИН АН СССР. Сообщение 2. — Геохимия, № 12, 1965.
12. Лаврушин Ю.А., Девириц А.Л., Гитерман Р.Е., Маркова Н.Г. Первые данные по абсолютной хронологии основных событий голоцена Северо-Востока СССР. — Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода, № 28, 1963.
13. Лаврушин Ю.А., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Завельский Ф.С., Форова В.С. К палеогеографии плейстоцена Шпицбергена. — Докл. АН СССР, т. 181, № 1, 1968.

NEW DATINGS BY RADIOCARBON OF LATE-QUATERNARY DEPOSITS. REPORT 6

*V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
USSR Academy of Sciences, Moscow*

New results of absolute age determination of geological and archeological material by C^{14} are given. All dates have been obtained by the way of counting the activity of C^{14} in the form of carbon dioxide being introduced into the counter. The method of obtaining a new counting gas, propane, is described. It may be used for widening the age scale. Along with organic material a dating of carbonates (shells of molluscs) from the same sediments on the Spitsbergen has been carried out and good agreement has been obtained.

Thematically the material to be dated may be divided in the following way:

1. Recent soils of the European part of USSR and Siberia.
2. Old soils of upper-pleistocene camp sites from extraglacial regions of the Russian plain centre.
3. Peat bogs of the Western Siberia.
4. Organic and carbonate material from the Spitsbergen.
5. Single and archeological samples.

ДАТИРОВАНИЕ НОВЕЙШИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Новые датировки позднечетвертичных отложений по радиоуглероду*

Приводятся новые результаты определения абсолютного возраста по C^{14} геологического и археологического материала. Все даты были получены путем счета активности C^{14} в виде двуокиси углерода, вводимой в пропорциональный счетчик.

Наряду с органическим материалом проведено датирование карбонатов (раковины моллюсков) из одних и тех же отложений на Шпицбергене и получено хорошее совпадение.

Тематически докладываемый материал может быть разделен следующим образом:

1. Древние почвы верхнеплейстоценовых стоянок из внеледниковых районов центра Русской равнины.
2. Современные почвы Европейской части СССР и Сибири.
3. Торфяные месторождения Западной Сибири.
4. Органический и карбонатный материал со Шпицбергена.
5. Археологические находки.

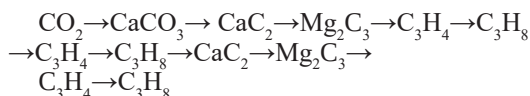
* Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста: (Тез. докл. XVI сес.). М., 1969. С. 94-95. (Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций АН СССР). Сост.: Девиц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г.

НОВЫЕ ДАТИРОВКИ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАДИОУГЛЕРОДНЫМ МЕТОДОМ*

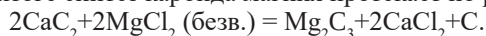
Новые датировки для позднечетвертичных отложений получены в Институте геохимии им. В.И. Вернадского путем измерения активности C^{14} в виде двуокси углерода, вводимой в пропорциональный счетчик. Основные параметры счетчика: рабочий объем 1,5 л, фон 5,6 *имп/мин*, чистый счет современного углерода 16 *имп/мин*. При таких параметрах и при стандартных условиях измерения (4σ, 48 часов) максимальный возраст составляет при давлении в счетчике 2 *атм* 33 000 лет, при давлении 3 *атм* — 35 000 лет. Методика получения счетного газа, счетная аппаратура и выполнение измерений остались в основном прежними (Виноградов, Девириц и др. 1956, 1959, 1962, 1963, 1966). В качестве современного стандарта использовался дуб возрастом около 280 лет, срубленный в Борисоглебском районе Воронежской области в июле 1966 г. Отбирались годовые кольца за 1870-1880 гг. Этот стандарт заменил наш прежний — 30летнюю березу, срубленную в 1908 г. на Камчатке и проверенную по щавелевой кислоте NBS. Замена обусловлена тем, что на воронежском дубе отчетливо видны годовые приросты и с большой точностью удалось отобрать намеченные годы — середину 2-й половины XIX в. Активность нового стандарта сопоставима с активностью камчатской березы и равна 0,95 активности щавелевой кислоты NBS.

Для более древних образцов нами ранее применялся счетный газ этан, который дает предельный возраст в том же счетчике при 2 *атм* до 41 000 лет. Для дальнейшего расширения возрастной шкалы было решено применить новый счетный газ — пропан (C_3H_8). Так как этот углеводород содержит в молекуле 3 атома углерода, то при том же давлении предельный возраст составит 45 000 лет (48 часов измерений и 4σ). Метод получения пропана для целей датирования разработан Н.Г. Марковой. Уже получены первые количества счетного газа пропана из углерода датируемого образца по схеме:

Природный образец



Получение CO_2 из природного образца путем сжигания его в избытке кислорода, поглощение двуокси углерода аммиаком с последующим осаждением из раствора карбоната кальция, перевод последнего нагреванием с металлическим порошкообразным магнием в карбид Са делаются по ранее описанной методике. Следующий этап синтеза — получение карбида магния — наиболее трудный и ответственный. Обмен между $MgCl_2$ и CaC_2 в присутствии NaCl протекает в порошкообразном состоянии до получения Mg_2C_3 в строгом температурном режиме: 550° С — 1 час; 670° С — 2 часа. Только при этих условиях образующийся MgC_2 переходит в нужную модификацию Mg_2C_3 ($2MgC_2 \rightarrow Mg_2C_3 + C$), что важно для наибольшего выхода пропана. Ибо из MgC_2 возможен переход $MgC_2 \xrightarrow{H_2O} C_2H_2 \xrightarrow{H_2} C_2H_6$ и только из Mg_2C_3 — переход $Mg_2C_3 \xrightarrow{H_2O} C_3H_4 \xrightarrow{H_2} C_3H_8$. При более высоких температурах (700 — 800° С) Mg_2C_3 разлагается на элементы: $Mg_2C_3 \rightarrow 2Mg + 3C$. В итоге синтез карбида магния протекает по реакции:



* Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1970. № 37. С. 171-177. Соавт.: Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г.

Дальнейший этап синтеза состоит в разложении карбида магния водой до метилацетилена. Далее гидрирование метилацетилена до пропана проводилось с помощью циркуляционного насоса над катализатором Ni путем многократного прохождения смеси метилацетилена с избытком водорода. Процент гидрирования составляет 96 - 98. Выход пропана в расчете на метилацетилен — того же порядка, что и для этана (около 80 %).

Вновь полученные датировки тематически относились к следующим объектам:

1. Современные почвы европейской части СССР и Сибири.
2. Древние почвы верхнепалеолитических стоянок из Енеледниковых районов центра Русской равнины.
3. Торфяное месторождения Западной Сибири.
4. Органический и карбонатный материал со Шпицбергена.
5. Единичные образцы.

1. СОВРЕМЕННЫЕ ПОЧВЫ

а. *Современные почвы Европейской части СССР (центр Русской равнины).* Образцы современных почв Мо-437, 438, 468 представляют гумусовый горизонт чернозема Стрелецкой степи около Курска. Разрез, из которого отобраны образцы, расположен на слабо волнистой равнине (Афанасьева, 1966). Гумусовый горизонт сформировался, по-видимому, в позднем голоцене. Воздействие грунтовых вод исключено. Предварительная обработка указанных образцов современных почв была проведена О.А. Чичаговой (Чичагова, Левитан, 1966). На определение абсолютного возраста современных почв нам была представлена фракция, содержащая сумму гуминовых кислот.

Мо-468

1400 ±100

Препарат гуминовых кислот из гумусового горизонта Стрелецкой степи около Курска, разр. № 2, глубина взятия образца 10 – 20 см. Образец отобран О.А. Чичаговой в 1967 г.

Мо-437

2950 ±80

Препарат гуминовых кислот из образца современной почвы, взят там же, что и Мо-468, но с глубины 30 - 40 см. Образец взят Е.К. Дайнеко в 1963 г.

Мо-438

6700 ±100

Препарат гуминовых кислот из образца современной почвы горизонта А/В того же разреза, но с глубины 140 - 150 см. Образец отобран Е.К. Дайнеко.

Таким образом, получены первые в СССР даты современного чернозема района Средне-Русской возвышенности, которые дают возможность проследить генезис и скорость накопления данного вида почвы. По приведенным данным можно заключить, что гумусовый горизонт чернозема Стрелецкой степи образовался за 7000 лет.

б. *Современные почвы Западной Сибири (район Томского Приобья).*

Район Томского Приобья представлен двумя разрезами, расположенными друг от друга примерно в 200 км. В обоих случаях представлены дерново-подзолистые почвы со вторым гумусовым горизонтом. Для анализа по C^{14} из почв была отобрана вторая фракция гуминовых веществ; первая фракция гуминовых веществ и фракция фульвокислот отброшены. Выделенные гуминовые кислоты подвергались гидролизу по Ваксману с целью освобождения их от легкогидролизуемых соединений, омолаживающих возраст образца. Образцы отобраны Т.В. Афанасьевой и В.И. Василенко (МГУ) в 1965 г. Привнос углеродсодержащих веществ исключен.

Мо-462

1230±80)

Гуминовое вещество горизонта A_1 дерново-подзолистей почвы, Томская обл., Каргасокский район, левый берег Оби (в 5 км южнее п. Каргасок). Образец отобран с глубины 6 - 13 см. Предварительный возраст образца по климатическим условиям на основе данных спорово-пыльцевого анализа 4000 - 6000 лет.

Мо-463

7000 ±160

Гуминовое вещество реликтового гумусового горизонта той же почвы, что и Мо-462, но с глубины 35 - 45 см. Предположительный возраст определялся как несколько более древний, чем у предыдущего образца.

Мо-464

5020 ± 130

Горизонт A_1 торфянисто-дерново-лесной почвы. Почвенный разрез в Бакчарском районе Томской обл. в 20 км юго-западнее с. Аганино, правый берег р. Тетеренка (левый приток Оби). Образец взят с глубины 27 - 37 см. Предполагаемый возраст 6000 - 8000 лет.

Сравнивая абсолютный возраст современных почв европейской части СССР и Западной Сибири, можно заключить, что образование гумусового горизонта началось одновременно около 7000 лет назад.

2. ИСКОПАЕМЫЕ ПОЧВЫ

Образцы ископаемых почв, содержащих культурные слои верхнего палеолита, в районе с. Костенки на Дону (Воронежская область) анализировались с целью решить вопрос о периодизации культур центра Русской равнины, а также для решения вопросов, связанных с геохронологией верхнего плейстоцена. На анализ по C^{14} из ископаемых почв были выделены прочно связанные фракции. Для ископаемых почв, в отличие от почв современных, исключается обработка слабой щелочью ввиду отсутствия подвижных форм гумуса. Но для выделения гумусовых веществ негидролизуемого остатка применяется более жесткая обработка — повторное кипячение со смесью пиррофосфата натрия и NaOH (Чичагова, Левитан, 1966).

Мо-435

23 900±600

Ископаемая почва, Воронежская обл., окрестности с. Костенки. Образец взят О.А. Чичаговой в 1965 г. из стратотипического разреза надпойменной террасы р. Дон, вмещающей культурные слои известной верхнепалеолитической стоянки Костенки XVII, с глубины 2,4 м из верхнего горизонта гумусовой (3-слойной) толщи (Величко, 1961; Лазуков, 1954).

Воздействие грунтовых вод исключено. Предположительный возраст — брянское время.

Мо-465

21 300±400

Ископаемая почва. Воронежская обл., Костенки XVII, с глубины 6,15 – 6,40 м из гумусового материала, связанного с культурным слоем стоянки. Грунтовые воды расположены значительно ниже. Предварительный возраст по данным спорово-пыльцевого анализа — брянское время, по археологическим данным — верхний палеолит. Образец взят О.А. Чичаговой в 1965 г.

По абсолютному возрасту образец с глубины 2,4 м (Мо-435, 23 900) оказался древнее, чем с глубины 6,15 – 6,40 м (Мо-465, 21 300) из того же разреза. По археологическим находкам оба образца близки по возрасту.

По мнению А.А. Величко, некоторое расхождение (инверсия) в возрасте образцов объясняется последовательным перемещением отложений по склону смывом. Определение абсолютного возраста гумусированного суглинка из стоянки

Костенки XVII (нижняя гумусированная толща с глубины 5,35 – 5,45 м) дало цифру в 20 100±100 (ГИН-78; Чердынцев, Алексеев и др., 1965).

Мо-636

11760 ±240

Ископаемая почва. Воронежская обл., с. Костенки. Образец взят из разреза Боршевской стоянки (Боршево II), из верхнего горизонта ископаемой почвы, с глубины около 3 м (Величко, 1961, Лазуков, 1954).

Возможность воздействия грунтовых вод не исключена. Предполагаемый возраст — аллерёд. Получена хорошая сходимость абсолютного возраста разрезов Боршевской стоянки, определенного нами и Геологическим институтом АН СССР (Чердынцев и др., 1965) как по однородному материалу (ископаемая почва: Мо-436 11760±240, глубина около 3 м; ГИН-88 12300±100, глубина 3,35 м), так и по различному материалу (обугленная кость: ГИН-107 11800± 600, глубина 1 – 2,5 м).

3. ТОРФЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Васюганское торфяное месторождение. Междуречье рек Шегарка и Бокчар в районе с. Плотниково. Образцы взяты Н.А. Хотинским в 1964 г. из трех разрезов.

Мо-433

4570 ±170

Осоковый торф с глубины 2,50 – 2,75 м.

Мо-439

3380 ±120

Сфагново-тростниковый торф с примесью пушицы с глубины 3,60 – 3,85 м.

Мо-434

5760 ±130

Осоковый торф с глубины 3,80 – 4,0 м.

Мо-467

5150 ± 120

Верховое болото Матьянга, расположенное на правом берегу Оби у г. Колпашево. Образец взят с глубины 3,50 – 3,75 м.

Абсолютный возраст болот восточной окраины Васюганья по радиоуглеродным данным составляет 6000 лет. По данным абсолютного возраста и спорово-пыльцевым диаграммам. выявляется, что на большой территории, охватывающей европейскую часть СССР, Урал, Северо – Восток СССР и Западную Сибирь, на рубеже атлантического и суббореального периода (около 4500 лет назад) проявилось одновременно относительное похолодание (А.П. Виноградов и др., 1966; Лаврушин, Демирц и др., 1963).

4. ОРГАНИЧЕСКИЙ И КАРБОНАТНЫЙ МАТЕРИАЛ С О-ВА ШПИЦБЕРГЕН

Весь предшествующий материал, который мы датировали, представлял собой ископаемый углерод органического происхождения (торф, древесина, уголь). В серии образцов, собранной Ю.А. Лаврушиным и Л.С. Троицком в 1965–1966 гг. на Шпицбергене, удалось подобрать несколько пар образцов, которые содержали как органический углерод (плавник, водоросли), так и неорганический углерод – карбонаты (раковины различных видов морских моллюсков). Эти пары образцов были найдены в прибрежно-морских отложениях на террасах разных высот (60, 30, 17 м), на разных глубинах залегания (4, 6, 10, 15 м) на о-ве Западный Шпицберген, в районе Билле-фиорда, но каждая пара примерно в одном месте. Получены следующие результаты (табл. 1).

Таблица 1
Результаты определения возраста для образцов с о-ва Западный Шпицберген

Лабор. №	Материал образца	Место взятия образца и его описание	Предполагаемый возраст, тыс. лет	Возраст по C ¹⁴ , лет
Мо-425	Водоросли	Берег Билле-фиорда		10 000±210
Мо-426	Раковины	Терраса высотой 60 м вблизи мыса Экхольм. Глубина залегания от поверхности 4 м	10,5	9240± 180
Мо-427	Водоросли	Билле-фиорд, западный берег бухты Петунья		7440 ±150
Мо-428	Раковины	Терраса высотой 17 м, глубина залегания от поверхности террасы 6 м	6 - 7	7040± 150
Мо-429	Древесина – плавник	Восточный берег Билле- фиорда,		>33 000
Мо-443	Раковины	терраса высотой 30 м, глубина залегания 10 м	30 - 40	>33 000
Мо-442	Раковины	Там же, глубина залегания 15 м	30 - 40	>33 000

Теперь рассмотрим методику определения. Химическая обработка разного вида углерода различная. Образцы органического углерода обрабатывались нами, как обычно: механическая обработка, затем кипячение с NaOH (для удаления постороннего гумуса), с HCl (для удаления посторонних карбонатов) и далее сжигание в токе O₂ до CO₂. Раковины обрабатывались в течение нескольких минут HCl, при этом терялось ~10 - 20 % с их поверхностного слоя, после чего раковины закладывались в колбу и вновь следовало разложение HCl и сбор CO₂ в систему, затем очистка от примесей, как обычно. Приведенные данные показывают хорошую сходимость результатов радиоуглеродного датирования по раковинам и растительным остаткам, кроме того, они хорошо совпадают с результатами определения возраста морских террас Билле-фиорда, полученными шведскими учеными Р.В. Фейлинг-Хансеном и И. Олссон по раковинам моллюсков. Последние три датировки (Мо-429, 442, 443) подтвердили существование на Шпицбергене плейстоценовых отложений, которые ранее были неизвестны (Лаврушин, Девириц и др., 1968).

В связи с датированием ракушечного материала встал вопрос о современном стандарте для ракушек. Дело в том, что в процессе перехода углерода из атмосферы в океан происходит фракционирование изотопов углерода и в растворенных карбонатах накапливаются более тяжелые изотопы C¹³ и C¹⁴. Ввиду отсутствия собственных данных по изотопному составу стабильных изотопов углерода в образцах, мы пользовались данными И. Олссон, которая исследовала масс-спектральное отношение C¹³/C¹² в погребенных ракушках разного вида (моллюски, фораминиферы). Величина δC¹³ в этих образцах оказалась ±23÷25 ‰. Зная, что ΔC¹⁴ = 2δC¹³, мы можем ожидать, что ракушки должны быть обогащены C¹⁴ и что ΔC¹⁴ должно составлять 50 ‰. Значит, прирост активности в современных ракушках должен быть 5 % относительно современного растительного стандарта. Однако этого не получилось. Мы анализировали современные ракушки с Баренцового моря сбора 1937-1940 гг., представленные нам Ю.А. Лаврушиным. Активность этого образца Мо-444 совпала с современным растительным стандартом. То же наблюдалось в Норвегии: современные ракушки сбора 1957 г. дали такую же активность, как 0,95 шавелевая

кислота NBS также было получено И. Олссон. Эти данные позволяют считать, что современные ракушки, имеющие активность по C^{14} , заниженную на 5 %, дают для бикарбонатов поверхностных вод океанов «кажущийся» возраст в 400 лет (уменьшение активности на 1 ‰ даст изменение в возрасте на 80 лет). Этот «кажущийся» возраст океанических вод у поверхности или, что то же самое, обеднение их C^{14} , можно объяснить отсутствием изотопного равновесия между CO_2 атмосферы и HCO_3 океана, из чего следует, что для установления этого равновесия требуется время в несколько сот лет. Следовательно, для ракушечного материала получается возраст, удвоенный на 400 лет. Эту величину надо отнять от величины возраста по C^{14} , чтобы получить истинный возраст. В данных, приведенных в табл. 1, эта поправка введена.

5. ЕДИНИЧНЫЕ ОБРАЗЦЫ

Мо-441

12 500 ± 130

Уголь из многослойного археологического памятника Верхоленская Гора I (3 км от г. Иркутск). Угли залежали на глубине 2,20 - 2,40 м в делювиальном лёссовидном суглинке, заполняющем ископаемую морозобойную трещину в очаге, выложенном сильно разложившимися плитами песчаника. Вечная мерзлота отсутствует, уровень грунтовых вод не прослеживается, высота над уровнем р. Топка 26,5 м. Отдельные (редкие) корни травянистых растений достигают уровня очага (2,40 м). Большая часть углей залегает *in situ*. Незначительному перемещению (в пределах очажного пятна) подвергалась часть углей. Попадание углей из других горизонтов и очагов исключено. Образец представлен С.М. Цейтлиным (Геологический институт АН СССР). Предполагаемый геологический Возраст — вторая половина сарматского оледенения, археологический — ранний мезолит.

Мо-446

4970 ± 95

Береста из детского погребения, обнаруженного в районе свайного поселения на болоте Берендеево Ярославской обл. Образец представлен Н.А. Хотинским с целью установления времени появления неолитических стоянок на болотах центра Русской равнины. Предположительный возраст по стратиграфическим оценкам и по определению абсолютного возраста торфяных отложений болота Берендеево — около 5000 лет.

Мо-454

400 ± 110

Древесина. Место взятия — Таджикская ССР, Горно-Бадахшанская автономная область, верховья р. Банч. Основание конечной морены ледника Медвежьего, сложенной пылеватым суглинком с большим количеством слабо окатанной гальки и валунов. В ней на разных уровнях встречаются тонкие (до 10 - 20 см) прослойки органического материала. Образец взят Л.Д. Долгушиным в 1965 г. из прослойки 15 - 20 см на высоте 15 - 18 м над современным урезом р. Абдукагор, на высоте 2920 м над ур. моря. Л.Д. Долгушин считал, что изучаемая морена молодая (несколько сот лет) и связана с современной пульсацией ледника. Другие геологи, работающие на Памире, придерживались мнения, что морена является остатком древнего оледенения и должна иметь возраст более 30 000 лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщение 1. — Геохимия, 1956, № 8.
2. Они же. Сообщение 2. — Геохимия, 1959, № 8.
3. Они же. Сообщение 3. — Геохимия, 1962, № 5.

Полное собрание трудов академика А. П. Виноградова.
Том 6. «Геохронология и абсолютный возраст геологических формаций».

4. Они же. Сообщение 4. – Геохимия, 1963, № 9.
5. Они же. Сообщение 5. – Геохимия, 1966, № 10.
6. *Афанасьева Т.А.* Средне-Русская возвышенность. М., «Наука», 1966.
7. *Чичагова О.А., Левитан Д.Г.* Опыт применения радиоуглеродного метода для определения возраста почв. – Изв. АН СССР, серия геогр., 1966, № 2.
8. *Герасимов И.П.* Новое в подходах и методах определения абсолютного возраста почв. – Изв. АН СССР, серия геогр., 1968, № 1.
9. *Величко А.А.* Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.
10. *Лазуков Г.И.* Геолого-геоморфологическая характеристика Костенковско-Борщевского района и природные условия времени обитания верхнепалеолитического человека. – В кн. «Материалы по палеогеографии», вып. 1. Изд-во МГУ, 1954.
11. *Чердынцев В.В., Алексеев В.А., Кинд Н.В., Форова В.С., Завельский Ф.С., Сулержицкий Л.Д., Форсенкова И.В.* Радиоуглеродные даты лаборатории ГИН АН СССР. Сообщение 2. – Геохимия, 1965, № 12.
12. *Лаврушин Ю.А., Девириц А.Л., Гитерман Р.Е., Маркова Н.Г.* Первые данные по абсолютной хронологии основных событий голоцена Северо-Востока СССР. – Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 28, 1963.
13. *Лаврушин Ю.А., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Завельский Ф.С., Форова В.С.* К палеогеографии плейстоцена Шпицбергена. – Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ К ШЕСТОМУ ТОМУ	7
О СТАТЬЕ Н.С. БОГАНИКА «О РАДИОАКТИВНОМ РАСПАДЕ И РАДИОАКТИВНОМ МЕТОДЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ»	9
ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦОВ И ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ	11
ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ СВИНЦОВ	16
ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПО C^{14} . <i>Сообщение 1</i>	34
СРАВНЕНИЕ ДАННЫХ ПО ВОЗРАСТУ ПОРОД, ПОЛУЧЕННЫХ РАЗЛИЧНЫМИ МЕТОДАМИ, И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ	40
ВОЗРАСТ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД УКРАИНЫ	57
ВОЗРАСТ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД УКРАИНЫ. <i>Сообщение 3</i>	75
ВОЗРАСТ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД УКРАИНЫ	82
ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПО C^{14} . <i>Сообщение 2</i>	99
АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ УКРАИНСКОГО ДОКЕМБРИЯ	105
ABSOLUTE GEOCHRONOLOGY OF THE UKRAINIAN PRE-CAMBRIAN	134
НЕКОТОРЫЕ ОПОРНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА (к мировой геохронологической шкале)	150
ÜBER DAS ALTER DER KRISTALLINEN GESTEINE ZENTRALEUROPAS	158
ДАТИРОВАНИЕ ПО C^{14}	174
О ВОЗРАСТЕ ГОРНЫХ ПОРОД АЛДАНСКОГО ЩИТА	183
О ВОЗРАСТЕ ПЕГМАТИТОВ СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА	191
О ВОЗРАСТЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ	201
ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ	215
ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПО C^{14} ПРИ ПОМОЩИ ПРОПОРЦИОНАЛЬНОГО СЧЁТЧИКА	224
THE GEOLOGIC AGE OF PRE-CAMBRIAN ROCKS OF THE UKRAINIAN AND BALTIC SHIELDS	277
GEOCRONOLOGIA PRECAMBRIANULUI	290

ПРОБЛЕМЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ	298
LOS PROBLEMAS DE LA GEOCRONOLOGIA DEL PRECÁMBRICO.....	301
PROBLEMS OF GEOCHRONOLOGY OF THE PRE-CAMBRIAN IN EASTERN ASIA	311
К ДИСКУССИИ О МЕХАНИЗМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ РАДИОГЕННЫХ ГАЗОВ	328
ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПО C ¹⁴ . <i>Сообщение 3</i>	329
ДАТИРОВАНИЕ ПО C ¹⁴	344
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИЦЫ ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВОГО ВРЕМЕНИ ПО C ¹⁴ И ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА	358
ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПО C ¹⁴ . <i>Сообщение 4</i>	369
ПРОБЛЕМА АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА	385
ДАТИРОВАНИЕ ПО C ¹⁴ ВЕРХНЕГО АНТРОПОГЕНА В СССР	389
C ¹⁴ DATING OF THE UPPER ANTHROPOGENE IN THE USSR.....	398
ДАТИРОВАНИЕ ДАЛЕКОГО ПРОШЛОГО (Научный симпозиум в Афинах)	408
ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО C ¹⁴ ПРИ ПОМОЩИ ПРОПОРЦИОНАЛЬНОГО СЧЁТЧИКА.....	410
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД УКРАИНСКОГО И БАЛТИЙСКОГО ЩИТОВ.....	420
ПРОБЛЕМЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ.....	421
О ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА ПО ДАННЫМ СВИНЦОВО-УРАНО-ТОРИЕВОГО МЕТОДА ИЗМЕРЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА	428
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА В АБСОЛЮТНОМ ЛЕТОИСЧИСЛЕНИИ ПО ДАННЫМ ЛАБОРАТОРИЙ СССР НА АПРЕЛЬ 1964 г. С УЧЁТОМ ЗАРУБЕЖНЫХ ДАННЫХ	450
C ¹⁴ DATING OF THE UPPER ANTHROPOGENE IN THE U.S.S.R.....	489
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА УКРАИНСКОГО ДОКЕМБРИЯ.....	498
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА УКРАИНСКОГО ДОКЕМБРИЯ.....	507
ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ ИНДИИ	520
ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПО C ¹⁴ . <i>Сообщение 5</i>	537

ДАННЫЕ РАДИОУГЛЕРОДНОЙ ЛАБОРАТОРИИ ИНСТИТУТА ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО АН СССР.....	552
RADIOCARBON DATING IN THE VERNADSKY INSTITUTE I-IV	568
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА ДОКЕМБРИЯ	591
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА ДОКЕМБРИЯ	604
НОВЫЕ ДАТИРОВКИ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО РАДИОУГЛЕРОДУ. <i>Сообщение 6</i>	617
НОВЫЕ ДАТИРОВКИ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО РАДИОУГЛЕРОДУ	625
НОВЫЕ ДАТИРОВКИ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАДИОУГЛЕРОДНЫМ МЕТОДОМ	626

Научное издание

ВИНОГРАДОВ
Александр Павлович

СОБРАНИЕ ТРУДОВ
в восемнадцати томах

Том шестой

ГЕОХРОНОЛОГИЯ
И АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Утверждено к печати
Ученым советом
Института геохимии
и аналитической химии
им. В.И. Вернадского
Российской академии наук

Издатель
Российская академия наук

Зав. редакцией Р.С. Головина

Подписано в печать 00.00.2026 г.

Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 51,6. Уч. изд. л. 44,4. Тираж 0000 экз. Заказ № 0000/00000.
Отпечатано в соответствии с предоставленными материалами.