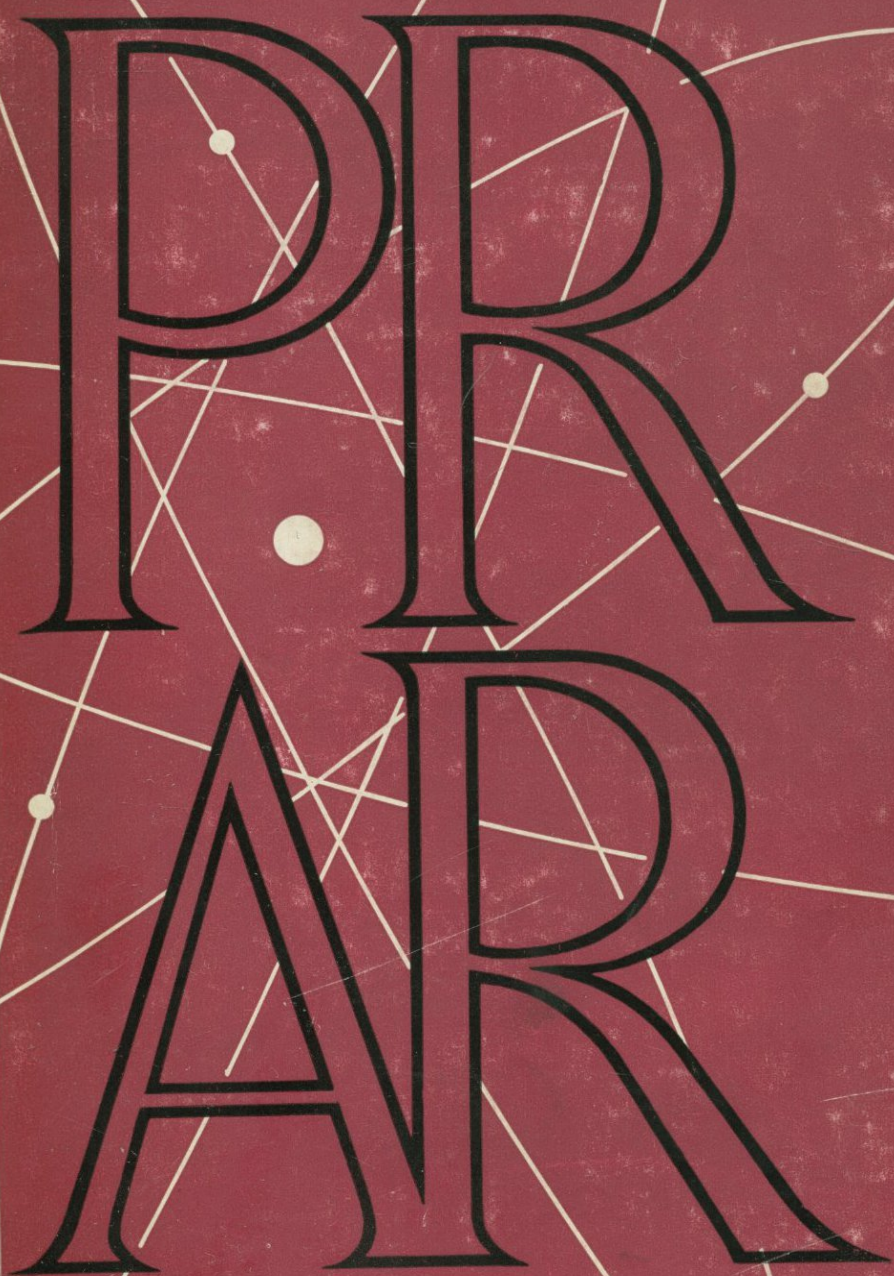


ГЕОХРОНОЛОГИЯ СССР



РР
АР

The image features a dark red background with a white constellation pattern of thin lines and small dots. Overlaid on this background are two large, stylized Cyrillic letters. The top pair consists of two 'Р' characters, and the bottom pair consists of an 'А' and an 'Р'. The letters are rendered in a bold, outlined font with a slight shadow effect, giving them a three-dimensional appearance. The constellation lines crisscross behind the letters, with some dots placed near the curves of the letters.

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
(ВСЕГЕИ)



ГЕОХРОНОЛОГИЯ СССР

В ТРЕХ ТОМАХ

Под редакцией
Н. И. ПОЛЕВОЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«Н Е Д Р А»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ГЕОХРОНОЛОГИЯ СССР

550.93:551.41

ТОМ I

ДОКЕМБРИЙ

Под редакцией
Ю. Ир. ПОЛОВИНКИНОЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «Н Е Д Р А»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД 1973



СССР

Редакционная коллегия:

*Г. Д. Афанасьев, Б. М. Келлер,
К. О. Кратц, Г. А. Мурина,
Н. И. Полевая, Ю. Ир. Половинкина*

Авторы первого тома: *Н. Н. Великая* (ВСЕГЕИ), *М. И. Волобуев* (МГУ), *М. А. Гаррис* (ГГИ БашФАН СССР), *А. Д. Дашкова* (ВСЕГЕИ), *Т. А. Додонова* (УГ при СМ КиргССР), *И. А. Загрузина* (СВКНИИ СО АН СССР), *С. И. Зыков* (МГУ), *И. Б. Иванов* (ИГЕМ АН СССР), *А. Д. Искандерова* (ВСЕГЕИ), *Г. А. Казаков* (ГЕОХИ АН СССР), *Б. М. Келлер* (ГИН АН СССР), *В. М. Кляровский* (ИГ и Г СО АН СССР), *Л. А. Козубова* (ВСЕГЕИ), *А. А. Красильщиков* (НИИГА), *В. А. Кутенец* (УГ при СМ ТаджССР), *М. А. Лицарев* (ИГЕМ АН СССР), *С. Б. Лобач-Жученко* (ИГГД АН СССР), *Б. Г. Лопатин* (НИИГА), *В. С. Лутков* (УГ при СМ ТаджССР), *М. М. Мануйлова* (ИГГД АН СССР), *В. Л. Масайтис* (ВСЕГЕИ), *С. Л. Миркина* (ВСЕГЕИ), *В. П. Митрофанов* (ИГГД АН СССР), *Д. А. Михайлов* (ИГГД АН СССР), *Г. А. Мурина* (ВСЕГЕИ), *Л. П. Никитина* (ИГГД АН СССР), *С. Ф. Паламарчук* (ВСЕГЕИ), *А. М. Пап* (БелНИГРИ), *Н. И. Полевая* (ВСЕГЕИ), *Ю. Ир. Половинкина* (ВСЕГЕИ), *Д. В. Постников* (ГГИ БашФАН СССР), *В. К. Путинцев* (ВСЕГЕИ), *М. И. Рабкин* (НИИГА), *М. Г. Равич* (НИИГА), *В. А. Рудник* (ВСЕГЕИ), *М. А. Семизатов* (ГИН АН СССР), *Н. И. Ступникова* (МГУ), *С. Н. Тихомиров* (ВСЕГЕИ), *З. Г. Ушакова* (ВСЕГЕИ), *М. Х. Халилов* (ИГ АН ТаджССР), *Б. Я. Хорева* (ВСЕГЕИ), *Л. Л. Шанин* (ИГЕМ АН СССР), *О. А. Шнип* (МИНХ и ГП им. И. М. Губкина), *К. Э. Якобсон* (ВСЕГЕИ).

Г $\frac{0293-300}{043(01)-73}$ 43-73

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние два десятилетия благодаря бурному развитию радиологических методов и интенсивному геохронологическому изучению различных геологических образований, слагающих территорию Советского Союза, сделан еще один шаг в познании геологической истории нашей страны. Огромный геохронологический материал, накопленный за это время многочисленными лабораториями, составляет свыше 35 000 датировок, полученных главным образом аргоновым и в значительно меньшей мере свинцовым, стронциевым, радиоуглеродным и другими радиологическими методами. Этот материал весьма неравноценен по своей надежности и в должной мере еще не обобщен. Он опубликован только частично в трудах сессий Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР и в периодических изданиях: «Известиях АН СССР», «Докладах АН СССР», журналах «Геохимия», «Советская геология» и некоторых других, а также в ряде ведомственных изданий. Лишь для докембрия по двум регионам (Украине и Восточной Сибири) такое обобщение уже произведено. Геохронологический материал для всей территории СССР и для всего временного интервала геологической истории рассматривается в настоящей монографии впервые.

Создание монографии «Геохронология СССР» предпринято по заданию Министерства геологии СССР при содействии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР с целью предоставить широкому кругу геологов различного профиля, работающих в различных регионах Советского Союза, монографическую сводку о современном состоянии геохронологической изученности отдельных регионов и территории Советского Союза в целом. Эта работа должна не только показать полноту или недостаточность геохронологической изученности отдельных регионов, но и наметить пути дальнейшего комплексного геолого-радиологического исследования важнейших спорных и не решенных к настоящему времени вопросов, касающихся возрастного расчленения геологических образований.

Монография «Геохронология СССР» является крупной коллективной работой, в написании которой приняло участие свыше 160 геологов и радиологов из различных геологических организаций Министерства геологии СССР, АН СССР, академий наук союзных республик, университетов и научно-исследовательских институтов других ведомств. Такое количество авторов в известной мере отразилось на глубине проработки материала и стиле изложения тех или иных глав монографии. Однако неоднотипность очерков сыграла и свою положительную роль, так как в процессе обсуждения и обобщения геохронологического материала были разрешены или заново поставлены спорные вопросы датировки и последовательности образования тех или иных вулканогенно-осадочных и метаморфических толщ или магматических комплексов. В некоторых случаях авторы не смогли выработать единой точки зрения, что оговорено в тексте

или в подстрочных примечаниях. Авторство многочисленных участников в написании различных глав монографии отражено в оглавлении; кроме того, в каждом томе дается общий алфавитный список его авторов.

Принцип построения монографии — возрастной, при этом геологическая история разделена на три неравные части:

- 1) докембрий, охватывающий отрезок времени более 3000 млн. лет;
- 2) фанерозой (палеозой, мезозой и кайнозой по неоген включительно) длительностью около 600 млн. лет и
- 3) новейший этап, включающий поздний плиоцен и плейстоцен, т. е. последние 3—4 млн. лет.

Эти этапы геологической истории резко различаются не только по своей длительности, но и по специфике расшифровываемых геологических событий и методам их датирования. В соответствии с этим монография состоит из трех томов: т. I — «Докембрий», т. II — «Фанерозой» и т. III — «Новейший этап (поздний плиоцен — четвертичный период)».

Структура каждого тома монографии в общем однотипна. Вопросы, касающиеся методов датирования и геохимических аспектов интерпретации данных радиологических методов, общие для докембрия и фанерозоя, обсуждаются в первой части т. I. Учитывая наличие специальных монографий, в которых подробно описываются применяемая аппаратура и аналитические процедуры, эти вопросы в настоящей монографии не рассматриваются, а дается лишь краткая характеристика основ методов, их точности, чувствительности и геохимической специфики, т. е. те сведения, которые необходимо знать геологам, использующим радиологические методы в своей работе. Так как для датирования позднекрейцбергских и особенно четвертичных образований используются существенно иные методы, в том числе и радиологические, в т. III также выделена общая часть, где кратко описаны эти методы и рассмотрены некоторые общие вопросы, специфичные только для данного отрезка геологической истории.

Главную часть всех томов составляют очерки геохронологической изученности отдельных крупных регионов. В очерках в рамках рассматриваемых этапов геологической истории (докембрийского, фанерозойского и новейшего) приводится на современной геологической основе весь имеющийся геохронологический материал, по возможности обобщенный и критически осмысленный. Все необходимые ссылки на публикации конкретных анализов и геологические работы общего характера даны в списках литературы отдельно для каждого тома.

Заключительная часть каждого тома посвящена вопросам межрегиональной корреляции геологических образований и процессов в пределах соответствующего отрезка геологического времени. Здесь же делается попытка проверить степень синхронности геологических событий (регионального метаморфизма, этапов магматизма, ультраметаморфизма, оледенений и т. д.) и обсуждаются новые геохронологические материалы, способствующие дальнейшему совершенствованию и детализации геохронологической шкалы докембрия, фанерозоя и четвертичного периода.

Особое внимание обращено на датирование стратиграфических и геологических рубежей как основы геохронологической шкалы, отражающей периодизацию геологической истории.

Районирование территории Советского Союза проведено в соответствии с принятым в «Геологии СССР», а индексация геологических образований введена та же, что используется при составлении государственных геологических карт.

Исходным геологическим материалом при составлении региональных геохронологических очерков служили унифицированные и рабочие стратиграфические схемы, утвержденные Межведомственным стратиграфическим комитетом, и схемы магматизма, утвержденные на региональных совещаниях Секции региональной петрографии Межведомственного петрографического комитета. Лишь в некоторых очерках авторы руководствуются своими схемами или дополняют утвержденные схемы новыми материалами, что везде специально оговаривается.

Геохронологической основой для написания большинства региональных очерков томов I и II помимо многочисленных статей различных авторов служили «Каталоги определений возраста горных пород СССР радиологическими методами», созданные во ВСЕГЕИ для отдельных крупных регионов при активном участии большинства геохронологических лабораторий страны. В каталогах представлен и систематизирован огромный геохронологический материал, в том числе и многие тысячи еще не опубликованных анализов.

В процессе написания монографии «Геохронология СССР» ее авторы и особенно редакторы встретились со многими трудностями, из которых не все удалось преодолеть. Сам предмет геохронологии (ядерной, или изотопной) как новое направление современной геохимии еще не сформулирован, а задачи его недостаточно точно определены. К сожалению, с самого начала своего возникновения геохронология получила весьма неудачное определение «абсолютной». Не случайно поэтому многие геологи, особенно специалисты в области четвертичной геологии, отождествляют ее с относительной геохронологией, являющейся частью стратиграфии. Некоторые геологи и даже сами радиологи сужают задачи ядерной геохронологии, считая это понятие синонимом геохронометрии, призванной выполнять лишь чисто служебные функции. Существует большая разноречивость и в геохронологической терминологии (например, абсолютный, радиологический, радиометрический, физический, изотопный возраст и т. д.).

Общетеоретические и методологические вопросы, касающиеся определения целей и задач геохронологии, ее места среди наук о Земле, а также вопросы терминологии целиком и полностью находятся в компетенции Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР и МСК. Поэтому, хотя уже пришло время для их широкого обсуждения и упорядочения, в настоящей монографии эти вопросы затрагиваются в той или иной мере лишь в порядке дискуссии и несколько более детально обсуждаются во введении к т. III.

Редакторы пытались по мере возможности унифицировать терминологию, что оказалось необходимым из-за того, что в работе принимало участие большое количество авторов, каждый из которых придерживается своей терминологии.

Несмотря, однако, на все эти неизбежные для столь крупной коллективной работы недостатки, монография «Геохронология СССР», несомненно, окажется полезным справочным пособием для геологов различного профиля, использующих в своей повседневной работе данные радиологических методов датирования.

Итоги огромной проделанной работы по геохронологическому изучению территории СССР, обобщенные в монографии, будут способствовать постановке новых детальных геохронологических исследований, которые должны быть направлены не только на изучение одной лишь возрастной последовательности конкретных геологических событий. Конечной целью геохронологических исследований должна стать реконструкция истории земной коры на огромной территории СССР с выявлением новых пространственно-временных закономерностей развития процессов магматизма, метаморфизма, тектоно-магматической активизации и рудообразования.

Редколлегия пользуется возможностью выразить свою благодарность Н. К. Коваленко (трест Киевгеология), Л. Б. Копыльской (Воронежская ГРЭ ГУЦР), С. И. Тарасевич (Иркутское ГУ), В. М. Комаровой (ВАГТ) и другим, которые, не будучи авторами региональных очерков, прислали во ВСЕГЕИ для обобщения в т. I настоящей монографии свои новые, еще не опубликованные анализы.

ВВЕДЕНИЕ

Изотопная (или ядерная) геохронология — еще сравнительно молодая отрасль геологического знания. В СССР большое развитие она получила уже после окончания Великой Отечественной войны, особенно в связи с разработкой Э. К. Герлингом аргонового метода определения возраста минералов и горных пород. Как известно, калийсодержащие минералы (слюды, амфиболы, глаукоциты, калиевый полевой шпат и др.) весьма широко распространены в природе, и отбор их для эксперимента не составляет особого труда. Вследствие этого многочисленные существующие в настоящее время геохронологические лаборатории используют преимущественно аргоновый метод и в значительно меньшей мере свинцовый и стронциевый.

Первоначально исследователям представлялось, что с развитием геохронологических работ можно будет более или менее точно датировать известную последовательность подразделений докембрия и фанерозоя и их продолжительность, а также провести синхронизацию основных этапов развития отдельных регионов или отдельных блоков земной коры, установить длительность тектоно-магматических циклов и формирования отдельных магматических комплексов и датировать многие другие события в истории развития земной коры.

Особенный интерес представляло применение к различным образованиям докембрия метода радиологического датирования для установления их возрастной последовательности и возраста наиболее древних в земной коре образований и, наконец, для выяснения вопроса о том, существует ли временной разрыв между концом докембрия и началом фанерозоя и, если существует, то как он велик и чем он занят в истории земной коры. Возможность решения всех этих вопросов, казалось, открывало развитие новой геологической дисциплины — ядерной геохронологии.

Однако на деле все оказалось гораздо сложнее, и нередко полученные значения возраста резко противоречат имеющимся геологическим данным. Перед исследователями, работающими в области геохронологии, стояла большая задача не только разработки методов, в том числе и оценки применимости для датировки определенных минералов, не только проверки и взаимного контроля экспериментов, но также и научно обоснованной интерпретации получаемых данных и особенно тех, которые показывают существенные расхождения с геологическими представлениями.

Серьезные методические исследования в области совершенствования радиологических методов и интерпретации значений возраста, применение комплекса радиологических методов и разработка изохронных вариантов стронциевого и свинцового методов позволили в последние годы в значительной мере устранить существующие пробелы в геохронологическом изучении докембрия.

Предлагаемый вниманию читателей т. I монографии «Геохронология СССР» посвящен итогам геохронологического изучения докембрийских образований территории Советского Союза.

В первой части тома рассматриваются основы главнейших радиологических методов датирования геологических образований (аргонового, стронциевого и свинцового), обсуждается их геохимическая специфика и дается анализ надежности значений возраста, получаемых тем или иным методом для различных минералов и пород. Глава, посвященная вопросам интерпретации данных радиологических методов, носит в известной мере дискуссионный характер, так как затронутые в ней вопросы различными исследователями решаются по-разному.

Вторая — наибольшая по объему — часть тома содержит основной геохронологический материал. В ней дается краткая сводка результатов геохронологического изучения докембрия всей территории СССР. Весь собранный и в той или иной степени интерпретированный фактический материал вошел в очерки геохронологической изученности отдельных регионов, описание которых приведено с запада на восток. Объем очерков, насыщенность их материалом и информативность весьма различны, что зависит от многих и разных причин: от степени проявления в регионе докембрийских образований, их сохранности, доступности исследованию, потребности в их изучении (в связи с проявлением полезных ископаемых), а также от наличия в геологическом учреждении региона собственной геохронологической лаборатории. Собранный материал отражает достижения отечественной геохронологии за последние 20 лет, он же позволяет усмотреть и несомненные недостатки в этой области.

Кроме географического размещения описываемых регионов учитывается их связь с двумя очень крупными древними (эпипаннотерозойскими) платформами — Русской, или Восточно-Европейской, и Сибирской. Как давно известно специалистам по докембрию, платформы, их щиты и другие выступы фундамента представляют собой особенно благоприятные для изучения докембрия участки земной коры. Это выявляется совершенно отчетливо из совокупности региональных очерков, которые можно считать геохронологией докембрия Русской и Сибирской платформ и прилегающих к ним регионов. Это, так сказать, геотектонический принцип размещения материала по геохронологии докембрия.

Другой принцип изложения и обсуждения результатов исследования — хроностратиграфический. Применение его встречает значительные трудности в складчатом и более или менее глубоко метаморфизованном раннем докембрие, т. е. фундаменте платформ, где, как это видно из региональных очерков, даже специалистам, хорошо знающим регион, не всегда удается отличить архей от раннего протерозоя и провести между ними возрастную границу. Хроностратиграфический принцип имеет особенно большое значение для изучения позднего протерозоя, когда начинается накопление чехла платформ в виде горизонтальных или почти горизонтальных толщ однообразного состава на огромных пространствах и подчиненных им магматических проявлений характерных платформенных формаций.

Очерки написаны геологами — специалистами по изучению докембрия соответствующих регионов. Они основаны на современных представлениях о геологическом возрасте и возрастных соотношениях горных пород, слагающих регион, и критическом рассмотрении имеющихся для них датировок. В случае несоответствия радиологических данных геологическим авторами делаются попытки выяснить причины этого несоответствия и оценить степень надежности тех и других. К этому необходимо добавить, что среди геологических данных следует различать: 1) доказанные и 2) принятые предположительно. С первыми необходимо считаться, и несоответствие с ними результатов определения возраста должно получить свою интерпретацию. Вторые подлежат проверке, пересмотру с геологических позиций и изменению их в сторону, указываемую радиологами, но только в тех случаях, когда последние считают полученные датировки надежными. В качестве примера вторых соотношений можно привести проблему возраста гранита рапакиви Балтийского щита, определенного Э. К. Герлингом в 1620—1640 млн. лет. А. А. Полканов долго не соглашался с таким древним возрастом, так как этот гранит всегда считался одной из самых молодых пород кристаллических массивов докембрия. Впоследствии, когда было накоплено большое количество датировок для пород докембрия и стала вырисовываться геохронологическая шкала докембрия, рапакиви именно с таким возрастом занял в ней свое законное место в конце среднего протерозоя.

Третья часть тома посвящена вопросам межрегиональной корреляции образований раннего и позднего докембрия и проблеме уточнения геохронологической шкалы докембрия.

Анализ большого количества накопленных геохронологических данных позволил советским ученым составить общую геохронологическую шкалу [64], которая была утверждена Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР и представлена на XXII сессию Международного геологического конгресса в Индии. Это было большим достижением советских геохронологов, хотя в шкале для докембрия приведены только главные подразделения, т. е. архей и трехчленный протерозой и совершенно не охарактеризовано возрастными рубежами дальнейшее подразделение позднего протерозоя. Этот недостаток в 1966 г. был компенсирован специальной шкалой докембрия, опубликованной М. А. Семихатовым [339] в виде хроностратиграфических подразделений, где верхний протерозой показан состоящим из трех отделов рифея и самого молодого подразделения, переходного к палеозою, — венда.

Согласно шкале 1964 г. границей архея и протерозоя принят возраст 2600 ± 100 млн. лет; протерозоя и кембрия — 570 ± 20 млн. лет. Возрастной интервал между этими двумя крайними значениями, соответствующий протерозою, составляет 2000 млн. лет. Внутри протерозоя выделены ранний, средний и поздний протерозой с рубежами между ранним и средним 1900 ± 100 млн. лет, между средним и поздним 1600 ± 50 млн. лет. Поздний протерозой охватывает время накопления осадков рифея и венда, причем венд имеет небольшой возрастной интервал в промежутке от 650 до 570 млн. лет. По шкале М. А. Семихатова [339] рифей в свою очередь разделяется на ранний (I), начинающийся с 1600 ± 50 млн. лет, средний (II) — с 1350 ± 50 млн. лет и поздний (III) — с 950 ± 50 млн. лет. Возрастной рубеж 650 ± 50 млн. лет — начало накопления отложений венда.

Все указанные данные приведены в статьях С. В. Обручева [257], М. А. Семихатова [339], Б. М. Келлера [142], Б. С. Соколова [357], Л. И. Салопа [335] и других авторов, где дается также геологическая интерпретация.

Образования древнее 2600—2700 млн. лет относятся к архею, причем большинство исследователей архей не подразделяют, другие же выделяют ранний (нижний, или катархей) и поздний (верхний) архей. Некоторые исследователи, например С. В. Обручев, считают верхний архей и нижний протерозой одновременными образованиями.

Кратко изложены здесь представления показывающие, что за последние 15—20 лет создано значительное обоснование хроностратиграфического расчленения докембрия, а рекомендации по унифицированию схем облегчают сопоставление последних и корреляцию докембрия не только для отдельных регионов, но и межконтинентально, т. е. в общепланетарном масштабе.

Для советских геологов постановление МСР СССР [66], которым в стратиграфической шкале докембрия выделяется два главных подразделения — архей и протерозой, является обязательным. Поэтому изменение некоторыми авторами названий уже установленных подразделений (например, протозой вместо протерозой, эпипротозой вместо венд и т. д. у Л. И. Салопа), а также употребление обозначений «докембрий I, II, ..., V» с постепенным перемещением докембрия I вниз по шкале надо считать неудачными и весьма нежелательными, поскольку они вносят путаницу и затруднения в корреляцию.

Многие исследователи, в том числе и некоторые авторы региональных очерков настоящего тома монографии, употребляют термины ранний и поздний докембрий; первый охватывает архей и ранний и средний протерозой, второй объединяет время от конца среднего протерозоя по венд

включительно. Эти обозначения вполне допустимы, диктуются геологическими данными и в настоящей монографии нами сохраняются.

Значительная региональная изученность докембрия СССР (особенно Балтийского и Алданского щитов и Украинского кристаллического массива) создала возможность подойти к корреляции отдельных подразделений его на более широких пространствах, так сказать межрегионально. Первая попытка такой корреляции и синхронизации дается в третьей части настоящего тома. Здесь необходимо подчеркнуть, что для позднего докембрия за последнее десятилетие разработан биостратиграфический метод (по микрофоссилиям), который в комплексе с радиологическими исследованиями дает возможность дальнейшего подразделения позднего докембрия (рифей) на ранний, средний и поздний рифей и венд. Такими методами исследователи раннего докембрия не располагают, поэтому корреляция раннего докембрия до сих пор является трудной задачей, особенно в связи с тем, что далеко не все датировки, полученные радиологическими методами (особенно аргоновым), надежны и отражают истинный возраст изучаемых пород.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОБЩИЕ
ВОПРОСЫ
ГЕОХРОНОЛОГИИ

Глава 1

РАДИОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ
ВОЗРАСТА МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

В настоящее время известно немало обзорных работ, дающих достаточно разностороннее представление о радиологических методах определения возраста. К числу их в первую очередь следует отнести монографии И. Е. Старика [64], Э. К. Герлинга [10], М. М. Рубинштейна [55], Е. И. Гамильтона [9], а также ряд тематических сборников [104]. Обширная литература по этому вопросу позволяет, таким образом, лишь в краткой форме остановиться на специфических особенностях этих методов и тех экспериментальных возможностях, которыми в настоящее время располагают радиологи при датировании разнообразных геологических объектов, а также рассмотреть те основные проблемы, с которыми связано успешное использование этих методов в геологии.

Радиологические методы определения возраста основаны на следующих закономерностях радиоактивного превращения природных элементов.

1. Радиоактивный распад протекает с постоянной скоростью, специфичной для каждого элемента.

2. Распад радиоактивных (материнских) элементов сопровождается накоплением стабильных продуктов распада — дочерних элементов.

3. Количество образующихся продуктов распада равно числу распавшихся атомов материнского элемента, и накопление их во времени подчиняется закону

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t},$$

откуда

$$N_0 - N_t = N_0 (1 - e^{-\lambda t})$$

или

$$N_0 - N_t = N_t (e^{\lambda t} - 1),$$

где N_0 — первоначальное количество атомов радиоактивного элемента; N_t — количество нераспавшихся атомов к моменту времени t ; λ —

константа распада, соответствующая вероятности распада атома данного элемента в единицу времени.

Таким образом, соотношение дочерних и материнских элементов в системе, содержащей соответствующий радиоактивный элемент M , может служить мерой времени t , в течение которого происходил процесс накопления стабильного продукта распада D :

$$\frac{D}{M} = e^{\lambda t} - 1,$$

откуда

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{D}{M} + 1 \right).$$

Содержание радиоактивных элементов и продуктов их распада в породах и минералах характеризует возраст или время образования последних в том случае, если соблюдаются следующие условия:

1) константа распада соответствующего элемента известна с достаточной точностью;

2) количество материнского и дочернего элементов может быть точно измерено;

3) элемент, образующийся в результате схемы распада, по которой определяется возраст, не содержался в анализируемых породах и минералах в момент их образования, или количество его может быть учтено при анализе;

4) исследуемый геологический объект (порода или минерал) с момента образования оставался закрытой химической системой по отношению к элементам, по которым определяется его возраст.

Из большого числа долгоживущих радиоактивных изотопов для датирования геологических образований наиболее широко используется радиоактивность калия, рубидия, урана и тория. На основе радиоактивного превращения этих элементов разработаны аргоновый, стронциевый и свинцовый методы определения возраста (табл. 1).

Приведенные в табл. 1 константы распада урана и тория являются общепринятыми и определены с точностью 0,3% для U^{238} , 2% для U^{235} и около 5% для Th^{232} . Для калия и рубидия за рубежом принимаются другие значения констант: $\lambda_K = 0,585 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$; $\lambda_{Rb} = 1,47 \cdot 10^{-11}$ год $^{-1}$. Точность определения констант калия и рубидия обсуждается в главах, посвященных соответствующим методам определения возраста.

ТАБЛИЦА 1

Радиоактивные элементы, применяемые для датирования геологических образований

Элемент	Радиоактивный изотоп	Стабильный элемент, образующийся при радиоактивном распаде	Константа распада λ , год $^{-1}$	Название метода
Калий	K ⁴⁰	Ar ⁴⁰	$\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10}$	Аргоновый
		Ca ⁴⁰	$\lambda_B = 4,72 \cdot 10^{-10}$	
Рубидий	Rb ⁸⁷	Sr ⁸⁷	$1,39 \cdot 10^{-11}$	Стронциевый
Уран	U ²³⁸	Pb ²⁰⁶	$1,53 \cdot 10^{-10}$	Свинцовый
	U ²³⁵	Pb ²⁰⁷	$9,72 \cdot 10^{-10}$	
Торий	Th ²³²	Pb ²⁰⁸	$4,88 \cdot 10^{-11}$	

АРГОНОВЫЙ МЕТОД

Радиоактивность калия была обнаружена еще в 1906 г., но только в конце 30-х годов удалось установить, что радиоактивным является наименее распространенный изотоп калия K^{40} . И наконец, лишь в конце 40-х годов было экспериментально подтверждено накопление радиогенного аргона в калийсодержащих минералах, что и послужило основанием для развития аргонового метода. Период полураспада калия с превращением его в аргон равен около $1,3 \cdot 10^9$ лет, т. е. очень удобен для определения возраста во всем интервале геологического времени.

Повсеместная распространенность калия в природе делает метод принципиально применимым для любого геологического объекта. Вполне очевидные достоинства метода привлекли к нему внимание широкого круга исследователей, что способствовало быстрому и успешному его развитию.

Определение возраста аргоновым методом экспериментально сводится к определению содержания соответствующих изотопов калия и аргона в анализируемом образце. Скорость радиоактивного превращения калия при этом предполагается точно установленной. Расчет возраста производится по формуле

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

где Ar^{40}/K^{40} — соотношение изотопов калия и аргона в анализируемом образце; λ и λ_K — константы распада K^{40} : суммарная и K-захвата соответственно*.

Константы распада. Определение констант распада K^{40} сопряжено с немалыми экспериментальными трудностями и на протяжении многих лет привлекает к себе внимание исследователей. Однако и в настоящее время эту задачу нельзя считать окончательно решенной. По самым оптимистическим оценкам точность определения констант распада K^{40} не лучше $\pm 2,5\%$. Различные методы определения констант и полученные при этом значения критически рассмотрены в ряде статей [56, 80, 92], и мы на этом останавливаться не будем.

Значения констант β -распада и K-захвата для K^{40} , принятые в настоящее время для расчета возраста, приведены в табл. 1. Как видно из табл. 1, значение константы K-захвата λ_K , принятое в СССР, примерно на 5% отличается от используемого в расчетах большинства зарубежных исследователей. Эта разница в значениях константы соответственно сказывается и на величине вычисляемого возраста. В наибольшей степени неточность константы λ_K сказывается при расчете возраста молодых образований. Вследствие этого возраст, вычисленный по константе, принятой в СССР, для посткембрийских образований оказывается примерно на 3—5% древнее, рассчитанного по зарубежной константе.

Однако при использовании в расчетах одних и тех же значений констант отмеченная неопределенность в их величине вносит систематическую погрешность и не является серьезным препятствием для сопоставления данных, полученных только аргоновым методом. При сопоставлении же возрастов, полученных разными радиологическими методами, эта систематическая ошибка в аргоновых данных, если ее не учесть, может сказаться на правильности сделанных выводов. Так, например, отклонение значений возраста, установленных аргоновым методом, от данных другого метода (свинцового или стронциевого), если оно не превышает 5%, не может расцениваться как действительная разница в возрасте анализируемых объектов.

* K^{40} распадается по двойной схеме: β -распад и K-захват. Ar^{40} образуется в результате K-захвата, но убыль K^{40} во времени характеризуется суммарной константой $\lambda = \lambda_\beta + \lambda_K$.

Определение отношения Ar^{40}/K^{40} . Методы и аппаратура, используемые для анализа пород и минералов с целью датирования их аргоновым методом, в известной мере специфичны. Подробное описание их можно найти как в специальных статьях и руководствах, так и в целом ряде обзорных работ [9, 10, 64].

Определение калия. Природная распространенность изотопа K^{40} (0,0119 ат. %) установлена достаточно надежно. В пределах точности измерения не наблюдается вариаций в изотопном составе калия для природных образований разного возраста и состава. Это позволяет при определении K^{40} ограничиваться установлением общего содержания калия в анализируемых породах и минералах.

Для определения калия в геохронологических целях используются различные методы. Одни из них основаны на выделении калия в виде труднорастворимых соединений (перхлоратный, тетрафенилборатный), другие — на особенностях его физических свойств (методы фотометрии пламени, изотопного разбавления и др.).

Описание применяемых методов и сравнительному анализу их точности посвящен ряд публикаций [45, 71 и др.].

В настоящее время в большинстве геохронологических лабораторий для определения калия используется метод фотометрии пламени, обладающий высокой чувствительностью и избирательностью и благодаря этому позволяющий измерять калий в широком диапазоне его концентраций. Наиболее высокая точность анализа характерна для определений калия при содержании его в образце от 10 до 1%. Погрешность

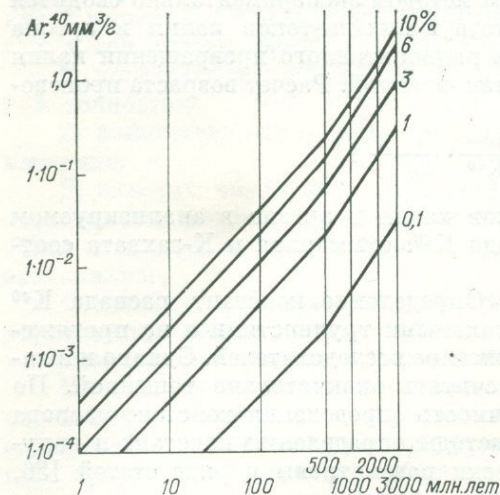


Рис. 1. Накопление радиогенного аргона в образцах с различным содержанием калия.

определения при этом в среднем составляет около 1% (относительных). С уменьшением содержания калия точность его вычисления резко падает. В связи с этим установление возраста пород, в которых калий содержится в количестве 0,1% и менее, может сопровождаться большими погрешностями, если не уделить особого внимания точному определению калия.

Определение аргона. Скорость образования радиогенного аргона (Ar^{40}) при распаде K^{40} такова, что в 1 г биотита (содержание калия $\approx 6\%$) за 1 млн. лет его накапливается $4 \cdot 10^{-10}$ г, или $0,0002$ мм³. Чем меньше содержание калия в образце, тем меньше радиогенного аргона образуется в нем за единицу времени. Рис. 1 дает наглядное представление о количестве радиогенного аргона в образцах с различным содержанием калия в зависимости от их возраста.

Современные методы определения аргона в породах и минералах связаны с использованием сложной аппаратуры и различаются главным образом по способу его измерения. С подробным описанием применяемых методов анализа и аппаратуры можно познакомиться в многочисленных публикациях, посвященных этим вопросам, а также в ряде обзорных работ [9, 10, 64]. В большинстве отечественных лабораторий используется объемный метод измерения аргона с последующим изотопным анализом выделенного аргона, лишь в некоторых лабораториях — метод изотопного разбавления. Объемный метод является абсолютным методом измере-

ния и может рассматриваться как эталонный, однако для практического применения метод изотопного разбавления обладает рядом неоспоримых преимуществ. Одно из существенных преимуществ — более высокая чувствительность, позволяющая расширить диапазон доступных для измерения количеств радиогенного аргона в область очень молодых образований, а также объектов с низким содержанием калия. Высокая чувствительность метода обуславливает принципиальную возможность применения аргонового метода для датирования геологических образований с возрастом в несколько десятков тысяч лет.

Однако с уменьшением содержания радиогенного аргона в анализируемом образце возрастают экспериментальные трудности его точного измерения, ограничивая тем самым реальные возможности метода. Прецизионные измерения аргона, необходимые при датировании образцов моложе 10 млн. лет, связаны с очень высокими требованиями к применяемой аппаратуре и технике эксперимента и в настоящее время доступны не всем лабораториям. Опыт использования аргонового метода для датирования молодых образований, накопленный как советскими, так и зарубежными исследователями, свидетельствует о перспективности этого направления и подробно рассмотрен в т. III настоящей монографии.

558

Одной из причин, влияющих на точность определения радиогенного аргона в образце, является примесь «воздушного (или атмосферного) аргона», поправка на которую вносится по данным изотопного анализа выделенного аргона. Индикатором «загрязнения» воздушным аргоном является Ar^{36} . С увеличением поправки на воздушный аргон, что наиболее характерно для образцов с низким содержанием радиогенного аргона, снижается точность измерения последнего. Для образцов, где эта поправка превышает 50%, ошибка за счет изотопного анализа становится доминирующей, резко возрастая при величине поправки более 80%. В подавляющем большинстве случаев воздушный аргон привносится из вакуумной системы, в которой образец плавится для выделения из него аргона, и изотопный состав его соответствует атмосферному аргону. Не исключены, однако, случаи присутствия в образцах воздушного аргона с иным изотопным составом, что может усугубить ошибку за счет внесения на него поправки. Для образцов, в которых калий является одним из главных составляющих элементов, поправка на воздушный аргон прогрессивно уменьшается с возрастом, так что вопрос об изотопном составе воздушного аргона встает только для образований с исключительно низким содержанием калия или очень молодых. В благоприятных для измерения случаях точность определения аргона в среднем составляет 2—3%, несколько варьируя в зависимости от точности измерительной аппаратуры.

Таким образом, применяемые методы анализа для образцов, содержащих более 1% калия и незначительную примесь воздушного аргона, дают возможность определять отношение Ar^{40}/K^{40} с ошибкой, не превышающей $\pm 3-4\%$; минимальная ошибка ($\pm 3\%$) соответствует следующей погрешности в возрасте: для образцов возрастом 100 млн. лет — $\pm 2,8$ млн. лет (2,8%), для образцов возрастом 2000 млн. лет — ± 38 млн. лет (1,9%).

Краткое рассмотрение точности методов определения аргона и калия позволяет заключить, что современный уровень эксперимента обеспечивает вполне надежное определение соотношения изотопов в геологических объектах, довольно разнообразных как по возрасту, так и содержанию в них калия. Аналитическая точность результатов в каждом конкретном случае легко поддается оценке.

* В атмосфере содержится 0,93 об.% аргона, изотопный состав которого следующий, ат. %: Ar^{36} — 0,337; Ar^{38} — 0,063; Ar^{40} — 99,6.



Роль геохимических факторов в искажении отношения Ar^{40}/K^{40} . Из условий, положенных в основу датирования радиологическими методами, вытекает, что экспериментально установленная величина отношения Ar^{40}/K^{40} характеризует время образования исследуемых геологических объектов только в том случае, если, во-первых, весь измеренный Ar^{40} образовался за счет распада присутствующего в них калия и, во-вторых, за время своего существования они оставались закрытой системой по отношению к аргону и калию, т. е. не происходило привноса или выноса этих элементов. По мере накопления данных по определению возраста разнообразных пород и минералов накапливались факты, свидетельствующие о вероятности искажения отношения Ar^{40}/K^{40} под влиянием некоторых геохимических процессов. Наиболее часто наблюдаемое искажение отношения Ar^{40}/K^{40} связано с частичной утечкой радиогенного аргона, что приводит к получению «омоложенных» значений возраста. Однако наряду с этим известны также случаи аномально высоких значений возраста, что указывает на вероятность присутствия в минералах лишнего или избыточного аргона, генетически не связанного с калием, содержащимся в анализируемых образцах.

Все наблюдаемые случаи искажения отношения Ar^{40}/K^{40} в геологических образованиях являются следствием особых условий их формирования или последующей геологической истории. Изучение причин, способствующих искажению отношения Ar^{40}/K^{40} в породах и минералах, представляет, таким образом, интерес не только в связи с оценкой их возраста, но и для получения дополнительной информации об их геологической истории.

Избыточный аргон. С присутствием избыточного, или постороннего, аргона в природных образованиях исследователи столкнулись, когда начали определять возраст пород и минералов с малым содержанием радиогенного аргона, т. е. когда анализу стали подвергаться либо очень молодые образования, либо образования с низким содержанием калия. Впервые избыточный аргон был обнаружен в берилле [85] и пироксене [96], а затем и в ряде других минералов и пород: хлорите, кордиерите, канкрините, нефелине, ультраосновных породах [17, 19, 26]. В большинстве описанных случаев абсолютное количество избыточного аргона было сравнительно невелико. Но иногда оно превышало в десятки раз количество радиогенного аргона [17]. В последнее время установлены случаи присутствия избыточного аргона даже в биотитах [27].

Посторонний аргон, обнаруженный в различных природных образованиях, в зависимости от его природы и механизма внедрения может быть разделен на: а) унаследованный, б) захваченный, или окклюдированный, из внешней среды, в) образовавшийся в результате иных ядерных превращений.

Унаследованный аргон по своей природе — тот же радиогенный изотоп Ar^{40} , попадающий вместе с ксенолитами калийсодержащих пород и реликтовых минералов в более молодые образования. Этот механизм появления лишнего аргона, надо полагать, имеет существенное значение в основном для молодых образований, для которых даже незначительное загрязнение более древними минералами, сохранившими лишь малую долю ранее накопленного аргона, может заметно исказить отношение Ar^{40}/K^{40} , характеризующее их возраст. Унаследованный аргон, по-видимому, может быть характерен также для некоторых гибридных пород. Величина отношения Ar^{40}/K^{40} в этом случае должна соответствовать некоторому промежуточному значению между возрастом исходной и вновь образованной породы.

Унаследованным, видимо, следует также считать аргон, сохранившийся в породах с дометаморфической их истории, если, например, по отношению Ar^{40}/K^{40} пытаться датировать событие, с которым был связан

наиболее поздний термальный метаморфизм. Отличить унаследованный аргон от накопленного радиогенного практически невозможно, и судить о его присутствии можно только на основании косвенных факторов, сочетающихся в себе геолого-петрологические и радиологические данные.

Присутствие унаследованного аргона в гибридных и полиметаморфических породах тесно переплетается с вопросом сохранности радиогенного аргона в калийсодержащих минералах в условиях большего или меньшего их преобразования. К сожалению, с точки зрения «постороннего» аргона в таких типах пород этот вопрос практически не изучен.

Захват, или импрегнация, аргона из внешней среды в процессе образования минерала или на последующих этапах его геологической истории является наиболее вероятной причиной наличия избыточного аргона в минералах типа берилла, кордиерита и других, обладающих характерной структурой. Опыты по внедрению аргона в такие минералы, как слюды и амфиболы, в лабораторных условиях [18, 31—33] показали, что при нагревании в условиях высокого парциального давления аргона различные минералы (мусковит, биотит, амфибол, пироксен, глаукоцит, оливин) способны захватывать значительное количество аргона. Было установлено следующее.

1. Количество аргона, внедрившегося в минерал, зависит от парциального давления аргона и температуры нагрева.

2. При прочих равных условиях количество внедряющегося в минерал аргона различно для разных минералов.

3. Аргон, внедрившийся в минерал при высокой температуре, прочно удерживается его структурой.

Все лабораторные исследования были выполнены при очень высоких парциальных давлениях аргона (до 5000 ат), которые по имеющимся расчетным и экспериментальным данным [14] представляются маловероятными для природных условий. В связи с этим, свидетельствуя о возможности внедрения избыточного аргона в минералы из внешней среды, лабораторные данные не позволяют оценить масштабы такого процесса в природных условиях.

Судя по тому, что аргоновый метод успешно используется для датирования очень молодых образований (моложе 1 млн. лет), где даже незначительный «аргоновый фон» мог существенно исказить результаты определения возраста, захват аргона породами и минералами из внешней среды — явление достаточно редкое в природе, связанное с особыми условиями их формирования. В связи с этим представляет интерес наличие избыточного аргона в породах из аномальных зон интрузии, расположенной в экранирующей структуре [3]. С такого рода наблюдениями перекликаются данные об избыточном аргоне в биотитах из пород, расположенных в верхнем ярусе структур, подвергшихся термальному метаморфизму [81]. Однако имеющихся данных еще недостаточно для того, чтобы признать описанную геологическую обстановку непременно связанной с присутствием избыточного аргона в породах.

«Захваченный», как и «унаследованный», аргон практически неотличим от радиогенного, чем и затрудняется его обнаружение в анализируемых объектах. Избыточный аргон может быть обнаружен с помощью анализа нескольких когенетических пород или минералов с различным содержанием калия. При наличии избыточного аргона K—Ar изохрона, построенная для таких минералов, пройдет выше нулевой точки координат. В качестве индикатора захваченного минералом аргона отдельные авторы предлагают использовать гелий [84], который в этом случае, так же как и аргон, должен присутствовать в избыточном количестве.

Предположение о наличии иного источника образования Ar^{40} в земной коре, помимо радиоактивного распада K^{40} , было высказано Э. К. Герлингом и его сотрудниками на основании ряда косвенных данных

и в настоящее время не может считаться доказанным. Это предположение основывалось, с одной стороны, на исследовании избыточного аргона в урановых минералах, где избыток Ar^{40} коррелировался с Ar^{38} , безусловно, ядерного происхождения [19, 51]. С другой стороны, основанием служили данные о большом количестве избыточного аргона в некоторых образцах кордиерита и хлорита [17, 48]. В качестве источника Ar^{40} предполагается исчезнувший в настоящее время радиоактивный элемент. Если высказанная гипотеза подтвердится, то избыточный аргон, образовавшийся, в результате распада этого неизвестного элемента, должен быть в наибольшей степени характерен для древних образований.

Несмотря на недостаточную изученность проблемы избыточного аргона и прежде всего той геологической обстановки, которая в наибольшей степени благоприятствует появлению его в породах и минералах, не подлежит сомнению, что при датировании аргоновым методом с этой проблемой сталкиваются намного реже, чем с вопросом сохранности радиогенного аргона. Это, видимо, можно объяснить тем, что появление избыточного или постороннего аргона в породах и минералах связано с особыми и, по всей вероятности, узко локализованными условиями их образования или последующей геологической истории. Несмотря на то, что аргон, генетически не связанный с калием, встречается намного реже, чем другие радиогенные изотопы (стронций и свинец), обнаружить и определить его — задача намного более сложная из-за отсутствия постоянно сопутствующих ему изотопов-индикаторов.

Нарушение замкнутости системы. Искажение величины возрастного отношения Ar^{40}/K^{40} в результате нарушения замкнутости системы в большинстве случаев связано с преимущественной по сравнению с калием миграцией аргона, и поэтому чаще всего приводит к получению «омоложенных» значений возраста. Подвижность аргона и калия в породах и минералах может быть вызвана действием различных геологических факторов и обусловлена следующими основными причинами: 1) прогревом; 2) механическим истиранием; 3) химическим изменением. В природных условиях, видимо, наиболее вероятно сочетание всех этих причин, однако для более отчетливого представления об их роли в искажении величины отношения Ar^{40}/K^{40} рассмотрим отдельно влияние каждой из них.

Влияние температуры на утечку аргона из различных минералов изучалось как в лабораторных условиях [2, 12, 13, 78], так и на основании полевых наблюдений и анализа соответствующего геологического материала [94, 95]. Результаты многочисленных исследований позволили установить, что потеря аргона минералами увеличивается с повышением температуры прогрева, но зависит в большой степени от их кристаллохимических особенностей, а также крупности зерна. Весьма важным направлением этих работ является определение диффузионных параметров аргона, что позволяет не только сопоставлять прочность удержания его различными минералами, но и предсказать те температурные условия, в которых может быть гарантирована сохранность аргона для данной разновидности минералов.

В качестве характеристики прочности удержания аргона в различных минералах была предложена энергия активации его выделения E , определяемая экспериментальным путем [12]. Чем больше значение этой величины, тем меньше вероятность утечки аргона из минерала при данной температуре прогрева. В табл. 2 приведены значения энергии активации для разных минералов по данным лаборатории ИГГД АН СССР. Из данных табл. 2 видно, что величина энергии активации достаточно велика для всех минералов и свидетельствует о большой прочности удержания аргона их кристаллическими структурами. Несмотря на некоторые вариации, эта величина является своеобразной характеристикой термической устойчивости отдельных минералов. Как видно из табл. 2, четко

прослеживается тенденция увеличения энергии активации от биотита к пироксену (в порядке перечисления минералов в таблице). Эта тенденция находит отражение и в результатах определения возраста: плохая сохранность аргона в биотитах обнаруживается чаще, чем, например, в амфиболах.

ТАБЛИЦА 2
Устойчивость некоторых минералов при нагревании *

Минерал	Энергия активации E , кал/г-атом Ar^{40}	Температура t , °С, гарантирующая сохранность 99% Ar^{40} при нагревании минерала в течение 100 млн. лет
Биотит	36 000	208
»	48 000	263
Мусковит	92 000	440
Рибекит	110 000	470
Амфибол	135 000	510
»	172 000	570
Паргасит	200 000	670
Пироксен	200 000	670

* Таблица полностью заимствована из работы Э. К. Герлинга и И. М. Морозовой [14].

Следует отметить, что для ряда минералов наблюдалась сложная картина выделения аргона, свидетельствующая о нескольких энергетических положениях его в кристаллической структуре минерала. Например, для микроклин-пертита было установлено до пяти «положений» аргона с различной энергией активации его выделения [13]. При этом на долю «легковывделяемого» аргона, энергия активации которого ниже, чем у биотита, приходилось около 20% от общего количества его в образце. Остальная часть аргона выделялась при температуре выше 900°С с энергией активации 99 000—130 000 кал/г-атом, т. е. удерживалась микроклином с большей прочностью, чем слюдами.

Из экспериментальных данных, таким образом, вытекает, что относительная сохранность аргона в разных минералах может меняться при переходе от условий низкотемпературного прогрева к высокотемпературному. Так, часто наблюдаемое в природе «омоложение» калиевых полевых шпатов по сравнению со слюдами и другими минералами, связанное с большей потерей ими аргона, является, видимо, следствием низкотемпературного прогрева минералов. Обратная же картина, свидетельствующая о преимущественной утечке аргона из биотита по сравнению с калиевым полевым шпатом [46], должна быть характерна для миграции аргона в условиях высокотемпературного прогрева пород.

Выводы относительно термической устойчивости минералов, вытекающие из лабораторных исследований, блестяще подтвердились при изучении влияния молодой интрузии на возраст минералов из древних вмещающих толщ, взятых на разном удалении от контакта, т. е. испытавших различный прогрев [94, 95]. В соответствии с имеющимися данными минералы, применяемые для датирования аргоновым методом, можно расположить в такой последовательности в порядке убывания прочности удержания ими аргона (температура прогрева не выше 300°С): роговая обманка > мусковит > биотит > флогопит > санидин > микроклин > глауконит; температура прогрева выше 500°С — роговая обманка > мусковит > санидин > ортоклаз > биотит и флогопит > глауконит.

Как показали исследования, температурные потери аргона минералами подчиняются основным законам диффузии и в конечном итоге зависят от температуры и длительности прогрева. Определение диффузионных характеристик аргона, таким образом, дает возможность подойти к оценке тех критических температур, с которыми связана подвижность аргона в природных условиях. Однако картина диффузионных потерь аргона довольно сложна и не всегда вписывается в простейшую физическую модель. Это тем более справедливо для диффузии его в природных условиях. В связи с этим можно говорить лишь о некотором приближении процесса выделения аргона к идеальной модели диффузии, а следовательно, только о приближенной оценке соответствующих параметров и граничных условий этого процесса. Несмотря на приближенный характер, расчеты, выполненные рядом исследователей, представляют несомненный интерес для практического использования данных аргонового метода.

Исходя из экспериментальных данных о термальной диффузии аргона из минералов, исследователи пришли к единодушному заключению, что температурные условия, характерные для приповерхностных зон земной коры ($\sim 20^\circ \text{C}$), не могут вызвать сколько-нибудь заметных потерь аргона минералами в течение всего геологического времени. Что касается оценки высокотемпературных потерь аргона, то здесь не наблюдается столь же однозначных оценок. По расчетам, выполненным в лаборатории ИГГД АН СССР [16], те максимальные температуры, при которых в течение 1000 млн. лет потери аргона еще пренебрежимо малы, составляют для биотита $200\text{--}260^\circ \text{C}$, а для амфибола доходят почти до 600°C (табл. 2).

Несколько отличается оценка термической устойчивости этих же минералов у П. Е. Дамона [84]. Используя в своих расчетах данные Дж. Ф. Эверидена с соавторами [78] по диффузии аргона из флогопита, П. Е. Дамон приходит к заключению, что при температуре 230°C в течение 0,5 млн. лет биотит потеряет аргон практически полностью, а при 500°C за это же время полная потеря аргона будет характерна для всех минералов, применяемых для определения возраста аргоновым методом. Увязывая эти температурные оценки с определенной фацией метаморфизма, П. Е. Дамон дает следующую картину поведения аргона в природных условиях:

1) диагенез, происходящий при температуре ниже 100°C в течение около 50 млн. лет, должен вызвать утечку аргона из биотита в количестве менее 10%, но не вызовет утечки аргона из роговой обманки;

2) слабый метаморфизм при температуре $100\text{--}150^\circ \text{C}$ в течение 50 млн. лет должен привести к потере от 10 до 90% аргона из биотита и менее 10% из роговой обманки;

3) высокая степень метаморфизма (температура более 500°C) продолжительностью около 0,5 млн. лет приведет к полной потере аргона всеми минералами.

Принятая в этих расчетах величина энергии активации аргона для биотита 28 000 кал/г-атом является минимальной из известных для нее определений [5, 12, 94]. В связи с этим и выводы автора, свидетельствующие о большой подвижности аргона в условиях термального метаморфизма, по-видимому, несколько преувеличены.

Интересным дополнением к исследованиям кинетики выделения аргона из минералов в лабораторных условиях являются данные о диффузионных свойствах аргона в контактовой зоне. Влияние термального метаморфизма на возраст минералов был исследован для двух разных контактовых зон: гнейсов и сланцев формации Айдахо Спрингс вблизи внедрившегося в них штока Эльдора [95] и гранитоидов штока Сноубенк вблизи секущего их габбро (шток Дулут) [94].

Анализ полевых материалов показал, что по мере приближения к контакту увеличивается доля аргона, теряемого минералами вмещающих пород. Температура прогрева вмещающих пород на разном расстоянии от контакта оценивалась исходя из той или иной модели теплового потока, принятой авторами для рассматриваемой геологической ситуации.

Исследования, проведенные на этих двух территориях, в общих чертах сходны. Нет принципиального различия и в результатах, подтверждающих общие закономерности термальной диффузии аргона из минералов, установленные в лабораторных условиях. Однако обращает на себя внимание тот факт, что диффузионные характеристики аргона, рассчитанные авторами для однотипных минералов из разных зон, заметно различны. Величина энергии активации при выделении из биотита на территории вблизи штока Эльдора составляет около 30 000, а вблизи габбро Дулут — не менее 50 000—75 000 кал/г-атом.

Основное различие принятой модели термального метаморфизма рассмотренных зон состояло в том, что предполагаемый максимальный температурный градиент вблизи штока Эльдора был больше, чем вблизи габбро Дулут. В связи с этим потеря аргона биотитом из первой зоны рассматривалась в интервале температур 500—150° С, в то время как во второй — в интервале 500—350° С. Наблюдаемая неопределенность в оценке диффузионных параметров аргона как на основании рассмотренных полевых наблюдений, так и в результате лабораторных исследований, видимо, связана главным образом с условностью некоторых допущений, положенных в основу их расчета. Это лишний раз подчеркивает сложность механизма утечки аргона из минералов и возможную связь с особенностями окружающей геологической обстановки: с химизмом вмещающих пород, относительной разницей в температуре образования и последующего термального метаморфизма и т. д.

При использовании аргонового метода для датирования геологических образований немаловажное значение имеет то обстоятельство, что утечка аргона из минералов при термальном метаморфизме низкой степени (ниже 400° С) не сопровождается видимыми минералогическими и структурными изменениями в породе. В связи с этим петрографическое изучение пород далеко не всегда помогает выявлению причин, с которыми было связано нарушение возрастного соотношения Ar^{40}/K^{40} , равно как и самого факта такого нарушения.

Важным выводом, вытекающим из всех проведенных исследований, является большое различие в диффузионных свойствах аргона, присущих различным минералам. Это позволяет оценивать достоверность полученных датировок на основании анализа двух или более минералов одной и той же породы. Хорошее совпадение результатов — обязательное (хотя еще и не достаточное) условие достоверности полученного значения возраста, а дискордантность, напротив, свидетельствует об его искажении вследствие утечки аргона.

Наблюдаемые расхождения в величине Ar^{40}/K^{40} позволяют судить об условиях термального метаморфизма, которому подверглась порода. Реконструкция термальной истории пород на основании определения величины Ar^{40}/K^{40} и диффузионных параметров этих же минералов является новым и весьма перспективным направлением использования аргонового метода [24, 37].

Данные, полученные для контактовых зон, а также некоторые другие наблюдения [46] дают возможность заключить, что «сухой» термальный метаморфизм не вызывает подвижности калия. Таким образом, в условиях термального метаморфизма искажение величины Ar^{40}/K^{40} происходит только за счет утечки из минералов аргона в соответствии с характерной для каждого из них устойчивостью при данных условиях.

О влиянии механического разрушения минералов на утечку из них аргона можно судить лишь на основании немногочисленных экспериментальных работ. Наибольший интерес в этом отношении представляет исследование, проведенное Э. К. Герлингом с соавторами [16]. Ими установлено, что слюды при истирании частично теряют аргон, так как истирание сопровождается нарушением их кристаллической структуры. Кроме того, механическое истирание слюд облегчает выделение из них аргона при нагревании. Это обстоятельство может иметь большое значение, так как в реальной геологической обстановке интенсивное механическое разрушение минералов чаще всего сочетается с повышением температуры. Однако совершенно очевидно, что на сохранности аргона в минерале отражаются лишь такие механические разрушения, которые сопровождаются нарушением его кристаллической структуры. Вероятно, интенсивная механическая деформация пород, характерная, например, для зон милонитизации, может быть причиной частичной потери аргона минералами, однако роль этих процессов в искажении Ar^{40}/K^{40} до сих пор практически не изучена.

Химическое изменение минералов при нормальной температуре в основном связано с процессами выветривания. Влияние этого процесса на результаты определения возраста аргоновым методом связано главным образом с гидратацией и обменом щелочей. Интерес представляет рассмотрение вопроса с точки зрения преимущественного привноса или выноса калия по сравнению с аргоном. В минералах, применяемых для датирования аргоновым методом, где калий является одним из элементов, входящих в структуру минерала, его подвижность, вероятнее всего, должна выявить те или иные нарушения в этой структуре. Отсюда можно допустить, что процесс привноса или выноса калия должен сопровождаться уходом аргона, вследствие чего первоначальное отношение Ar^{40}/K^{40} может либо не изменяться, либо только уменьшаться.

Однако существует и другое мнение по этому вопросу. Допускается возможность преимущественного выноса калия и тем самым вероятность увеличения отношения Ar^{40}/K^{40} для минералов, подвергшихся выветриванию. Это мнение наиболее отчетливо сформулировано в работе Г. Д. Афанасьева с соавторами [63] и основано на результатах анализа ряда слюд, аргоновый возраст которых не совпадал, по мнению авторов, с их геологическим возрастом. Недостаточная обоснованность вывода об «удревнении» аргоновых данных за счет преимущественного выноса калия в процессе гидратации слюд была показана в работе М. М. Рубинштейна [54], подвергнувшего критике позицию вышеназванных авторов относительно геологического возраста анализированных слюд, которая служила основным аргументом в их выводах.

Изучение процесса замещения калия кальцием или магнием и влияние этого процесса на величину отношения Ar^{40}/K^{40} в биотите проводилось в лабораторных условиях [100]. Результаты исследований показали, что замещение до 50% калия не оказывает заметного влияния на величину Ar^{40}/K^{40} , свидетельствуя о пропорциональном выносе калия и аргона. С увеличением количества замещенного калия намечалась тенденция к преимущественному уходу аргона, т. е. к снижению величины Ar^{40}/K^{40} . Вопрос о возможном привносе калия экспериментально проверялся только для глауконитов [44], которые отличаются большой сорбционной способностью. Полученные результаты не подтвердили наличия заметных количеств калия в обменной форме, однако это не снимает вопроса об участии привносимого калия в длительном формировании самого глауконита. Если длительность образования минерала соизмерима с его возрастом, то такой процесс привноса калия может быть причиной «омоложения» глауконита по сравнению с возрастом вмещающих его толщ. Этот процесс, однако, связан с образованием самого минерала и не может быть отождествлен с явлением более позднего их преобразования.

СТРОНЦИЕВЫЙ МЕТОД

Стронциевый метод определения возраста основан на накоплении радиогенного стронция Sr_p^{87} в рубидийсодержащих породах и минералах. В отличие от калия рубидий не образует собственных минералов, а содержание его в породах примерно в 100—300 раз меньше, чем калия. Стронциевый метод далеко не сразу нашел широкое применение и на начальной стадии развития применялся только к богатым рубидием минералам, где весь стронций целиком или в большей части радиогенный (лепидолит, поллуцит и др.). Развитие масс-спектрометрического метода изотопного разбавления [99] и графического метода обработки получаемых данных [83, 103] обеспечило возможность анализа образцов породы в целом и открыло широкие перспективы для применения стронциевого метода в геологии.

Возраст породы или минерала определяется стронциевым методом по количеству радиогенного стронция Sr_p^{87} , образовавшегося вследствие радиоактивного распада Rb^{87} за время их существования, и рассчитывается по формуле

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\text{Sr}_p^{87}}{\text{Rb}^{87}} + 1 \right).$$

При определении возраста образований моложе 300 млн. лет расчет можно производить по упрощенной формуле

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \frac{\text{Sr}_p^{87}}{\text{Rb}^{87}}.$$

Точность определения константы распада Rb^{87} λ до сих пор остается сравнительно небольшой. Именно этим объясняется тот факт, что в расчетах используются два ее значения: $1,47 \cdot 10^{-11}$ и $1,39 \cdot 10^{-11}$ год⁻¹, подобно тому, как это имеет место и с константой К-захвата для K^{40} . В связи с этим значения возраста, рассчитанные с учетом разных значений констант распада рубидия, будут отличаться примерно на те же 5%, что и принятые константы.

Определение отношения $\text{Sr}_p^{87}/\text{Rb}^{87}$. В настоящее время для определения рубидия и стронция при геохронологических исследованиях используется почти исключительно масс-спектрометрический метод изотопного разбавления. Основы метода и техника его применения подробно освещены в литературе [7, 9]. Преимуществами метода является его высокая чувствительность и точность в определении содержания изотопов рубидия и стронция. Только благодаря разработке и применению метода изотопного разбавления оказалось возможным использовать стронциевый метод для определения возраста широко распространенных в природе пород и породообразующих минералов, содержащих 0,1—0,005% рубидия.

Природный рубидий состоит из двух изотопов: стабильного Rb^{85} (82,15%) и радиоактивного Rb^{87} (27,85%). Распространенность изотопов рубидия в настоящее время в пределах точности измерения считается постоянной в природных образованиях различного геологического возраста и происхождения. В породах различного состава содержание рубидия варьирует в широких пределах (0,02—0,0001%), причем породы кислого ряда характеризуются, как правило, более высокими концентрациями рубидия по сравнению с основными. Из породообразующих минералов более других обогащены рубидием калийсодержащие слюды (биотит, мусковит), где содержание его может достигать 0,1%, а также калийсодержащие минералы пегматитовых жил, где его содержание составляет чаще всего доли процента. Точность определения рубидия методом изотопного разбавления характеризуется ошибкой в среднем $\pm 2\%$. Однако

для образований, где содержание рубидия ниже 0,01%, погрешность его определения заметно возрастает.

Вследствие большого периода полураспада Rb^{87} ($5 \cdot 10^{11}$ лет) накопленные радиогенного стронция за счет его превращения происходит очень медленно. Так, в 1 г биотита с содержанием рубидия 0,1% за 1 млн. лет образуется примерно $4 \cdot 10^{-9}$ г Sr^{87} . В связи с этим стронциевый метод не находит практического применения для датирования молодых образований. Стронций, встречающийся в природе, или так называемый «обычный» стронций* также содержит изотоп с массой 87, что в значительной мере затрудняет определение радиогенного изотопа при загрязнении анализируемых образцов обычным стронцием. Высокая чувствительность метода изотопного разбавления позволяет определять в породах и минералах очень малые содержания радиогенного стронция (10^{-7} — 10^{-8} г/г). Однако по мере уменьшения относительного содержания радиогенного стронция в общем стронции образца погрешность его определения резко возрастает. Это наглядно иллюстрируют данные табл. 3, где рассмотрен гипотетический образец, содержащий $1 \cdot 10^{-6}$ г/г обычного Sr^{87} и $250 \cdot 10^{-6}$ г/г Rb^{87} , доля радиогенного стронция в котором меняется в зависимости от возраста. Точность измерительных операций при этом остается постоянной.

ТАБЛИЦА 3

Ошибки определения радиогенного стронция для образца, содержащего $1 \cdot 10^{-6}$ г/г обычного Sr^{87} и $250 \cdot 10^{-6}$ г/г Rb^{87}

Возраст, млн. лет	Sr^{87} , 10^{-6} г/г	$\frac{Sr^{87}}{Sr^{87}_{общ}} \cdot 100$	Ошибка определения Sr^{87} , %, при определении $Sr^{87}_{общ}$ с ошибкой 1%
6480	25	6	0,04
676	2,5	71	0,4
68	0,25	20	4,0
6,8	0,025	2,2	40

Индикатором обычного стронция в образце служат изотопы с массой 86 и 88, и поправка на примесь нерадиогенного Sr^{87} вносится на основании известного соотношения его с этими изотопами. Однако, как теперь установлено, отношение Sr^{87}/Sr^{86} (или Sr^{87}/Sr^{88}) для обычного стронция не является строго постоянной величиной, что может явиться дополнительным источником ошибок при определении возраста образцов, содержащих примесь обычного стронция.

Графические методы обработки результатов анализа, предложенные В. Компстоном, П. М. Джеффри [83] и Л. О. Николайсеном [103], позволили оценивать величину первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в анализируемых породах и минералах и тем самым применять стронциевый метод для датирования разнообразных пород и минералов.

В конечном итоге возможность определения возраста пород или минералов, содержащих обычный стронций, зависит от возможности точного измерения того смещения в изотопном отношении Sr^{87}/Sr^{86} , которое произошло в них за счет накопления радиогенного изотопа, т. е. разницы между современным и первичным отношением этих изотопов в анализируемом образце. Изменение во времени величины изотопного отно-

* Обычный стронций имеет следующий изотопный состав, ат. %: Sr^{84} — 0,56; Sr^{86} — 9,86; Sr^{87} — 7,02; Sr^{88} — 82,56.

шения Sr^{87}/Sr^{86} за счет накопления радиогенного изотопа описывается уравнением

$$(Sr^{87}/Sr^{86})_{совр} = (Sr^{87}/Sr^{86})_0 + Rb^{87}/Sr^{86}$$

или

$$(Sr^{87}/Sr^{86})_{совр} = (Sr^{87}/Sr^{86})_0 + k (Rb/Sr),$$

где k — коэффициент, учитывающий распространенность изотопов Rb^{87} и Sr^{86} в этих элементах.

Отсюда величина смещения Sr^{87}/Sr^{86} в геологическом объекте зависит не только от его возраста, но и отношения в нем Rb/Sr .

Расчетные данные, приведенные в табл. 4, показывают, как будет меняться величина современного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в образцах разного возраста с различным отношением в них Rb/Sr (первичное отношение Sr^{87}/Sr^{86} принято равным 0,700). Данные табл. 4 наглядно иллюстрируют, как с уменьшением отношения Rb/Sr в анализируемом образце резко падает доля радиогенного стронция, в связи с чем повышаются требования к точности измерения величины Sr^{87}/Sr^{86} . Для образцов, где $Rb/Sr = 1$, смещение в изотопном составе стронция за счет накопления радиогенного изотопа в течение $1 \cdot 10^9$ лет составит всего около 5%. Следовательно, чтобы уверенно обнаружить это смещение, потребуется измерить величину отношения Sr^{87}/Sr^{86} с погрешностью не менее 0,5%. При такой точности измерения уже невозможно обнаружить смещение в образцах с таким же отношением Rb/Sr , но с возрастом в 100 млн. лет, где разница между современным (измеренным) и первичным отношением Sr^{87}/Sr^{86} составит всего около 0,5%, т. е. будет в пределах точности измерения.

ТАБЛИЦА 4
Изменение отношения Sr^{87}/Sr^{86} в зависимости от возраста и отношения Rb/Sr

Rb/Sr	Возраст, млн. лет	$\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}} \cdot \lambda t$	$(Sr^{87}/Sr^{86})_{совр}$
1	10	$4 \cdot 10^{-4}$	0,7004
	100	$4 \cdot 10^{-3}$	0,704
	1000	$4 \cdot 10^{-2}$	0,740
5	10	$2 \cdot 10^{-3}$	0,702
	100	$2 \cdot 10^{-2}$	0,720
	1000	$2 \cdot 10^{-1}$	0,900

Из сказанного следует, что выбор объектов для датирования стронциевым методом в значительной степени зависит от точности изотопного анализа. Во многих зарубежных лабораториях достигнута точность изотопных измерений 0,1%. Данные отечественных лабораторий в настоящее время в этом отношении уступают зарубежным. В связи с этим для датирования стронциевым методом следует считать пригодными образцы, где отношение Rb/Sr не менее 0,5 при возрасте древнее 1000 млн. лет и не менее 5 при возрасте не моложе 100 млн. лет. Для датирования более молодых образований могут быть использованы образцы пород или минералов только с высоким содержанием рубидия (более 0,1%).

Геохимические факторы, влияющие на определение возраста. Исходя из общих положений, на которых основано датирование радиологическими методами, величина отношения Sr^{87}/Rb^{87} , полученная при анализе образца, будет характеризовать его возраст лишь в том случае, когда, во-первых, правильно учтено количество нерадиогенного изотопа Sr^{87} , присутствующего в образце в виде

примеси обычного стронция, и, во-вторых, если исследуемая порода или минерал оставались на протяжении их геологической истории закрытыми системами по отношению к стронцию и рубидию. Выполнение первого условия предполагает, что точно известен первичный изотопный состав стронция, содержащегося в образце, а именно первичное отношение в нем Sr^{87}/Sr^{86} . Выполнение второго условия связано с подвижностью рубидия и стронция в реальной геологической обстановке. Трудность состоит в том, что далеко не всегда исследователь заранее может знать, в какой мере эти условия выполняются для отдельно взятых образцов.

Определение величины первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} . Распространенность стронция в земной коре примерно в 4—5 раз больше, чем рубидия. Различие в геохимических свойствах этих элементов приводит к тому, что накопление одного из них в ходе геологической дифференциации сопровождается уменьшением концентрации другого. Несмотря на это стронций в большем или меньшем количестве содержится

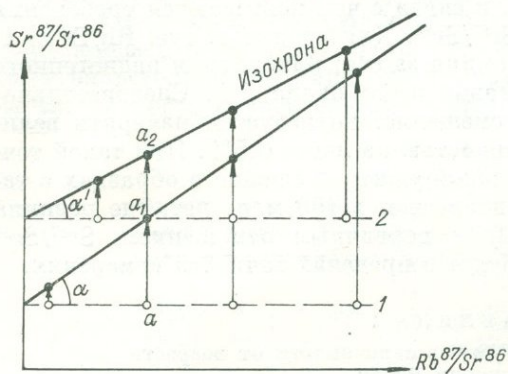


Рис. 2. Эволюция изотопного состава стронция в породе (а) и составляющих ее минералах (a_1 и a_2).

Угол наклона изохроны: α — время образования породы, α' — время метаморфизма.
1 — первичное отношение Sr^{87}/Sr^{86} ; 2 — то же, при повторной гомогенизации.

разований, содержащих стронций. Напротив, распространенность Sr^{87} возрастает во времени вследствие распада Rb^{87} , и средняя величина отношения Sr^{87}/Sr^{86} за геологическое время увеличилась примерно на 2% (от 0,696 до 0,712).

Из-за неравномерного распределения стронция и рубидия в земной коре использование средней величины этого отношения для внесения поправки на нерадиоγενный изотоп Sr^{87} в большинстве случаев неоправданно и при определении возраста образцов, в которых доля радиогенного стронция невелика (меньше 10%), может быть причиной существенных погрешностей. Иногда это отношение можно непосредственно измерить в когенетичных минералах, не содержащих рубидий. Однако из ряда работ можно заключить, что для минералов метаморфизованных пород оно может быть аномально высоким, и поэтому измерением в когенетичных минералах следует пользоваться с большой осторожностью [73, 83].

В настоящее время широко и с успехом используются графические методы обработки результатов анализа, предложенные впервые В. Компстоном, П. М. Джеффри [82] и Л. О. Николайсеном [103]. Основная идея этих методов состоит в рассмотрении трех или более когенетичных образцов пород или минералов с различным отношением Rb/Sr , что позволяет найти общие для них неизвестные — первичное отношение Sr^{87}/Sr^{86} и возраст.

Математическая модель, положенная в основу каждого из этих методов, вытекает из допущения, что: 1) все анализированные образцы

жизнито в всех наиболее распространенных породах и минералах, которые используются в настоящее время для датирования стронциевым методом. В связи с этим внесение поправки на «загрязнение» обычным стронцием является одной из серьезных проблем метода.

Как уже упоминалось, присутствие обычного стронция в образце обнаруживается по изотопам Sr^{86} или Sr^{88} . Содержания этих изотопов в земной коре не менялось на протяжении геологической истории и их отношение ($Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$) является величиной постоянной, не зависящей от возраста и характера геологических обра-

в начальный момент отсчета времени содержали стронций одинакового изотопного состава; 2) изменение изотопного состава стронция во времени происходило только за счет накопления радиогенного изотопа, т. е. система была закрытой относительно рубидия и стронция. Сущность графических методов обработки результатов анализа изложена не только в оригинальных работах авторов, но и в ряде монографий и статей [9, 24, 43].

Оба графических метода математически эквивалентны, но для практических целей более удобна модель Л. О. Николайсена (метод изохроны). Математическая обработка экспериментальных данных, по методу Л. О. Николайсена, заключается в представлении их в виде уравнения регрессии первого порядка и на графике в координатах Sr^{87}/Sr^{86} — Rb^{87}/Sr^{86} адекватно прямым, на которой располагаются точки, соответствующие отдельным анализированным образцам, и которая названа изохроной (рис. 2). Угол наклона прямой характеризует возраст, который рассчитывается по ее угловому коэффициенту из выражения

$$t = \frac{1}{\lambda} (\operatorname{tg} \alpha + 1).$$

Точка пересечения изохроны с осью ординат дает величину первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в анализированных образцах и отражает, таким образом, первичную распространенность в них Sr^{87} . Еще в 1963 г. Дж. Фор и П. М. Харлей [89] высказали мнение, что величина этого отношения может быть использована в качестве индикатора генезиса пород и глубины родоначального магматического очага. В многочисленных исследованиях последующих лет эта идея получила свое подтверждение и дальнейшее развитие [73].

Изохронный метод определения возраста применим к серии образцов когенетических пород, которые первоначально имели один и тот же изотопный состав стронция. В этом случае требование замкнутости системы относительно рубидия и стронция предъявляется только к породе в целом и не обязательно для составляющих ее минералов. Это позволяет использовать изохронный стронциевый метод для определения возраста полиметаморфических пород, если их метаморфизм не сопровождался привнесением или выносом вещества (например, термальный метаморфизм). Если процесс метаморфизма, вызвавший перераспределение стронция в составляющих породе минералах, привел к уравниванию в них изотопного состава стронция, анализ отдельных минералов этой породы дает возможность установить время ее метаморфизма (рис. 2). Таким образом, стронциевый изохронный метод позволяет устанавливать время последней гомогенизации изотопного состава стронция в анализируемой группе образцов.

Магматические образования, имеющие общий магматический очаг, следует рассматривать в этом отношении как наиболее благоприятный материал для исследования, что подтверждают многочисленные экспериментальные данные. Однако, как отмечается в ряде работ [4, 28], процессы длительной дифференциации в очаге могут быть причиной различного первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в отдельных его дифференциатах. Это необходимо учитывать при подборе материала и его интерпретации.

Однородность первичного изотопного состава стронция не вызывает в настоящее время сомнений и для большинства метаморфических пород. Неоднородность его наиболее вероятна для тех случаев, когда образование исследуемых геологических объектов связано с процессом, проявление которого отделено значительным временным интервалом от образования исходных пород с неравномерным распределением в них рубидия и стронция. Особой осторожности в подборе материала, видимо, требует датирование кластических осадочных пород, в которых можно ожидать вариации первичного изотопного состава стронция от образца к образцу.

При неоднородном изотопном составе первичного стронция в анализированных образцах точки, соответствующие отдельным образцам, не лягут на одну изохрону. Другой возможной причиной разброса точек может быть нарушение условия замкнутости системы для анализированных образцов пород или минералов, что связано с миграцией рубидия или стронция в посткристаллизационный период их истории. Таким образом, графический метод обработки результатов анализа одновременно дает возможность судить, в какой мере взятые образцы отвечают необходимым требованиям, т. е. соответствуют идеальной модели, и на основании этого оценивать достоверность полученных датировок.

Подвижность рубидия и стронция и условия замкнутости системы. Значения возраста, полученные стронциевым методом для отдельных образцов, как правило, трудно интерпретировать, так как далеко не всегда представляется возможным установить, оставались ли эти образцы закрытой системой по отношению к рубидию и стронцию после образования. Вместе с тем многочисленные экспериментальные данные, накопленные к настоящему времени, свидетельствуют о подвижности рубидия и стронция в геологической обстановке, которая связана с проявлением более поздних наложенных процессов. Механизм миграции рубидия или стронция, а отсюда степень и характер искажения возрастного соотношения изотопов Sr^{87}/Rb^{87} зависят от интенсивности и природы наложенного процесса.

Прогрев пород в посткристаллизационный период их развития, — по-видимому, наиболее вероятная причина нарушения возрастного соотношения изотопов в составляющих породу минералах. Как показали исследования, проведенные в контактовой зоне [74, 94, 95], значения возраста, полученные стронциевым методом для минералов, свидетельствовали о миграции из них радиогенного стронция тем в большей степени, чем интенсивнее был их прогрев.

При этом потеря радиогенного стронция биотитом и мусковитом, происходящая параллельно с утечкой из них радиогенного аргона, наблюдалась при таких условиях прогрева, которые еще не вызывали в породе видимых минералогических и структурных изменений. Отмечено, что подвижность радиогенного стронция уменьшается в ряду биотит — мусковит — калиевый полевой шпат. В этих же условиях прогрева миграции рубидия из минералов не наблюдалось. Большое количество омоложенных данных, полученных стронциевым методом, например для флогопитов Юго-Западного Памира, подтверждает преимущественную миграцию стронция из минералов в условиях термального метаморфизма по сравнению с рубидием [46].

Из специальных экспериментальных работ можно заключить, что при высокой температуре прогрева, вызывающей частичное плавление породы и минеральные превращения, происходит миграция как стронция, так и рубидия, сопровождающаяся перераспределением их между минералами [79]. Однако даже в условиях интенсивного прогрева порода в целом продолжает оставаться закрытой системой по отношению к рубидию и стронцию.

В связи с рассмотрением вопроса о поведении рубидия и стронция в породах при различной степени метаморфизма представляют интерес и исследования, проведенные Э. Йегер [30] в одном из районов Швейцарских Альп. Из результатов этой работы вытекает, что при изохимическом характере метаморфизма, даже полная перекристаллизация пород, сопровождающаяся лишь перераспределением элементов между составляющими их минералами, не нарушает условия замкнутости породы в целом и по отношению к рубидию и стронцию. Это дает возможность для ряда метаморфизованных пород получать стронциевым изохронным методом надежную информацию о их дометаморфической истории.

С процессами выветривания пород и минералов, по наблюдениям многих исследователей, связана значительно большая подвижность как стронция, так и рубидия. Влияние процессов выветривания на поведение рубидия и стронция изучалось не только на объектах, подвергшихся соответствующим воздействиям в природных условиях [81, 93], но и путем постановки специальных работ, моделирующих эти процессы в лаборатории [20, 100]. Накопленные данные свидетельствуют о том, что процессы выветривания, сопровождаясь обменом основаниями, способствуют нарушению возрастного соотношения рубидия и стронция не только в отдельных минералах, но и для породы в целом [81]. Однако породы, подвергшиеся выветриванию, чаще всего легко распознать по некоторым характерным признакам, что облегчает задачу отбора наиболее полноценного материала для геохронологических исследований.

Вся совокупность имеющихся данных, таким образом, свидетельствует о том, что анализ породы в целом, а не отдельных составляющих ее минералов дает возможность более правильно установить время ее формирования.

СВИНЦОВЫЙ МЕТОД

Свинцовый метод определения возраста минералов и пород основан на радиоактивном превращении содержащихся в них изотопов урана U^{238} и U^{235} и тория Th^{232} через серию промежуточных продуктов распада в стабильные изотопы свинца Pb^{206} , Pb^{207} и Pb^{208} соответственно. Необходимым условием применения метода является сохранение радиоактивного равновесия между материнскими и всеми дочерними элементами.

В настоящее время разработаны различные варианты метода, которые при современном высоком уровне развития техники физико-химического анализа вещества позволяют определять возраст как сильно радиоактивных минералов и руд, так и слабо радиоактивных (акцессорных и породообразующих) минералов и любых по составу пород (кислых, основных, ультраосновных) [9, 62, 64, 86].

Таким образом, возраст минерала или породы может быть определен по изотопным отношениям Pb^{206}/U^{238} , Pb^{207}/U^{235} и Pb^{208}/Th^{232} . Кроме того, возраст может быть определен также по отношению Pb^{206}/Pb^{207} , так как отношение изотопов урана (238 и 235) в природе принимается постоянным, а периоды полураспада их различны. Вычисление возраста производится по формулам

$$t_{Pb^{206}/U^{238}} = \frac{1}{\lambda_{238}} \cdot \ln \left(1 + \frac{Pb^{206}}{U^{238}} \right), \text{ лет};$$

$$t_{Pb^{207}/U^{235}} = \frac{1}{\lambda_{235}} \cdot \ln \left(1 + \frac{Pb^{207}}{U^{235}} \right), \text{ лет};$$

$$t_{Pb^{208}/Th^{232}} = \frac{1}{\lambda_{232}} \cdot \ln \left(1 + \frac{Pb^{208}}{Th^{232}} \right), \text{ лет};$$

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

где λ_{238} , λ_{235} и λ_{232} — константы распада U^{238} , U^{235} и Th^{232} соответственно (табл. 1); Pb^{206} , U^{238} и т. д. — число атомов соответствующего изотопа.

Математическое решение этих уравнений представляется в виде номограмм и таблиц. Удобны для практического пользования таблицы, составленные И. Р. Стиффом с соавторами [107].

Определение урана, тория, свинца и изотопов свинца. Распространенность урана, тория и свинца в минералах и породах варьирует в широких пределах (табл. 5). В зависимости от содержания этих элементов для геохронологических исследований применяются различные методы их определения, точность и чувствительность которых приводятся в табл. 6.

ТАБЛИЦА 5

Распространенность урана и тория в некоторых минералах
изверженных пород, по Е. И. Гамильтону [9]

Минералы	Торий, 10^{-6} г/г	Уран, 10^{-6} г/г
Калиевый полевой шпат	3—7	0,2—0,3
Плагиоклаз	0,5—0,3	0,2—5,0
Биотит	0,5—50	1—40
Амфибол	5,0—50	1—30
Пироксен	2—25	0,01—40
Оливин	Очень низкая	
Алланит	500—5000	30—70
Апатит	20—150	5—150
Эпидот	50—500	20—50
Монацит	25 000—200 000	500—3000
Сфен	100—600	100—700
Циркон	100—2500	300—3000

ТАБЛИЦА 6

Методы определения урана, тория и свинца

Элемент	Метод	Минимальные определяемые количества, %	Точность (\pm), отн. %	Порог чувствительности, г
Уран	Весовой	1	1	$5 \cdot 10^{-4}$
	Колориметрический	0,002	5	$5 \cdot 10^{-6}$
	Радиохимический	10^{-5}	2—20*	10^{-7}
	Изотопного разбавления	10^{-4}	1	10^{-7}
Торий	Весовой	1	2	$2 \cdot 10^{-3}$
	Колориметрический	0,001	5	$1 \cdot 10^{-6}$
	Радиохимический	0,0001	2—20	10^{-6}
	Изотопного разбавления	10^{-4}	1	10^{-7}
Свинец	Весовой	1	1	$2 \cdot 10^{-3}$
	Колориметрический	10^{-4}	5	10^{-6}
	Полярграфический	10^{-3}	2	$2 \cdot 10^{-5}$ г/мл
	Изотопного разбавления	10^{-4}	1	10^{-7}
	Экстракционно-радиометрический	10^{-3}	2	10^{-5}

* Точность метода резко падает с уменьшением количества определяемого элемента.

Для определения микроколичеств урана, тория и свинца, содержащихся в породах и породообразующих минералах, наиболее приемлемым следует считать метод изотопного разбавления, отличающийся наиболее высокой точностью. Однако до настоящего времени этот метод в отечественных лабораториях из-за экспериментальных трудностей широко не применяется.

Определение изотопного состава свинца составляет основную и существенную часть свинцовой геохронометрии. Необходимую точность этого вида анализа обеспечивает только масс-спектрометрия. Особенно остро стоит проблема изотопного анализа микроколичеств свинца при датировании пород свинцово-изохронным методом. Для решения этой проблемы потребовалось усовершенствование существующих масс-спектро-

метров и разработка новых методов анализа. В настоящее время в отечественных лабораториях изотопный анализ микроколичеств свинца выполняется методом термоионной эмиссии с применением различных силикатных эмиттеров (особенно твердого алюмосиликатного) на масс-спектрометрах [1, 38] единой серии. Точность измерения отдельных изотопов свинца составляет 0,5% для изотопов с массой 204 и 0,1—0,2% для изотопов с массами 206, 207 и 208.

Обыкновенный свинец и способы его учета. Основные трудности при вычислении возраста свинцовым методом связаны с присутствием в минералах так называемого обыкновенного свинца. В отличие от радиогенного свинца (изотопы с массами 206, 207 и 208), накапливающегося в минералах за счет распада урана и тория, обыкновенный (свинец обычных свинцовых руд и минералов) наряду с этими изотопами содержит также изотоп нерадиогенного происхождения с массой 204. Обыкновенный свинец может входить в структуру минералов при их кристаллизации или привноситься позднее под влиянием различных геологических процессов.

Присутствие обыкновенного свинца обуславливает повышенное содержание радиогенных изотопов в исследуемых минералах, что приводит к завышению вычисляемого возраста. В связи с этим при определении возраста минералов необходимо вносить поправку на обыкновенный свинец. Количество присутствующего в минерале обыкновенного свинца трудно точно учесть, так как невозможно установить его изотопный состав. Последнее связано с тем, что изотопный состав обыкновенного свинца варьирует в зависимости от его происхождения и геологического возраста. Кроме того, обыкновенный свинец может иметь аномальный (не подчиняющийся общей закономерности изменения изотопного состава свинца со временем) изотопный состав, что, как установлено, характерно для ~20% проанализированных рудных свинцов.

Существует несколько способов внесения поправки на обыкновенный свинец: по табличным данным в соответствии с предполагаемым геологическим возрастом, по когенетичным галениту и полевому шпату. Изотопный состав присутствующего в минерале обыкновенного свинца может существенно отличаться от установленного этими косвенными методами (например, если он аномальный), что приводит к получению искаженных и расходящихся значений возраста. Величина ошибки в возрасте за счет присутствия обыкновенного свинца зависит от количества этого свинца, правильного выбора его изотопного состава, а также от количества радиогенного свинца, накопившегося в минерале с момента его образования (т. е. от возраста минерала). Внесение поправки особенно сказывается на значениях возраста, вычисленных по отношению Pb^{207}/Pb^{206} . Установлено, что минералы моложе 600—700 млн. лет, содержащие больше 40—50% обыкновенного свинца, невозможно датировать по отношению Pb^{207}/Pb^{206} , а их возраст по отношению Pb^{206}/U^{238} может колебаться в пределах 15—20%. В связи с этим минералы, содержащие большие количества обыкновенного свинца, считались непригодными для геохронологических исследований.

Разработка и применение графических методов обработки результатов анализа и особенно их изохронных вариантов способствовали значительному расширению возможностей свинцового метода датирования. Изохронные варианты метода позволили определять время образования группы когенетичных минералов без предварительного внесения поправки на обыкновенный свинец, а также устанавливать изотопный состав этого свинца. Появилась возможность датировать не только минералы, но и породы различного генезиса и состава, свинец которых состоит в основном из обыкновенного свинца с очень незначительными добавками радиогенных изотопов.

Свинцово-изохронное датирование. Сущность свинцово-изохронного датирования подробно изложена в монографии Э. В. Собоновича [60]. Метод заключается в математической обработке экспериментальных данных и представлении их в виде уравнения регрессии первого порядка, которое в графическом виде изображается прямой линией, названной изохроной. При этом тангенс угла наклона изохроны характеризует возраст исследуемой группы образцов по одному из изотопных отношений в зависимости от выбранной системы координат, а величина отрезка, отсекаемого изохроной на оси ординат, соответствует соотношению отдельных изотопов в первичном обыкновенном свинце, захваченном образцами.

Применение свинцово-изохронного датирования возможно при выполнении следующих условий: 1) изотопный состав первичного обыкновенного свинца, вошедшего в минералы или породы в момент их образования, одинаков во всех исследуемых образцах; 2) изучаемый минерал или порода содержали уран и торий с момента своего образования и в течение

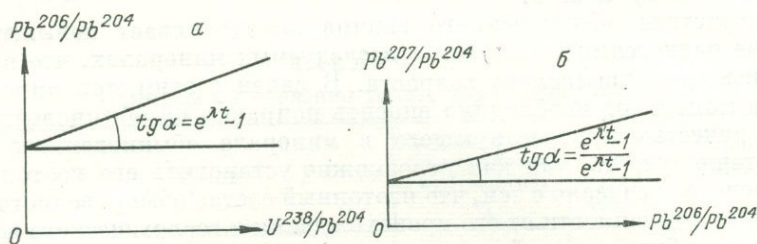


Рис. 3. Уран-свинцовая (а) и свинец-свинцовая (б) изохроны.

всего времени существования представляли собой закрытую систему в отношении урана, тория и свинца, т. е. не испытали ни потерь, ни привноса этих элементов.

Существует несколько вариантов свинцово-изохронного метода, пригодных для случая закрытой системы*: уран-свинцовый, актиноуран-свинцовый, торий-свинцовый и свинец-свинцовый. Детальное описание всех вариантов изложено в оригинальных, а также обзорных работах [9, 41, 60, 106].

Рассмотрим для примера уран-свинцовый вариант, позволяющий вычислить возраст группы минералов или пород по отношению Pb^{206}/U^{238} и определить отношение Pb^{206}/Pb^{204} в их первичном обыкновенном свинце. В этом случае аналитические данные для серии когенетичных образцов наносятся на график в системе координат U^{238}/Pb^{204} (ось абсцисс) и Pb^{206}/Pb^{204} (ось ординат). Экспериментальные точки располагаются на изохроне, уравнение которой (вычисляется методом наименьших квадратов) имеет вид

$$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} = \left(\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} \right)_0 + \frac{U^{238}}{Pb^{204}} (e^{\lambda_{238}t} - 1),$$

где Pb^{206} , Pb^{204} и U^{238} — содержание изотопов, вес. или ат. %; $(Pb^{206}/Pb^{204})_0$ — отношение изотопов в первичном обыкновенном свинце (на графике — отрезок, отсекаемый изохроной на оси ординат); $(e^{\lambda_{238}t} - 1)$ — тангенс угла наклона изохроны, по которому вычисляется возраст серии образцов (рис. 3, а).

Аналогичным образом определяют возраст по отношениям Pb^{207}/U^{235} (актиноуран-свинцовый) и Pb^{208}/Th^{232} (торий-свинцовый) и устанавли-

* Э. В. Собонович применил термин «свинцово-изохронный» для обозначения варианта определения возраста пород по отношению Pb^{207}/Pb^{206} , однако рациональнее этим термином обозначить всю совокупность изохронных методов, а указанный вариант назвать «свинец-свинцовым изохронным» методом.

вают соответственно отношения Pb^{207}/Pb^{204} и Pb^{208}/Pb^{204} в первичном обыкновенном свинце.

Для вычисления возраста образцов по свинец-свинцовой изохроне применяют уравнение Хаутерманса (рис. 3, б)

$$\frac{\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} - \left(\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}\right)_0}{\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} - \left(\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}\right)_0} = \frac{1}{137,8} \cdot \frac{e^{\lambda_{238t}} - 1}{e^{\lambda_{235t}} - 1}$$

Совпадение значений возраста, вычисленных по этим трем изохронам, указывает на справедливость сделанных допущений относительно идентичности изотопного состава первичного свинца в анализируемых образцах, об отсутствии привноса и выноса материнских и дочерних элементов, а следовательно, свидетельствует о достоверности полученного значения возраста. Если минералы или породы претерпели однократный процесс метаморфизма, то возраст, а также и время проявления метаморфизма могут быть определены с помощью особого варианта изохронного метода с применением так называемой «конкордии», о которой будет сказано ниже.

Роль геохимических факторов. Существенным преимуществом свинцового метода по сравнению с другими радиологическими методами является возможность вычисления возраста одного и того же минерала одновременно по нескольким изотопным отношениям (Pb^{206}/U^{238} , Pb^{207}/U^{235} , Pb^{207}/Pb^{206} и Pb^{208}/Th^{232}), что позволяет оценить степень надежности получаемых значений возраста. Так как эти отношения связаны с различными химическими элементами или изотопами этих элементов, имеющими разные периоды полураспада, миграционную способность и распространенность, то совпадения значений возраста, вычисленных по четырем или трем изотопным отношениям, свидетельствуют о хорошей сохранности образца и достоверности полученного значения возраста.

В настоящее время накоплен большой опыт по использованию разнообразных минералов для определения возраста свинцовым методом, изучены их достоинства и недостатки, показано, что наряду с широко применявшимися ранее минералами (цирконом, монацитом, уранинитом и ортитом) надежные результаты дают также пироксдор, сфен, апатит и другие акцессорные минералы [86].

Рассмотрение большого количества данных, полученных свинцовым методом для различных минералов из разных районов, показало, что в ряде случаев для одного и того же минерала получаются расходящиеся значения возраста по различным изотопным отношениям. При этом чаще всего наблюдается такая последовательность возрастов:

$$t_{Pb^{207}/Pb^{206}} > t_{Pb^{207}/U^{235}} > t_{Pb^{206}/U^{238}} \geq t_{Pb^{208}/Th^{232}}$$

Расхождение между отдельными значениями может достигать 30—50% и более. Это затрудняет, а иногда делает невозможным установление истинного возраста минералов. В таких случаях наиболее достоверным и близким к истинному для докембрийских минералов будет возраст, вычисленный по отношению Pb^{207}/Pb^{206} . Некоторые исследователи отмечают также большую достоверность возраста, вычисленного по отношению Pb^{208}/Th^{232} для монацитов [23] и по отношению Pb^{207}/U^{235} для цирконов [49]. Наиболее близкими к истинному для посткембрийских минералов оказываются значения возраста, вычисляемые по отношениям Pb^{206}/U^{238} для урановых минералов и Pb^{208}/Th^{232} для ториевых.

Причиной дискордантности является нарушение изотопных соотношений, обусловленное плохой сохранностью минералов. В таких минералах под влиянием различных наложенных процессов может происходить миграция элементов (привнос или вынос урана, тория, свинца и промежуточных

продуктов распада), что приводит к нарушению возрастных соотношений между материнскими и дочерними изотопами. Указанная выше возрастная зависимость может иметь место как в случае потери свинца минералами, так и в случае привноса в них урана.

Экспериментальные исследования по выщелачиванию и кислотной обработке минералов показывают наличие в них подвижных форм урана, тория и свинца и возможность их удаления из минералов [25, 34, 40, 63, 77, 86, 105].

Большинство исследователей склонно считать, что потеря свинца как дочернего элемента, не входящего в узлы кристаллической решетки минерала, — более вероятный процесс, чем миграция материнских элементов [76, 97, 113 и др.]. Относительно механизма потери свинца существуют разные мнения. Некоторые авторы [97, 112, 113] считают, что он может теряться минералами эпизодически, т. е. в результате относительно

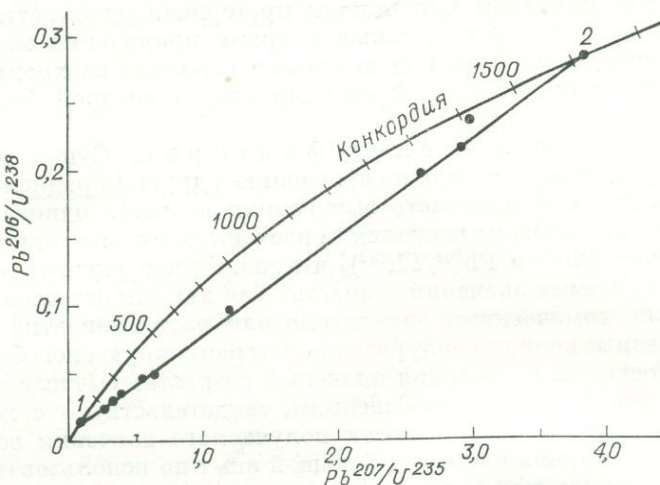


Рис. 4. График, построенный по методу Дж. В. Везерилла для цирконов из контактовой зоны (штат Эльдора).

кратковременного воздействия на них различных геологических процессов (метаморфизм и др.). Это мнение подтверждается некоторыми экспериментальными данными [65, 90].

Основываясь на гипотезе об эпизодической потере свинца, Дж. В. Везерилл [113] разработал графический метод определения истинного возраста и времени метаморфизма для группы одновозрастных минералов, претерпевших потерю свинца. Он показал, что если построить теоретическую кривую изменения радиогенных отношений Pb^{206}/U^{238} и Pb^{207}/U^{235} во времени (так называемую «конкордию») (рис. 4), нанести на нее экспериментальные данные для группы минералов и провести через них прямую линию, то она пересечет конкордию в двух точках (верхняя 2 соответствует времени образования минералов, а нижняя 1 — времени их метаморфизма). Эти построения были применены для интерпретации возрастных данных нескольких групп минералов. Полученные значения возраста минералов и времени воздействовавшего на них метаморфизма в большинстве случаев хорошо согласовывались с геологическими представлениями.

В качестве примера приводим исследования Дж. Р. Тилтона и других [91] по выяснению влияния контактового метаморфизма на возраст различных минералов. Объектом исследования послужил древний гранит из района Эльдора (Колорадо), прорванный молодой интрузией. Для цирконов, выделенных из этого гранита, был построен график, по Дж. В. Ве-

зериллу (рис. 4), который показал эпизодическую потерю свинца, происшедшую 70 млн. лет назад (время метаморфизма породы), и истинный возраст породы 1600 млн. лет. Эти значения возраста согласуются с ранее установленными датами для этих событий (1400 и 55 млн. лет) и геологическими представлениями. Авторы установили также увеличение содержания урана и тория в цирконе при приближении к контакту (рис. 5), что может быть следствием увеличения подвижности этих элементов в породе в результате внедрения молодого гранита. Увеличение содержания материнских элементов, так же как и потеря свинца, приводит к омоложению возраста, рассчитанного по отношениям Pb^{206}/U^{238} и Pb^{207}/U^{235} , в то время как возраст, вычисленный по отношению Pb^{207}/Pb^{206} , не изменяется. Таким образом, хотя в данном случае и подтверждается эпизодическое изменение минералов, окончательный механизм процесса (потеря свинца или привнос урана и тория) остается неясным.

В литературе описаны случаи, необъяснимые с точки зрения эпизодической потери свинца. Так, например, применение графика Дж. В. Везерилла для 16 аксессуарных минералов с различных континентов (Северная Америка, Европа, Азия, Австралия, Африка) показывает, что все эти минералы образовались почти одновременно (2600—2800 млн. лет назад) и претерпели метаморфизм 500—600 млн. лет назад. Такая одновременная эпизодическая потеря свинца для минералов различных континентов не представляется вероятной. Кроме того, если минералы из Южной Африки действительно претерпели какое-то изменение 500—600 млн. лет назад, то для такого же времени в Северной Америке и Европе геологическими исследованиями не установлено никаких проявлений метаморфизма или интрузивной деятельности.

Вторым примером служат цирконы из Балтиморского гнейса, для которых получены хорошо согласующиеся по всем изотопным отношениям значения возраста порядка 1000—1100 млн. лет, хотя, как известно, они претерпели воздействие интенсивного апшалачского метаморфизма 300—400 млн. лет назад.

В связи с этим интересна точка зрения другой группы исследователей [70, 75, 102, 109, 113], которые считают, что потеря свинца из минералов происходит непрерывно в результате постоянно идущих в природе процессов диффузии, выщелачивания, изотопного обмена с окружающей средой и т. д. Эти авторы также используют графические методы для учета потери свинца минералами. Так, например, для упомянутого выше случая получения дискордантных значений возраста для 16 аксессуарных минералов с разных континентов Дж. Р. Тилтоном [109] построена кривая зависимости Pb^{207}/U^{235} от Pb^{206}/U^{238} для разных величин отношений коэффициента диффузии D к эффективному сферическому радиусу минерала a (дискордия, рис. 6). Как видно из рис. 6, дискордия пересекает конкордию также около 2600—2800 млн. лет. Таким образом, теория диффузионной потери свинца дает такой же наиболее вероятный возраст для группы минералов, как и теория эпизодической его потери. Отличие же дискордии от прямой эпизодической потери свинца заключается в том, что она не пересекает конкордию в нижней части, а проходит около начала координат.

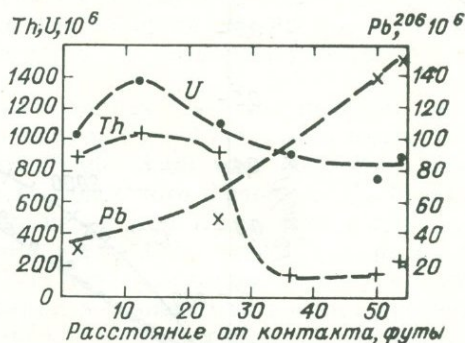


Рис. 5. Изменение концентрации урана, тория и свинца в цирконе в зависимости от расстояния до контакта.

Недостаток такого метода интерпретации заключается в том, что он основан на допущении постоянства коэффициента диффузии свинца в течение всей «жизни» минерала независимо от степени метамиктности последнего и влияния на него термических воздействий. Более сложные случаи диффузионных потерь свинца и урана изучены Дж. И. Вассербургом [111] и Дж. В. Везериллом [112]. Ю. А. Шуколюков [70] рассмотрел случаи потери свинца как результата химического взаимодействия с окружающей средой. Графические методы Дж. В. Везерилла и Дж. Р. Тилтона требуют предварительного внесения поправки на обыкновенный свинец в аналитические данные. Для минералов, содержащих значительные количества обыкновенного свинца и подвергшихся однократному воздействию метаморфизма, разработаны графические методы с применением конкордии, позволяющие определить их возраст и время метаморфизма без предварительного внесения поправки на обыкновенный свинец: методы «нормализованных отношений» [106], согласованных разностей [61], метод нахождения параметров уран-свинцовой изохроны посредством

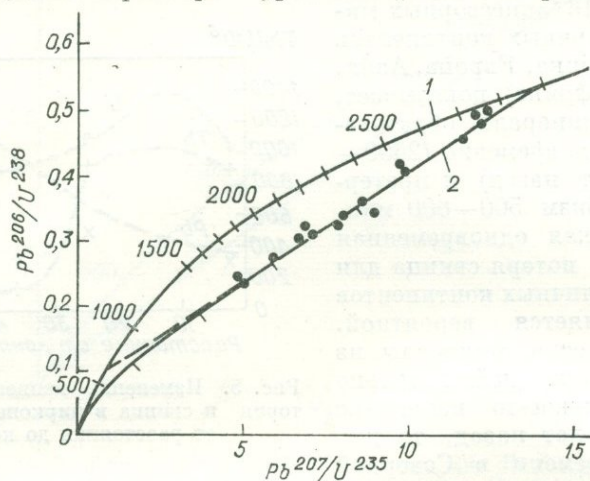


Рис. 6. График эпизодической и диффузионной потери свинца для группы минералов с возрастом 2600—2800 млн. лет.

1 — конкордия; 2 — дискордия.

линейной интерполяции между экспериментальными точками, нанесенными на конкордию, по отношению Pb^{204}/U^{238} [39].

Изучение большого экспериментального материала по определению возраста различных радиоактивных и акцессорных минералов различного возраста и местонахождения и многочисленные исследования по выяснению возможных причин получения расходящихся значений возраста [23, 49, 65, 67, 101, 108, 110] приводят к выводу, что главной причиной расхождения значений возраста, вероятно, следует считать потерю свинца. По-видимому, в природе возможны как непрерывные, так и эпизодические потери свинца в зависимости от геологической обстановки. Однако чисто диффузионные потери, идущие с постоянной скоростью в течение времени существования минерала, вероятно, не вызывают больших расхождений в значениях возраста и ими можно пренебречь. Наибольшие потери свинца, очевидно, связаны с проявлением в природе наложенных процессов (метаморфизм, воздействие растворов, перекристаллизация и т. д.), которые не только стимулируют диффузию свинца, но и вызывают эпизодические его потери. Наблюдаемые случаи получения для всех видов минералов также и согласующихся по всем изотопным отношениям значений возраста свидетельствуют о том, что потери свинца обусловлены не столько

природой самих минералов, сколько воздействием на них наложенных процессов.

На современном этапе все большее значение приобретает датирование пород по валовой пробе свинцово-изохронным методом, которое имеет ряд преимуществ по сравнению с датированием по минералам: 1) большой выбор каменного материала для исследования (пригодны практически любые по составу породы, начиная от кислых и кончая ультраосновными); 2) для пород соблюдение условия закрытой системы более вероятно, так как обычно размах миграции невелик и перераспределение изотопов свинца, урана и тория происходит лишь между минералами, входящими в состав породы; 3) определяется возраст самой породы и не требуется особых геологических обоснований одновременности образования пород и тех или иных составляющих ее минералов, по которым можно определить возраст породы. Датирование пород связано с большими аналитическими трудностями вследствие крайне низкого содержания в них урана, тория и радиогенных изотопов свинца (особенно Pb^{207}). Поэтому оно перспективно в основном для докембрийских пород; в породах фанерозойского возраста количество накопленных радиогенных изотопов свинца оказывается соразмерным с погрешностью их масс-спектрометрического измерения.

В настоящее время свинцово-изохронным методом получено уже большое количество данных возраста пород. Так, Э. В. Собоновичем [60] определен возраст древнейших пород (3000—3500 млн. лет) Кольского полуострова, Карелии, Украинского и Алданского щитов. А. И. Тугариновым с соавторами [66] этот метод применен для оценки времени осадконакопления древних аркозов и песчаников Украины, КМА, Карелии и т. д. Э. К. Герлинг и А. Д. Искандерова [11] показали пригодность карбонатных пород для изохронного датирования и определили возраст древнейших осадочных и метаморфических карбонатных толщ Алданского и Украинского щитов.

Метод датирования по карбонатным породам оказался особенно ценным и перспективным для выявления древних метаморфических серий в молодых складчатых областях [68, 69]. В. А. Рудник и Э. В. Собонович [57—59] на примере пород Алданского щита показали большое значение свинцово-изохронного датирования для возрастного и генетического расчленения глубоко и неоднократно метаморфизованных образований докембрия. Они установили, что для целей стратиграфического расчленения пород наиболее пригодны основные плагиоклазовые кристаллические сланцы, а также хемогенно-осадочные породы (мраморы), которые особенно устойчивы в условиях наложенного регионального метаморфизма, гранитизации, метасоматоза, анатексиза и т. д.

При установлении последовательности геологических событий наиболее подходящим для исследования материалом служат акцессорные и породообразующие минералы, гнейсы, гранитоиды, граниты, кислые эффузивы, песчаники, сланцы и т. д., которые являются чутким индикатором наложенных процессов.

В. А. Рудник и Э. В. Собонович, используя установленную ими закономерность прохождения свинец-свинцовых изохрон магматических пород через «точку» современного свинца, выработали критерии установления магматического, хемогенно-осадочного и палингенно-метасоматического генезиса горных пород.

Таким образом, свинцово-изохронный метод в ряде случаев позволяет решать сложные проблемы. Одновременное применение его к породам и минералам в исследуемом районе дает возможность выявить наиболее ранние этапы в геологической истории региона, а также установить время проявления последующих наложенных процессов. Следует отметить, что для правильной интерпретации данных, полученных свинцово-изохронным

методом, необходимо предварительное тщательное геолого-петрологическое изучение исследуемых образцов.

В заключение следует отметить, что хотя свинцовый метод определения возраста широко применяется в геологии и позволяет решать многие сложные задачи, возможности его еще далеко не исчерпаны.

Глава 2

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ РАДИОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

За последнее десятилетие благодаря развитию аргонового метода и повсеместному использованию масс-спектрометрического анализа изотопного состава элементов резко повысилась точность и чувствительность радиологических методов и существенно возрасла их эффективность. Необычайно широкое распространение получил аргоновый метод, которым владеют все геохронологические лаборатории Советского Союза (а их уже насчитывается свыше 50). Ежегодно в каждой из них выполняется по несколько сотен анализов, и поэтому накопление геохронологических данных происходит очень быстро. Определения возраста, получаемые свинцовым и стронциевым методами, накапливаются значительно медленнее не только потому, что этими методами владеют лишь несколько лабораторий, но также и в связи с тем, что методы эти намного сложнее аргонового и более трудоемки. В силу перечисленных обстоятельств значительное большинство геохронологических исследований до сих пор проводится с использованием только аргонового метода. Поэтому для многих регионов (например, для Северо-Востока и Дальнего Востока СССР, Кавказа) данные возраста, полученные стронциевым или свинцовым методами, практически отсутствуют.

Применение аргонового метода для определения возраста различных интрузивных, эффузивных, метаморфических и осадочных пород в широком диапазоне геологического времени от архея и до неогена включительно показало его большие возможности. Однако к настоящему времени накопилось уже много фактов несоответствия данных возраста с геологическими наблюдениями, фактов, которые требуют весьма трезвой оценки границ применимости радиологических методов, и в первую очередь аргонового. Лимитирующим обстоятельством здесь является не определение количественного содержания аргона и калия, а геохимическая специфика их поведения в кристаллических решетках различных минералов под воздействием тех или иных геологических факторов и процессов.

Приятно отметить, что геохронологические исследования все чаще стали выполняться как совместные работы геологов и радиологов, что геологи стали проявлять глубокую заинтересованность не только в постановке и проведении этих работ, но и в углублении исследований, связанных с изучением влияния наложенных процессов на возрастные соотношения элементов, по которым вычисляется возраст. Однако несмотря на это, еще не редки случаи некритического отношения к данным радиологических методов, что приводит к неправильной их интерпретации, дискредитирует метод и лабораторию и тем самым приносит большой вред общему делу. При этом одинаковый вред приносит и безоговорочное принятие любых значений возраста за «истинный» возраст изучаемых геологических образований, и в равной мере полное недоверие к полу-

чаемым возрастным данным. В связи с этим здесь, по-видимому, уместно систематизировать наши представления о степени надежности данных возраста, получаемых различными методами по различным минералам и породам разного генезиса и с различной их последующей геологической историей.

Совпадение значений возраста, полученных по разным минералам породы, одним или несколькими методами свидетельствует о том, что порода после своего образования не подверглась воздействиям, способствовавшим миграции радиогенных или радиоактивных элементов, т. е. соответствовала простейшей модели. В этом случае соотношение материнских и дочерних изотопов любой схемы радиоактивного распада отражает время образования породы. Расходящиеся (дискордантные) значения возраста, являясь признаками нарушения изотопных отношений, говорят о сложной истории породы, связанной более чем с одним геологическим событием. Степень приближения полученных в этом случае данных к истинному возрасту породы зависит от следующих причин: 1) характера и интенсивности процессов, способствовавших миграции изотопов; 2) устойчивости отдельных минералов в условиях наложенного процесса и 3) временного разрыва между образованием породы и ее преобразованием.

Для обсуждения расходящихся данных рассмотрим гипотетическую модель двухстадийной геологической истории породы, которая предполагает последовательность событий, показанную на рис. 7, где t_0 — время образования породы; t_1 — время ее метаморфического преобразования, или (в общей форме) время, начиная с которого прекратилась миграция изотопов. Если допустить, что миграция элементов в процессе метаморфизма сопровождалась только потерей дочерних изотопов, значение возраста t , полученное для породы на основании найденной величины изотопных соотношений может отражать три возможных случая.

1. Метаморфизм сопровождался полной потерей ранее накопленного радиогенного изотопа. Полученное значение возраста породы при этом моложе истинного, но правильно датирует время ее метаморфизма t_1 , так как в течение последующего отрезка времени порода оставалась закрытой системой:

$$t_1 = t < t_0.$$

2. В процессе метаморфизма произошла лишь частичная потеря радиогенных изотопов, накопленных к моменту времени t_1 . Значение возраста, полученное при этом, также омоложено по сравнению с истинным, но не датирует времени метаморфизма. Соотношение изотопов дает «кажущийся» или «промежуточный» возраст t'_1 , с которым не связано никаких конкретных геологических событий:

$$t'_1 > t < t_0.$$

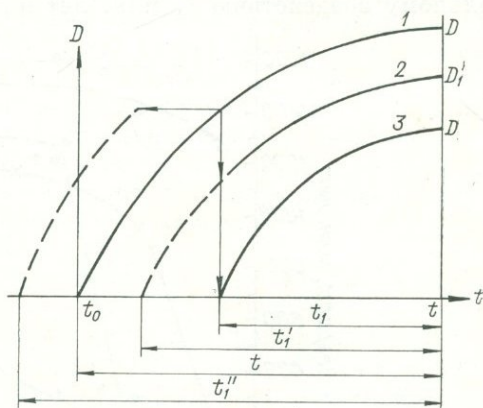


Рис. 7. Модель двухстадийной истории развития породы.

Возраст: t — породы, t_1 — метаморфизма, t'_1 и t''_1 — кажущийся при частичной потере дочернего и материнского изотопов соответственно.
1 — кривая накопления дочернего изотопа при отсутствии его потерь D ; 2—3 — кривые накопления дочернего изотопа при частичной D'_1 и полной D_1 его потере в момент метаморфизма t_1 .

Степень приближения этого значения возраста к истинному или к возрасту метаморфизма зависит от доли потерянного породой дочернего изотопа на отрезке времени $t_0 - t_1$.

3. Если метаморфизм не сопровождался потерей радиогенных элементов, а ограничивался лишь их перераспределением в пределах породы (что, например, вероятно для изотопов стронция и свинца при термальном метаморфизме), анализ породы в целом дает возможность установить время ее образования. Рассмотренная геологическая модель, для которой искажения возрастного отношения изотопов связаны только с потерей радиогенных изотопов, а следовательно, искажения возраста возможны только в сторону их омоложения, наиболее характерна для условий термального метаморфизма. Геологический смысл такой модели может состоять либо в том, что порода подверглась наложенному термальному воздействию t_1 млн. лет назад, либо в том, что после своего

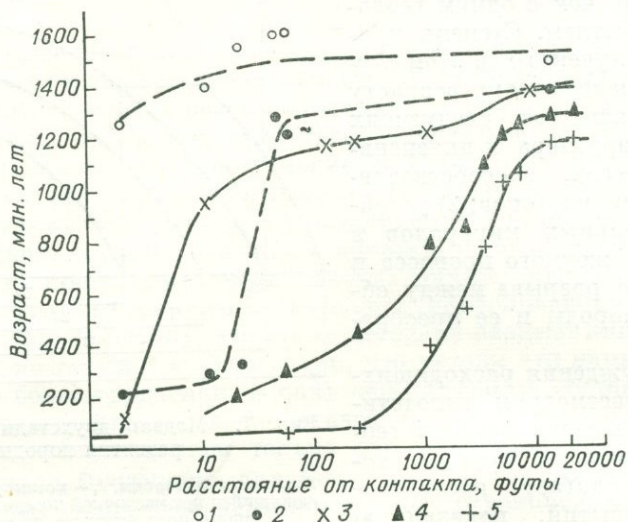


Рис. 8. Изменение кажущегося возраста минералов вмещающей породы с удалением от контакта с интрузией (штук Эльдора).

1 — циркон, отношение Rb^{207}/Rb^{206} ; 2 — циркон, отношение Rb^{208}/U^{238} ; 3 — роговая обманка, K = Ag метод; 4 — биотит, Rb = Sr метод; 5 — биотит, K = Ag метод.

образования на протяжении отрезка времени $t_0 - t_1$ она находилась при таком термальном режиме, который способствовал миграции радиогенных изотопов по мере их накопления. В последнем случае момент времени t_1 соответствует охлаждению породы до температуры, при которой практически прекращается миграция элементов. В последнем случае порода не несет на себе никаких следов более поздних наложенных процессов.

Влияние термального метаморфизма на искажение возрастных данных, получаемых для разных минералов, с одной стороны, и разными методами — с другой, наглядно иллюстрируют исследования, выполненные для зон контакта [74, 93, 95]. На рис. 8 [74] видно, как уменьшается степень искажения получаемых значений возраста по мере удаления от контакта, т. е. с уменьшением интенсивности прогрева, давая целый спектр «кажущихся» возрастов. Сопоставление результатов позволяет заключить, что аргоновый метод наиболее чувствителен к прогреву, так как данные этого метода подвергаются искажению при наибольшем удалении от контакта (калиевый полевой шпат, биотит). В несколько меньшей

степени прогрев влияет на подвижность стронция в биотите и, видимо, еще меньше на подвижность свинца в цирконе.

Основная сложность интерпретации расходящихся значений возраста, вызванных даже двухстадийной историей породы, заключается в том, что не всегда можно установить полной или частичной потерей радиогенных изотопов сопровождался процесс преобразования породы. К решению этого вопроса можно подойти путем использования для датирования когенетичных минералов, характеризующихся различной устойчивостью к термальному воздействию.

Дискордантность полученных датировок еще более усложняется, если процесс метаморфизма сопровождался интенсивным привнесом или выносом материнских изотопов. В этом случае возможно получение как омоложенных, так и удревленных датировок. В такой ситуации удревление значений возраста для аргонового метода маловероятно и намного более вероятно для свинцового и иногда для стронциевого методов. Необходимо подчеркнуть, что любые процессы, приводящие к существенным преобразованиям породы и к миграции радиогенных и радиоактивных изотопов, проявляются в дискордантности получаемых датировок только тогда, когда эти процессы протекали значительно позже времени образования породы. Все автопроцессы, сколь бы интенсивными они не были, на возрастных отношениях изотопов не скажутся. В более сложных случаях, т. е. при наличии повторного метаморфизма, выявление наиболее раннего его этапа зачастую оказывается невозможным.

Исходя из представлений о двухстадийной и более сложной геологической истории большинства магматических и метаморфических пород, радиологические методы могут применяться для решения следующих основных задач геохронологии: 1) определения первичного (исходного) возраста изучаемой породы и 2) установления времени протекания того или иного наложенного процесса.

Таким образом, конечной целью практически любых геохронологических исследований является получение надежной информации о времени образования и времени преобразования горных пород, что необходимо знать для объективной реконструкции геологической истории. Наиболее широко используемыми для этой цели объектами исследования являются интрузивные и метаморфические породы. Рассмотрим возможное разнообразие данных возраста, получаемых для них по разным минералам или по породе в целом, тем или иным методом или их совокупностью с точки зрения информативности этих данных.

Наименее ценную информацию мы получаем при анализе случайных, одиночных проб калиевых полевых шпатов аргоновым методом, особенно тех, геологический возраст которых устанавливается лишь приблизительно по аналогии с другими образованиями. Данные возраста, полученные только по полевым шпатам, не позволяют точно установить ни возраст самих минералов, ни истинный возраст породы. Такое заключение неизбежно вытекает из данных лабораторного изучения поведения аргона в полевых шпатах в зависимости от температуры их прогрева, о чем говорилось ранее, и результатов датирования заведомо комагматичных минеральных пар «слюда—полевой шпат». Низкотемпературные потери аргона калиевыми полевыми шпатами в течение геологического времени практически повсеместны и тем более ощутимы, чем эти минералы древнее. Потери аргона полевыми шпатами не поддаются учету и варьируют от 10 до 40% и более от общего его количества в минерале. Этим главным образом и объясняются частые случаи «омоложения» и несоответствие получаемых значений возраста полевых шпатов с геологическими данными и датировками по слюдам и амфиболам. По этой же причине данные возраста, полученные аргоновым методом по валовым пробам пород (по породе в целом), в которых калиевый полевой шпат является

главным калийсодержащим порообразующим минералом, почти всегда омоложены и должны расцениваться только как минимальный возраст этих пород.

Особенно заметны потери аргона у полевых шпатов и пород докембрийского возраста, когда разница в их возрасте по сравнению с возрастом слюд достигает иногда даже нескольких сотен миллионов лет. При датировании палеозойских пород эта разница становится уже меньшей (40—60 млн. лет) и еще более сокращается для пород мезозойского и тем более кайнозойского возраста. Однако допустимые погрешности в определении возраста здесь уже лимитируются сравнительно узкими возрастными рамками подразделений биостратиграфической шкалы. В связи с этим, несмотря на уменьшение абсолютной погрешности в определении возраста из-за того, что ее относительная величина остается высокой, довольно часты несоответствия (омоложение) возрастных данных геологическим.

В силу всего вышеизложенного получаемая информация при анализе аргоновым методом породы в целом не может быть точной. Только кайнозойские породы, в которых потери аргона невелики и не превышают точности определения, датируются аргоновым методом достаточно уверенно.

Важно подчеркнуть, что простое увеличение количества датировок по породе в целом не уменьшает их неопределенности. Даже при анализе большого числа проб для интрузивных комплексов, отдельных массивов или вулканогенных толщ и даже при применении методов математической статистики для обработки полученной информации качество последней продолжает оставаться невысоким.

Для примера можно привести хотя бы результаты определения возраста гранитоидов колымского комплекса Северо-Востока СССР. Для них аргоновым методом по породе в целом получено большое число датировок, варьирующих от 80 до 147 млн. лет, установлен статистический максимум в 120 млн. лет и сделан вывод о раннемеловом возрасте колымского комплекса. Данные же возраста, полученные по биотиту, выделенному из тех же пород (всего несколько проб), варьируют в узких пределах от 140 до 150 млн. лет и свидетельствуют о позднеюрском их возрасте. Следовательно, ближе к истинному возрасту породы будут не наиболее часто встречающиеся омоложенные значения возраста, а лишь самые древние из них, обычно совпадающие с датировками по биотиту. Омоложение данных возраста по породе в целом не так ощутимо, если анализируются породы среднего и основного состава, в которых главными калийсодержащими минералами являются слюды, амфиболы и пироксены, характеризующиеся лучшей сохранностью аргона по сравнению с калиевыми полевыми шпатами. Однако омоложенные датировки и здесь имеют место.

Фактически при датировании породы в целом аргоновым методом мы не можем надежно установить ни времени образования самой породы, ни времени наложенного калиевого метасоматоза. Из-за различной сохранности аргона в каждой индивидуальной пробе породы получаемые значения возраста, как правило, варьируют в довольно широких пределах. Происходит как бы «размазывание» датировок во времени, что приводит иногда к полному перекрыванию омоложенными датировками временных пауз между проявлениями интрузивной деятельности. Формальное принятие любых получаемых значений возраста привело некоторых исследователей [47] к глубоко ошибочному выводу о непрерывно-прерывистом (с отдельными кульминациями) проявлении магматической деятельности на протяжении всего фанерозоя и отрицанию дискретности магматических процессов.

Этот пример приведен здесь лишь в качестве иллюстрации неопределенности информации, получаемой по породе в целом аргоновым методом.

Она становится значительно меньшей, если датирование осуществляется по слюдам. Исходя из особенностей поведения аргона в слюдах, мы вправе ожидать получения в ряде случаев более надежных результатов.

При благоприятных геологических условиях есть надежда определить по слюде время образования и самой породы. Установлено, что разброс значений возраста для биотита из серии разновозрастных геологических образований часто бывает значительно меньшим, чем для полевых шпатов или для породы в целом. Это дало возможность в ряде регионов Советского Союза получить по слюдам интрузивных пород довольно надежные значения возраста и создать региональные шкалы магматических комплексов.

Так, например, хорошо расчленены по возрасту интрузивные комплексы Северного Казахстана, млн. лет: кембрийский (желандинский) — 500—540, позднеордовикский (крыккудукский) — 440—460, силурийско-девонский (боровский) — 410—420, девонский (балкашинский) — 380—400 и т. д. Надежность получаемой по слюдам информации устанавливается обычно только по соответствию с геологическими данными и отдельными датировками акцессорных минералов свинцовым методом.

Однако определение возраста пород по слюдам приводит к таким положительным результатам далеко не всегда. Весьма часто радиологи сталкиваются с получением омоложенных значений возраста и по слюдам, причем не только при анализе метаморфических или метаморфизованных пород, но и тех магматических пород, в которых петрографическое изучение не фиксирует никаких изменений. Оказалось, что не только явное воздействие наложенных процессов, но и явления криптометаморфизма, влияние изменения тектонического и термального режима в прошлом приводят к искажению в слюдах истинного возрастного отношения Ar^{40}/K^{40} вплоть до полного удаления из них накопленного ранее радиогенного аргона. Так, например, расчленение по возрасту архейских (>2600 млн. лет) и протерозойских образований по слюдам оказалось практически невозможным: лишь в редких случаях по слюдам удается установить архейские «реликтовые» датировки, в то время как основная масса получаемых значений возраста оказывается существенно омоложенной, что объясняется воздействием более поздних этапов метаморфизма.

Столь же мало эффективными явились попытки определения по слюдам возраста каледонских магматических комплексов в регионах с завершенным и интенсивно проявленным герцинским магматизмом (например, Алтай), а также каледонских и герцинских комплексов в регионах с интенсивным мезозойским магматизмом (Забайкалье) и т. д. В регионах, затронутых мезозойско-кайнозойской активизацией, в зонах крупных долгоживущих глубинных разломов аргон также сохраняется в слюдах неполностью.

В подобной геологической ситуации для биотита также характерен широкий спектр в различной степени омоложенных значений возраста, что затрудняет их интерпретацию. Наиболее древние из них приходится считать ближе отвечающими возрасту породы, а наиболее молодые — времени наиболее позднего геологического события. Совершенно очевидно, что усреднение таких данных возраста, к которому склонны прибегать многие исследователи, здесь лишено всякого смысла.

Исключительная «чуткость» аргона в слюдах к изменению тектонического и термального режима позволяет использовать «омоложенные» датировки в качестве индикатора процессов активизации, которые иногда не улавливаются, а если и улавливаются, то не датируются обычными геологическими методами. В этом заключается большая ценность аргонного метода, который позволяет выявить и оконтурить зоны регионального омоложения, связанного с постконсолидационной активизацией.

Поэтому датирование аргоновым методом по слюдам в таких регионах приобретает также определенное поисковое значение.

Иногда явно омоложенные значения возраста нельзя объяснить с геологических позиций ни проявлениями магматизма, ни метаморфизмом, ни активизацией. Примером может служить Юго-Западный Памир — регион, все разновозрастные породы которого (от архейских до киммерийских) по данным аргонового и даже стронциевого методов значительно омоложены и в большинстве своем датируются в 10—20 млн. лет. Раннепротерозойские флогопиты дают необычайно широкий разброс значений аргонового и стронциевого возраста, варьирующего в пределах от 1740 до 10 млн. лет. До этого же возраста омоложены и граниты Памиро-Шугнанского и других массивов.

Здесь скорее всего причиной потерь радиогенного аргона (и стронция) являются специфические особенности геологической истории региона. На Памире, так же как и в других молодых складчатых сооружениях (например, Альпах), породы в течение длительного времени были погребены под мощным многокилометровым чехлом меловых и палеогеновых осадков и находились в условиях повышенных давлений и температур. Как уже было указано в предыдущей главе, длительный прогрев слюд даже при сравнительно невысоких температурах (200—300° С) приводит к тому, что они становятся открытой системой в отношении аргона. Только после изменения термального режима, т. е. после выведения пород в область низких температур горообразовательными движениями, миграция аргона прекращается, кристаллические решетки слюд снова становятся закрытой системой и начинается новый отсчет времени. Наиболее молодые из полученных датировок, таким образом, фиксируют здесь только время орогенеза, а остальные — любой «кажущийся» промежуточный возраст в зависимости от величины потерь аргона. Имеющийся геологический и более надежный геохронологический материал по Юго-Западному Памиру (данные свинцового метода) заставляют предполагать именно такой механизм потерь аргона, так как геологических данных о проявлении магматизма и метаморфизма в неогенное время в этом регионе нет.

Большей определенностью и надежностью отличаются датировки, полученные аргоновым методом по амфиболом. Термически устойчивые амфиболы, как показали лабораторные и специальные методические исследования [35], значительно лучше, чем слюды сохраняют накопленный в них радиогенный аргон. Об этом свидетельствуют также данные свинцового метода для акцессорных минералов, показывающих обычно тот же возраст, что и аргоновый возраст амфиболов из тех же пород.

Из обширного экспериментального материала, полученного Ф. И. Котловской [35], достаточно привести для примера геохронологические данные для гнейса и ксенолита амфиболита из Таромского карьера (УКМ): возраст ксенолита по биотиту равен 2600, по роговой обманке 2980 млн. лет. Возраст вмещающего гнейса по роговой обманке 3000, а по монациту 3090 млн. лет. И наконец, возраст гнейса, определенный свинцово-изохронным методом, также оказался равным 2930 ± 100 млн. лет. Здесь мы видим полное совпадение данных возраста за исключением омоложенного аргонового возраста биотита. Однако известны случаи, когда не только биотиты, но и амфиболы теряют заметное количество радиогенного аргона без видимых следов их перекристаллизации. В настоящее время еще недостаточно ясны геологические условия, приводящие к «омоложению» амфиболов. По-видимому, немаловажную роль в этом играет фактор времени, т. е. длительность процесса, способствовавшего подвижности аргона (прогрев минералов). В тех случаях, когда амфиболы являются вторичными (новообразованными), они датируют время своего образования, т. е., по сути дела, время процесса амфиболитизации. При этом благоприятным обстоятельством является то, что петрографический

контроль осуществляется, как правило, легко, в то время как для объяснения значительной части омоложенных датировок по слюдам нет никаких петрографических критериев.

Надежность геохронологической информации возрастает, если датирование (даже одним аргоновым методом) проводится одновременно по разным минералам, например по слюдам и амфиболам. При этом совпадающие значения возраста свидетельствуют в первую очередь о том, что оба минерала с момента отсчета времени были закрытой системой, т. е. порода не испытала таких воздействий, которые могли способствовать миграции радиогенного аргона. В подобных случаях мы имеем достаточно оснований интерпретировать эти данные как время образования изучаемой породы или время ее последнего интенсивного преобразования. При получении расходящихся данных по слюде и амфиболу можно лишь предполагать, что возраст амфибола ближе соответствует возрасту породы, однако остается неопределенность в вопросе о степени искажения полученных датировок.

Привлечение других радиологических методов для датирования одних и тех же геологических объектов существенно обогащает получаемую геохронологическую информацию. Так, применение стронциевого метода в совокупности с аргоновым для датирования слюд дает возможность разграничить «кажущийся» возраст, связанный с частичной потерей радиогенных изотопов, от истинных, датирующих время конкретного геологического события. В качестве примера могут быть приведены многочисленные данные, полученные аргоновым и стронциевым методами для флогопитов Юго-Западного Памира. Для большинства анализированных образцов значения возраста, полученные аргоновым и стронциевым методами, не совпадают друг с другом: аргоновый возраст, как правило, моложе стронциевого. Совпадающие значения возраста наблюдались для тех образцов, для которых аргоновый возраст соответствовал либо максимальному (1740 млн. лет), либо минимальному (~10 млн. лет) значению, полученному стронциевым методом.

На основании этих данных можно было заключить, что в первом случае полученные данные датируют время образования флогопитов, а в другом — время того процесса, с которым была связана частичная или полная потеря ими радиогенных изотопов аргона и стронция. В зависимости от того, являлся ли метаморфический процесс только термальным (изохимическим) или сопровождался привносом или выносом вещества, поведение аргона и стронция будет различным. Кроме того, возможна также миграция калия и рубидия. В результате воздействия различных геологических факторов и процессов может быть получена целая гамма расходящихся данных аргонового и стронциевого метода для слюд в различных сочетаниях: аргоновый возраст моложе (обычно) или древнее (реже) стронциевого. Аргоновый и стронциевый возраст одинаковы, но в одних условиях они характеризуют возраст минералов или породы, а в других — лишь время их метаморфического преобразования. Сложность геологической истории региона, таким образом, запечатлевается в датировках, полученных по разным минералам разными методами, и разумная интерпретация их невозможна без глубокого знания геологической истории региона, с одной стороны, и учета особенностей геохимического поведения элементов, по которым определяется возраст, — с другой.

При изохимическом характере метаморфизма, когда миграция элементов связана главным образом с их перераспределением внутри породы и ограничена сравнительно небольшими масштабами, порода в целом в отличие от составляющих ее минералов продолжает оставаться закрытой химической системой. Благодаря этому датирование по породе в целом с применением стронциевого изохронного метода (гл. 1) позволяет установить

ее дометаморфический возраст. Изохрона, построенная по нескольким минералам, входящим в состав породы, дает возможность установить время метаморфизма, если в процессе его имела место гомогенизация изотопного состава стронция, содержащегося в породе. Определение изохронного возраста по породе в целом дает более полноценную и надежную геохронологическую информацию, а расходящиеся датировки по отдельным минералам получают обоснованное объяснение.

Большую, а иногда и неопределимую помощь в решении основной задачи геохронологии — установлении возраста изучаемых геологических образований — оказывают данные свинцового метода, полученные для акцессорных уран- и торийсодержащих минералов. Свинцовый метод (гл. 1) выгодно отличается от аргонового и стронциевого тем, что он обладает способностью к «самоконтролю», так как свинцовый возраст вычисляется по трем независимым изотопным отношениям. Даже при анализе одного минерала совпадающий или близкий возраст, вычисленный по различным изотопным отношениям, можно считать уже достоверно установленным.

Такая надежная информация о времени образования минерала (например, монацита, циркона и т. д.) может быть интерпретирована и как возраст самой породы, и как возраст исходных, подвергшихся разрушению пород (если монацит присутствует в метаморфических парапородах и является кластогенным). Здесь для правильной интерпретации данных свинцового метода особенно важен петрографический контроль. Слабо поддающиеся процессам выветривания и термически устойчивые акцессорные минералы часто дают значения возраста, хорошо согласующиеся по разным изотопным отношениям.

В связи с этим данные свинцового метода незаменимы при установлении возраста докембрийских образований, а также возраста полиметаморфических древних пород в фанерозойских складчатых системах, т. е. тогда, когда аргоновым и даже стронциевым методами при анализе отдельных минералов получают омоложенные значения возраста.

К сожалению, довольно часто данные возраста, вычисленные по разным изотопным отношениям, для одного и того же минерала, не согласуются друг с другом, что является ярким свидетельством протекания в прошлом процессов, которые вызвали селективную потерю или привнос радиоактивных или радиогенных изотопов.

Характерной геохимической особенностью свинцового метода надо считать закономерности в искажениях возраста по разным изотопным отношениям, которые позволяют не только фиксировать проявление процессов, но и понять в ряде случаев их природу.

Как правило, дискордантным возрастом акцессорных минералов характеризуются породы, подвергавшиеся в прошлом воздействию метаморфизма, сопровождавшегося интенсивным привносом и выносом вещества. Интерпретация таких расходящихся данных возраста часто бывает затруднительной и значительно облегчается при анализе нескольких акцессорных минералов из одной и той же породы или породы в целом. В последнем случае применяются изохронные варианты свинцового метода. При соблюдении необходимых условий (гл. 1) свинцово-изохронный метод позволяет получить весьма ценную информацию о возрасте изучаемой породы и времени ее метаморфического преобразования. Дополнительное преимущество свинцово-изохронного метода заключается в возможности построения нескольких изохрон для одной и той же группы образцов по разным изотопным отношениям.

Значения возраста, полученные по разным изохронам, в зависимости от того, совпадают они друг с другом или, наоборот, не совпадают, дают возможность получить максимальную информацию о геологической истории породы.

В тех случаях, когда и порода не оставалась закрытой системой и точки, соответствующие отдельным образцам анализированных пород, с большим разбросом ложатся на изохрону, возраст вычисляется с большой ошибкой и теряет геологический смысл.

Тщательное предварительное петрологическое изучение породы, отбор наименее измененных образцов, взятие не штучных, а более крупных проб — все это способствует получению более достоверной характеристики о возрасте пород.

На современном уровне геохронологических исследований сложные и трудоемкие изохронные методы считаются наиболее надежными и как бы «арбитражными» методами датирования, с которыми сопоставляются и с учетом которых интерпретируются расходящиеся данные возраста, полученные по различным минералам. Все вышесказанное показывает, что полнота и надежность геохронологической информации зависит не от количества датировок, а от целеустремленного подбора материала для исследования и рационального комплексирования радиологических методов и используемых для датирования минералов или пород. Само собой разумеется, что геохронологические исследования должны вестись в комплексе с петрологическими, что не только позволит правильно определить задачу исследования, но и облегчит интерпретацию получаемых значений возраста.

Геохимическая специфика любого из радиологических методов заключается в том, что они чутко откликаются на любое изменение в геологической обстановке, давая «аномальные» значения возраста, и, таким образом, являются своеобразным индикатором протекания тех или иных геологических процессов в прошлом. Именно поэтому интерпретация данных радиологических методов для магматических и метаморфических пород не может производиться в отрыве от конкретной геологической ситуации и никаких готовых рецептов интерпретации рекомендовать нельзя.

Несколько менее сложна интерпретация возрастных данных для осадочных пород, хотя надежность их тоже не всегда бывает достаточной.

Определение возраста осадочных пород обычно производится в зависимости от поставленной задачи либо по сингенетичным аутигенным минералам (глаукоцит, гидрослюда) аргоновым методом, либо по кластогенным минералам (полевые шпаты, амфиболы, слюды, акцессорные минералы) аргоновым или свинцовым методами. При этом непременным условием является предварительное литолого-минералогическое изучение породы и установление формы нахождения в ней материнских радиоэлементов.

В первом случае может быть поставлена задача определения времени диагенеза осадков, во втором — установление приближенного возраста размывающихся пород, поставивших кластогенный материал для образующихся осадков. Возраст, определенный по терригенным минералам, может быть, естественно, сколь угодно древним в зависимости от возраста размытой породы.

К таким типично терригенным минералам следует отнести акцессорные минералы, которые очень устойчивы в условиях гипергенеза и концентрируются в россыпях. Поэтому возраст исходной породы, т. е. источника сноса, можно определить достаточно надежно по монациту или циркону свинцовым методом. С несколько меньшей надежностью источник сноса может быть установлен аргоновым методом по кластогенным амфиболу, полевому шпату или реже по биотиту. По данным А. Я. Крылова [36], продукты выветривания гранитоидных пород (дресва, галька, пески, аркозы и даже илы) сохраняют возрастное отношение Ar^{40}/K^{40} практически равным отношению этих изотопов в тех же минералах неизмененного гранита. Эти данные не имеют никакого отношения ко времени образования

осадочной породы, но могут оказаться весьма полезными для палеогеографических реконструкций, например для установления источника и направления сноса на разных этапах геологической истории.

Интерпретация таких данных обычно не вызывает затруднений в силу приближенности самих палеогеографических построений, для которых достаточна даже грубая оценка возраста кластогенных минералов (докембрий, палеозой, мезозой и т. д.).

Гораздо сложнее дело обстоит с датированием осадочных пород по аутигенному глаукониту. Во первых, для этой цели используется только один аргоновый метод, и пока нет возможности контроля получаемых данных другим методом. Вторым обстоятельством, осложняющим датирование, служит сравнительно легкая изменяемость глауконита под воздействием выветривания и метаморфизма и не полная сохранность в них аргона.

До настоящего времени у исследователей нет единого мнения о степени надежности аргоновых датировок по глауконитам, так как получено много противоречивых данных как при лабораторных исследованиях, так и при датировании глауконитов при жестком палеонтологическом контроле. Однако уже сейчас можно сделать вывод об определенной тенденции к некоторому омоложению данных возраста для палеозойских и более древних глауконитов, вызываемого потерей ими части радиогенного аргона.

Удревнение датировок бывает значительно реже и может быть в большинстве случаев удовлетворительно объяснено. Оно может быть вызвано недостаточно полной очисткой мономинеральных фракций глауконита от калийсодержащих терригенных примесей (иллитов), что сильно скажется при определении возраста молодых кайнозойских глауконитов, в которых радиогенного аргона накопилось еще очень мало и любая примесь аргона терригенных примесей может очень резко исказить возрастное отношение Ar^{40}/K^{40} . Кроме того, иногда удревненные датировки объясняются тем, что глауконит является переотложенным *in situ* или с небольшим переносом. Транспортировка глауконита в водной среде на большие расстояния без разрушения самого минерала маловероятна.

Несмотря на то, что до сих пор еще не выяснено, глаукониты какого состава и структуры лучше сохраняют аргон, этот минерал — пока единственный, пригодный для датирования времени диагенеза осадочных отложений. Многочисленные датировки, полученные для глауконитов из стратифицированных и палеонтологически охарактеризованных отложений, показывают очень большой процент удовлетворительно сходящихся с геохронологической шкалой результатов. К сожалению, не менее часто мы имеем дело и с омоложенными датировками, особенно для глауконитов палеозойского и более древнего возраста. Самое неприятное заключается в том, что предугадать *a priori*, в каких образцах глауконита сохранность радиогенного аргона должна быть лучшей, мы не можем. Вообще глауконит как объект для датирования аргоновым методом еще недостаточно изучен ни с минералогической (состав, структура), ни с генетической, ни с геохимической, ни с радиологической точек зрения [55]. Решение этих сложных вопросов — дело будущего. Опытным путем установлено лишь, что, по-видимому, лучшие и более стабильные результаты можно получить для глауконитов (из карбонатных отложений) с высоким содержанием калия (~6—7%).

И все-таки, несмотря на частые случаи получения несколько омоложенных значений возраста для глауконитов, отказываться от их использования для датирования осадочных отложений было бы преждевременно. Ведь именно по глаукониту была оценена длительность позднего докембрия, приближающаяся к 1000 млн. лет [52, 53]. Оказалось, что датировать осадочные отложения в интервале геологического времени от не-

скольких миллионов лет примерно до 1600 млн. лет можно только по глаукониту.

Некоторое повышение надежности значений возраста для глауконита возможно путем анализа серий одновозрастных образцов и отбора наиболее древних датировок как наименее омоложенных. Кроме того, необходимо привлечение стронциевого метода, хотя большое содержание в глауконите обыкновенного стронция будет препятствовать в ряде случаев получению надежных датировок.

Датирование осадочных пород по аутигенным гидрослюдам применяется значительно реже и не всегда дает удовлетворительные результаты [55]. Как правило, здесь наблюдается обратная картина: случаи омоложения сравнительно редки и большинство аномальных датировок превышает ожидаемый по геологическим данным возраст седиментации пород. Причиной этого является, вероятно, наличие в гидрослюдистых минералах терригенной компоненты (иллит, биотит и т. д.).

В последние годы для датирования карбонатных пород (известняков, доломитов, мраморов) начинает с успехом применяться свинцово-изотопный метод [59]. Однако он пригоден только для датирования докембрийских пород.

В заключение следует кратко остановиться на датировании вулканических образований. Так же как и для глауконитов, для определения возраста эффузивных пород пока в основном применяется только аргонный метод. Так же как и полнокристаллические интрузивные породы, эффузивы характеризуются неполной сохранностью радиогенного аргона, особенно породы кислого состава. Однако, как это ни странно, в целом ряде случаев эффузивы лучше сохраняют аргон, чем полевые шпаты, входящие в состав гранитоидных пород. По мнению М. М. Рубинштейна, это связано с закалкой кристаллических решеток полевых шпатов [55] при быстром остывании эффузивных пород.

Возраст эффузивов, не измененных наложенными процессами, большей частью определяется по породе в целом. Надежность получаемых датировок определено зависит от возраста пород: чем они древнее, тем меньше шансов получить не омоложенные значения возраста и, наоборот, чем моложе эффузивные породы, тем с большей уверенностью они датируются. Однако даже сравнительно молодые мезозойские и кайнозойские эффузивные породы дают большой разброс значений возраста при датировании одной и той же толщи. Здесь, так же как и в случае гранитоидных пород, ближе к истинному возрасту наиболее древние из полученных значений, а остальные являются в различной степени омоложенными.

Наилучшие результаты можно получить при датировании эффузивов по санидину порфировых вкрапленников и биотиту основной массы породы. Кроме того, так же, как и для интрузивных пород, надежность датирования повышается с увеличением основности эффузивных пород, т. е. с уменьшением в них содержания калиевых полевых шпатов и увеличением содержания плагиоклаза, пироксена и иногда амфибола.

ОЧЕРКИ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ СССР

Глава 1

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

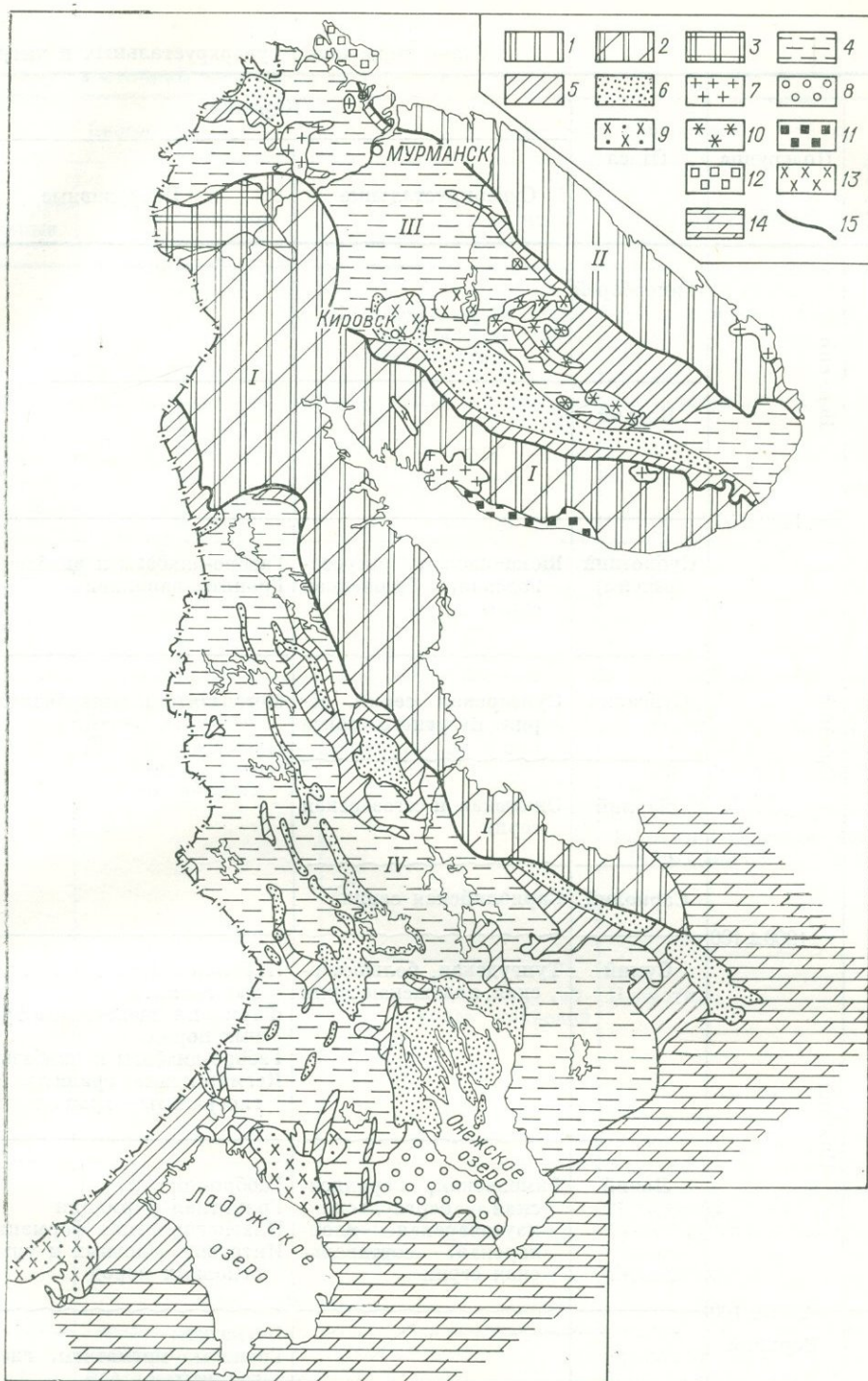
Восточная часть Балтийского щита охватывает территорию Мурманской области РСФСР и Карельской АССР. На геохронологической карте Балтийского щита [418] она соответствует его древнейшей части, выделяемой в Саамо-Карельскую зону.

В соответствии с тектонической схемой А. А. Полканова [291] в восточной части Балтийского щита выделяются крупные разновозрастные (архейские и протерозойские) структуры: Кольско-Норвежская и Карельская зоны карелид, зона свекофеннид и блоки архейд — Мурманский и Беломорско-Лапландский. Такое районирование сохраняется и в настоящее время с некоторыми изменениями в интерпретации отдельных положений о возрасте и геологической истории отдельных подразделений.

Изложение и обсуждение геохронологических данных приводится согласно этой схеме (рис. 9) по блокам архейд и зонам карелид. Для корреляции взята схема (табл. 7), принятая в 1967 г. на Межведомственном совещании по стратиграфии докембрия восточной части Балтийского щита [372] с некоторыми изменениями в соответствии с новыми детально рассмотренными геологическими и геохронологическими данными [65].

Для территории восточной части Балтийского щита в лаборатории ИГГД АН СССР выполнено свыше полутора тысяч определений возраста аргоновым методом (главным образом по слюдам и амфиболам, в значительно меньшем количестве по полевым шпатам и по породе в целом). Небольшое количество датировок для пород рассматриваемого

Рис. 9. Схема геологического строения восточной части Балтийского щита.
Блок архейд: I — Беломорско-Лапландский, II — Мурманский; зоны карелид:
III — Кольско-Норвежская, IV — Карельская.



1 — гранитоиды Мурманского массива; 2 — беломорицы (беломорская серия, гранитоиды, основные породы); 3 — комплекс гранулитов; *нижний структурный ярус*: 4 — фундамент карелид (кольская серия, гранитоиды, основные породы), частично переработанный в карельское время; *средний структурный ярус*: 5 — комплекс метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных геосинклинальных формаций ранних карелид (сумский и лопский отделы); *верхний структурный ярус*: 6 — осадочные и вулканогенные отложения суйсарского, ятулийского и сариолийского отделов; 7 — порфириновые граниты типа апогранитов; 8 — осадочные образования вепского отдела; 9 — рапакиви; 10 — щелочные граниты; 11 — терская свита гиперборейского отдела; 12 — серии п-ова Рыбачьего, кильдинская гиперборейского отдела и волоковая (венд); 13 — гердинские интрузии нефелиновых сиенитов; 14 — континентальные отложения палеозоя; 15 — границы блоков архейд и зон карелид.

Схема корреляции суперкрупных и интрузив

Группа	Подгруппа	Отдел	Карелия		
			Суперкрупные	Интрузивные	
Протерозой	Верхний	Гиперборей			
		Иотний			
	Средний	1600 ± 50	Субиотний (вепсий)	Шокшунская, петрозаводская, бесовецкая свиты	Габбро-диабазы и диабазы Граниты рапанкиви
			Суйсарий	Суйсарская серия, серия Ветреного пояса	Метабазиты и гипербазиты
			Ятулий	Онежская и сегазерская серии	
			Сариолий	Сариолийская серия	
	Нижний	1800 ± 100	Сумий	Тунгудская, большезерская, ладожская серии	Постскладчатые микроклиновые граниты Формация щелочно-габброидных пород Габбро-диабазы и диабазы Пегматоидные граниты, плагиограниты — гранодиориты
			Лопий	Гимольская, парандовская, бергаульская, хаутоварская, ялонварская, сортавальская серии	Габбро-нориты Гранитная формация Плагиогранитная формация Интрузии основных и ультраосновных пород
			Верхний		Пегматиты Граниты, мигматиты, гнейсограниты Основные породы
	Архей		Нижний	Карельская серия гнейсов и сланцев	

ных пород восточной части Балтийского щита

Суперкрупные	Беломорье		Кольский полуостров	
	Интрузивные	Суперкрупные	Интрузивные	
		Волоковая серия, серия п-ова Среднего, кильдинская серия	Дайки диабазов и долеритов	
Турьинская и терская свиты				
	Пегматиты Грейзенизированные граниты (гранулитовый массив)	Печенгская и имандра-вараугская серии	Формации пегматитов и лейкократовых гранитов, гранодиоритов, щелочных гранитов Базиты и гипербазиты Формация щелочно-габброидных пород	
		Тундровая серия, толща сланцев кейвской серии	Пегматиты	
		Толща гнейсов кейвской серии, серия полмоспорос	Пегматиты Грейзенизированные граниты Гранодиориты	
	Гнейсо-граниты Расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород		Гнейсо-граниты Расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород	
Беломорская серия		Кольская серия	Олигоклазовые граниты Чароиккты	

региона получено стронциевым (ИГГД АН СССР) и свинцовым (ГЕОХИ АН СССР, МГУ, КолФАН СССР) методами как по мономинеральным фракциям, так и по породе в целом в изохронных вариантах этих методов.

В геологическом строении региона принимают участие метаморфизованные, частью неметаморфизованные, осадочные и магматические комплексы докембрия, принадлежащие архею, нижнему, среднему, верхнему протерозою и венду.

БЕЛОМОРСКО-ЛАПЛАНДСКИЙ И МУРМАНСКИЙ БЛОКИ АРХЕИД

Беломорско-Лапландский блок археид *I* вытянут в северо-западном направлении вдоль Белого моря и уходит на западе на территорию Финляндии. Он разделяет Карельскую и Кольско-Норвежскую зоны карелид. В строении блока принимают участие два пространственно разоб- щенных комплекса пород: «гранулитовая формация» и беломорский комплекс.

В состав беломорского комплекса входит беломорская серия гнейсов, сланцев и амфиболитов, основные породы, граниты и пегматиты. Породы беломорского комплекса претерпели длительную многоэтапную геологическую историю, выразившуюся в многократном метаморфизме, магматизме и деформациях. Ранние этапы геологической истории Беломорья (метаморфизм гранулитовой фации) радиологическими методами не датированы. Надежно определен возраст повторного метаморфизма (амфиболитовая фация) и синхронных с ним гнейсо-гранитов (2700 млн. лет, табл. 8*), что соответствует представлению большинства геологов об архейском возрасте беломорской серии. Образование и размещение пегматитов в гнейсах этой серии происходило значительно позднее (1800 млн. лет).

Гранулитовый массив (гранулитовая формация) слагает ограниченный разломами самостоятельный структурный блок в северной части зоны. Он сложен кислыми гранулитами (силлиманитовыми, гранатовыми и другими гнейсами) и основными двупироксеновыми сланцами. Тектонические контакты затрудняют решение вопроса о возрасте пород на основании их взаимоотношений с окружающими комплексами. Возраст пород гранулитового массива на советской территории охарактеризован аргоновым и свинцовым [381] методами. Аргоновым методом определен возраст 23 проб биотитов, амфиболов и пироксенов (табл. 8).

Если не принимать во внимание единичных, явно заниженных значений (1350—1500 млн. лет), относящихся к зонам молодых разломов, и аномально высоких возрастов пироксенов, то большая часть определений дает 1850—1950 млн. лет, которые, по-видимому, соответствуют последнему этапу регионального метаморфизма пород этой территории, проходившему в условиях гранулитовой фации высоких давлений. Следует отметить, что для гранулитов Финляндии получен наряду с таким же (1860 млн. лет) и более древний возраст (2220 млн. лет), который характерен для гранулитового метаморфизма умеренных давлений [417].

Мурманский блок археид *II* занимает территорию около 16 тыс. км² вдоль северо-восточной окраины Кольского полуострова. Он имеет тектоническую границу на юго-западе с кольской зоной карелид. По мнению К. О. Кратца, Мурманский блок представляет собой глубинное сечение фундамента карелид, сложенного разновозрастными гранитоидами.

* Здесь и далее во всех таблицах, обобщающих имеющиеся геохронологические данные, в скобках указан максимальный разброс возрастных значений, без скобок — преобладающие значения возраста для той или иной группы датировок.

Т А Б Л И Ц А 8
 Возраст пород Беломорско-Лапландского блока архейд, млн. лет

Порода	Аргоновый метод					Свинцовый метод
	Биотит	Мусковит	Амфибол	Пироксен	Порода в целом	
Беломорский комплекс						
Пегматиты	1700	1750	—	—	—	1800 [370]
Граниты, гнейсо-граниты	(1600—2150)	(1600—2000)	—	—	—	1860 [115] 2800 [115]
Основные породы	1850	—	1800	—	(1350—3250)	—
Интрузии чарнокитов на контакте с карелидами	(1500—2500)	—	(1600—2980)	—	—	—
Беломорская серия (метаморфизм амфиболитовой фации)	1650, 1800 (1450—2350)	(1600—1850)	(1600—2520)	—	—	2420 [380] 2700 [420]
Гранулитовый массив						
Биотитовые, биотит-амфиболовые и пироксеновые гнейсы, биотит-полевошпат-гранатовые породы	(1350—1950)	—	1850 (1500—1900)	(2750—6550)	—	1950 [381]

Т А Б Л И Ц А 9
 Возраст архейд Мурманского блока, млн. лет

Порода	Аргоновый метод			Свинцовый метод
	Биотит	Амфибол	Мусковит	Монацит
Пегматиты	2250	—	—	—
Плаггиомикроклиновые граниты и сие-ниты	2050 (1600—2650)	—	1650—1850	2790 [380]
Плаггиограниты	2350 (1600—2350)	—	—	—
Гранодиориты	2450, 2600	—	—	—
Ксенолиты базитов и гипербазитов	(2740—2210)	2900	—	—

Гранитоиды представлены плагиомикроклиновыми гранитами и гнейсо-гранитами, в меньшей мере плагиогранитами и гранодиоритами. В них встречаются ксенолиты и глыбы более древних основных пород и реже суперкрустальных пород. Гранитоиды секутся дайками габбро-диабазов и оливиновых габбро-диабазов.

Данные, характеризующие возраст пород Мурманского блока, приведены в табл. 9, в которой обобщены результаты около 40 определений возраста. К сожалению, большая часть из них относится территориально к одному месту — нижнему течению р. Вороньей. Полученный разброс значений возраста (числа в скобках) подтверждает представление о разновозрастности геологических процессов, участвовавших в формировании пород. Древнейшие гранитоиды Мурманского блока имеют саамский (архейский) возраст 2800 млн. лет.

КОЛЬСКО-НОРВЕЖСКАЯ И КАРЕЛЬСКАЯ ЗОНЫ КАРЕЛИД

Кольско-Норвежская зона карелид *III* вытянута в северо-западном направлении и занимает большую часть Кольского полуострова, северную часть Финляндии и Норвегии. На северо-востоке она срезается поясом байкалид, на юго-западе граничит с Беломорско-Лапландским блоком.

Карельская зона карелид *IV* находится к югу от Беломорско-Лапландской зоны и занимает всю территорию КАССР, продолжаясь на северо-запад в Финляндию, Швецию и Северную Норвегию. На юго-западе она граничит с зоной свекофеннид.

Для обеих зон — Карельской и Кольско-Норвежской — характерно трехъярусное строение, отражающее последовательные этапы их развития.

ФУНДАМЕНТ КАРЕЛИД

В строении фундамента карелид Кольско-Норвежской зоны принимают участие кольская серия гнейсов, разновозрастные с ней интрузии габбро-амфиболитов, комплекс гиперстеновых гнейсо-диоритов (чарнокитов), олигоклазовых гнейсо-гранитов и микроклиновых мигматитов. По мнению некоторых исследователей (В. А. Перевозчиковой, Л. П. Бовдаренко и В. Б. Дагелайского), большую часть перечисленных пород в пределах Кольско-Норвежской зоны следует рассматривать как фундамент саамид (кольской серии).

В фундаменте карелид Карелии развит глубинный ультраметаморфический комплекс, представленный гнейсо-гранитами, мигматитами и пегматитами. Среди них сохранились реликты сланцеватых амфиболитов и метадиоритов.

Возрастные данные для пород фундамента карелид приведены в обобщенном виде в табл. 10.

На примере Кольского полуострова можно видеть сложную полиметаморфическую историю пород фундамента карелид. Возраст древнейших пород Балтийского щита — кольской серии — определен аргоновым методом по различным минералам (более 100 определений), стронциевым и свинцовым. Ранний гранулитовый метаморфизм гнейсов кольской серии датирован аргоновым методом: 3500 млн. лет (амфибол из района Печенги, принадлежащий гранулитовой фации) и 3300 млн. лет (согласно изохроне по гиперстенам из районов Кильдинстроя и Чудзъявра) [65]. Ранний диафторез гнейсов кольской серии в условиях амфиболитовой фации и сопряженные с ним гнейсо-граниты имеют возраст около 2700 млн. лет (аргоновый, свинцовый, стронциевый методы). Более поздние метаморфические этапы, связанные с развитием карелид, проявлены местами в породах фундамента очень интенсивно и датированы, млн. лет:

ТАБЛИЦА 10

Возраст пород фундамента карелид, млн. лет

Зона карелид	Порода	Метод							
		Аргоновый			Стронциевый		Стронциевый изохронный	Свинцовый	Свинцово-изохронный
		Биотит	Мусковит	Амфибол	Слюды	Полевой шпат	Порода в целом		Порода в целом
Карельская	Пегматиты	—	(2350—2800) [193]	—	2690	2700	2600 [411]	—	—
	Гнейсо-граниты и граниты	1750—1800 (1700—2250)	(2200—2750) [192]	—	(1640—2610)	(2130—2530)	2600 [411] 2540 [285] 2780 [285]	Циркон— 2800, 2860 [379]	2700 [420]
	Амфиболиты	—	—	(2450—3350)	—	—	—	—	—
Кольско-Норвежская	Плагиоклазо-микроклиновые граниты и мигматиты	(1380—5100) [316]	(1490—1820)	—	2560 ± 130	3220 ± 260 2730 ± 320	—	—	2700 [115, 267, 379]
	Олигоклазовые гнейсо-граниты	1750 (1650—3600)	1700—1750	—	—	—	—	—	—
	Кольская серия (метаморфизм амфиболитовой фации)	1750, 1950 [65] (1600—3250)	—	1900, 2300 (880—3600) [65]	2130 ± 170	—	2700 ± 900 [76]	Сфен—2650, циркон— 2700 [381]	3150 ± 50 [267]
	Мончегорский плутон основных—ультраосновных пород	—	—	—	—	—	—	—	2900 ± 200 [267] 3000 [373]
	Диориты, гиперстеновые диориты, чарнокиты	(1825—3600)	3170 *	Магнитная фракция породы (2100—5500)	—	—	—	—	—
	Кольская серия (метаморфизм гранулитовой фации)	—	—	3500 3300 **	—	—	—	—	—

* Анализировался плагиоклаз.

** Изохрона по пироксенам.

2400—2200 (аргоновый метод), 2150—2100 (свинцовый и стронциевый методы), 1900—1800 (аргоновый метод).

Плутонические породы (диориты и чарнокиты, плагиомикроклиновые и плагиоклазовые граниты) имеют аргоновый возраст, варьирующий от 1600 до 5100 млн. лет. Наиболее надежно определен возраст плагиомикроклиновых гранитоидов Кольского полуострова свинцово-изохронным методом, а Карелии — стронциевым изохронным, которые дают согласующиеся значения порядка 2600—2800 млн. лет. Более высокие значения аргонового возраста (2900—5100 млн. лет) для тех же гранитов не отвечают возрасту пород и объясняются или наличием избыточного аргона [316], или непостоянством константы распада [78].

Такие же значения (2600—2800 млн. лет) получены всеми тремя методами для плагиомикроклиновых гнейсо-гранитов Карельско-Финляндской зоны.

Значение возраста саамских гранитоидов (2600—2800 млн. лет) хорошо согласуется с близким к нему возрастом повторного метаморфизма пород кольской и беломорской серий.

КАРЕЛИДЫ

Ранние карелиды в пределах Кольско-Норвежской зоны представлены тремя сериями: полмос-порос, тундровой и кейвской, слагающими пространственно разобщенные самостоятельные синклинии. Все три серии имеют в основании базальные конгломераты, отделяющие их от фундамента — кольской серии и ее гранитов. Разный аргоновый возраст послужил основанием к тому, что в схемах А. А. Полканова [293], В. А. Масленникова [213] серия полмос-порос отнесена к позднему архею, тундровая — к раннему протерозою, а кейвская — к среднему или позднему.

Свиты полмос и порос составляют единую серию, которая на государственных геологических картах и в большинстве тектонических схем относится к раннему протерозою.

Определения возраста ее пород произведены по различным минералам из гнейсов, сланцев, амфиболитов, по цементу базальных конгломератов различных по стратиграфическому положению горизонтов свиты. Анализировались также минералы гранитоидов как ранних, синкинематических (гранодиориты), так и посткинематических трещинных интрузий и пегматитов. Эти данные в обобщенном виде приведены в табл. 11.

ТАБЛИЦА 11

Возраст пород серии полмос-порос и прорывающих ее гранитоидов, определенный аргоновым методом, млн. лет

Порода, свита	Блотит	Мусковит	Амфибол
Пегматиты*	1800	2150 (1600—2700)	—
Микроклиновые граниты	(1600—2050)	(1600—2350)	—
Грейзенизированные турмалиновые граниты	(1650—2400)	(2000—2200)	—
Гранодиориты	(1650—2200)	—	1900
Порос (по ИГГД АН СССР)	(1680—2640)	1710, 2020	—
Полмос (по ИГГД АН СССР)	(1640—2630)	1680	(1940—3090)

* Для пегматитов возраст определен также стронциевым методом по слюде (1900—2650 млн. лет) и микроклину (2350—3050 млн. лет) и свинцовым — по уранинит (1810 млн. лет) [115].

Наблюдаемый разброс значений возраста труден для интерпретации. Большое количество определений в интервале 1640—1800 млн. лет можно объяснить процессами омоложения, связанными с зонами милонитизации и расщепления, а также контактовым воздействием щелочных гранитов Кейв [86].

Если рассматривать наиболее высокие значения возраста (2700 млн. лет — мусковит в пегматитах, 2630, 2640 млн. лет — биотит в гнейсах, 3090 млн. лет — амфибол в амфиболитах) как отвечающие времени метаморфизма и магматизма, то следует сделать вывод, что серия полмос-порос древнее 2700—3000 млн. лет и одновозрастна с кольской серией. Последнее заключение не согласуется с геологическими представлениями о ее стратиграфическом положении и ее взаимоотношениях с породами кольской серии. Можно предположить, что для пород полмос-порос имеет место завышение аргоновых значений возраста, подобное тому, какое отмечено для гранитов фундамента серии полмос-порос. Отсутствие определений стронциевым изохронным и свинцовым методами не дает возможности в настоящий момент охарактеризовать возраст серии полмос-порос более определенно.

Породами, относимыми к тундровой серии, сложены небольшие участки в различных районах Кольского полуострова. Для района Кольского фьорда возраст пород по амфиболу равен 1960 млн. лет, по мусковиту — 1780 млн. лет, по биотиту — 1620—1710 млн. лет. Возраст амфибола, видимо, ближе всего ко времени последнего метаморфизма этой толщи. Для пород, обрамляющих с юга серию имандра-варзуга, имеются расходящиеся определения возраста [293] по биотиту, мусковиту и по породе в целом, которые однозначно интерпретированы быть не могут, так как в этой зоне разлома могут присутствовать разновозрастные породы, в том числе и породы фундамента. В то же время интенсивные тектонические движения обычно приводят к нарушению калий-аргоновых отношений.

Новые определения, сделанные по амфиболам из пород тундровой серии в северо-западной части Кольского полуострова (свита тольшвидкеулик), показали возраст 1800—1900 млн. лет, что, видимо, отражает время последних метаморфических процессов.

Кейвская серия слагает широкий синклиниорий, занимающий северо-восточную часть Кольского полуострова. В ней преобладают терригенные осадочные породы, которыми представлены нижняя, гнейсовая, и верхняя, сланцевая (существенно глиноземистая), свиты. Некоторые исследователи склонны рассматривать эти две свиты как разновозрастные образования [83]. В различных частях разреза кейвской серии залегают пластовые тела ортоамфиболитов.

Возраст пород кейвской серии исследовался аргоновым (гнейсы, сланцы, пегматиты) и свинцовым (пегматиты) методами. Почти все определения относятся к гнейсам и сланцам северо-западной части структуры, вблизи ее контакта со щелочными гранитами. Для гнейсовой свиты имеется 7 определений по биотиту (1575—1875 млн. лет); определения по мусковиту пород сланцевой свиты варьируют в более широком интервале — 1625—2500 млн. лет. Из них 5 определений (1625—2000 млн. лет) относятся собственно к сланцевой свите, а два более древних (2200 и 2500 млн. лет) к породам, перекрывающим кейвские гнейсы в юго-восточной части структуры, о стратиграфическом положении которых нет единого мнения.

Новые определения возраста амфиболов кейвской серии из северо-восточной части синклинория дали около 1960 млн. лет. Возраст пегматитов, рвущих гнейсы и сланцы кейвской серии, по аргоновому методу равен 1600—1800 млн. лет, а по свинцовому — 1800 млн. лет.

Приведенные радиологические данные показывают, что для отнесения кейвской серии к среднему, а тем более к позднему протерозою [213]

ТАБЛИЦА 12
 Возраст пород лопского отдела ранних карелид Карельской зоны, млн. лет

Серия	Порода	Метод					
		Аргоновый				Стронциевый	Свинцовый (модельный)
		Биотит	Мусковит	Амфибол	Порода в целом	Порода в целом	Руды
Гимольская	Гнейсы, сланцы, амфиболиты	1720—1850	—	1830—2800	—	2320 [323]	—
	Пегматиты и граниты	1810	1790—1950	—	—	2190 [84]	—
Бергаульская	Гнейсы, сланцы, амфиболиты	1660—2310	2260—2400	2130—2825	1755—2165	—	1630, 2120 [37]
	Граниты	1810—1930	1620—2410	1840	—	—	—
Парандовская	Гнейсы, сланцы, амфиболиты	1610—1920	1600	1530—2345 (1 опр. 3325)	1690	—	2420, 2520 [37]
	Пегматиты и граниты	1690, 1780	1790—1890	—	—	—	—
Сортавальская	Амфиболиты	—	—	1900 (1600—2000)	—	—	—
Ириногорская, хизоварская	Сланцы, амфиболиты	1545—1700	1570—1720	1380—1790	—	—	—
Хаутаварская, ялонварская	Гнейсы, сланцы, амфиболиты	1600	2125	2460	1710	—	1840, 1850, 1900, 2150, 2150, 2160, 2210 [37]
	Основные породы	—	—	3075	1850, 1910	—	
	Граниты	1600—2210	—	2560—2780	—	—	

ТАБЛИЦА 13

Возраст сумского отдела ранних карелид Карельской зоны, млн. лет

Серия	Порода	Метод				
		Аргоновый			Стронциевый	Свинцовый
		Биотит	Мусковит	Амфибол	Порода в целом	
Ладожская	Сланцы, гнейсы, амфиболиты	1700—1810	1800	1810, 1950	1885 ± 20 [419]	—
	Мигматиты, плагиограниты	1675—1800	—	1820	—	—
	Пегматоидные граниты и пегматиты	1500—1870	1730—1820	—	1865 ± 25 [419]	Циркон — 1830 [379]
	Постороженные микроклиновые граниты	1630	—	—	1815 ± 30 [419]	—
	Сланцы, амфиболиты *	1600—1830	1595—1770	1485—1810	—	Руды — 1910 [37]
	Габбро-диабаз *	—	—	1760	—	

* Породы тунгудской, соваярвинской и большеозерской свит.

нет оснований, поскольку возраст последнего регионального метаморфизма пород этой серии древнее 1900 млн. лет.

Ранние карелиды в Карельской зоне представлены лопским отделом, сложенным следующими формациями: лептито-сланцевой с магнетитовыми кварцитами (гимольская серия), спилито-кератофировой (парандовская, бергаульская, хаутаварская серии), высокоглиноземистой (ириногорская, хизоварская серии) и сланцево-карбонатной (сортавальская серия), а также более молодыми (сумский отдел, табл. 7) — вулканогенной (тунгудской) и флишеидной (ладожской) формациями. Ранние карельские толщи сохранились главным образом в крупных складчатых синклинальных структурах.

Гимольская серия является стратотипом разреза нижнего протерозоя Карелии. Ее возраст определялся аргоновым, стронциевым изохронным и свинцовым методами (табл. 12). Аргоновые датировки относятся к районам Поросозера, Гимольскому и Костомукшскому месторождениям. Стронциевым методом определен возраст метаморфизма сланцев Гимольского и Межозерского месторождений.

Последнее определение является наиболее достоверным, а потому принимается как реперное для оценки времени формирования ранних карелид. Оно хорошо согласуется со стронциевым возрастом (2190 млн. лет) [84] обнажающихся здесь же гранитов того же геологического цикла. Таким образом, возраст метаморфизма и магматизма ранних карелид может быть оценен интервалом времени 2400—2100 млн. лет. В табл. 12 приведены имеющиеся значения возраста и для других серий нижнего протерозоя. Большинство определений по слюдам ниже этого интервала. По амфиболам получены расходящиеся значения возраста, большая часть которых согласуется со стронциевыми определениями. Возраст по амфиболам, превышающий 2400—2500 млн. лет, в настоящее время объяснить трудно. Возможно, что часть этих определений относится к породам нижнего структурного яруса.

Аргоновый возраст сортавальской и ириногорской (тикшозерской, по мнению других авторов) серий, принадлежащих по принятой стратиграфической схеме (табл. 7) к этому же подразделению, отвечает интервалу времени 1850—2000 млн. лет. Такие значения возраста существенно отличаются от возраста, принятого для нижнего подразделения (лопия) нижнего протерозоя. Он соответствует времени сумского метаморфизма. Возможно, что сумский региональный метаморфизм затронул породы как нижнего, так и верхнего подразделений ранних карелид. Для сортавальской серии это несомненно, поскольку наблюдаемая в Приладожье метаморфическая зональность накладывается одновременно на сортавальскую и ладожскую серии. Возраст пород сумского отдела нижнего протерозоя приведен в табл. 13.

Наиболее детально по сравнению с другими регионами Балтийского щита изучен возраст ладожской формации. Он охарактеризован аргоновым, свинцовым и изохронным стронциевым методами. Произведенное И. М. Гороховым с сотрудниками геохронологическое изучение Приладожья (основные результаты даны в табл. 13) позволяет оценить: 1) время метаморфизма и магматизма в 1950—1800 млн. лет, 2) интервал времени от начала регионального метаморфизма до заключительных этапов магматизма менее чем 100 млн. лет.

СУБПЛАТФОРМЕННЫЕ И ПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Верхний структурный ярус карелид сложен породами средне- и позднепротерозойского возраста (табл. 7).

Средний протерозой в пределах Кольско-Норвежской зоны карелид представлен двумя осадочно-вулканогенными комплексами — печенг-

ским и имандра-варзугским, а также разнообразными комплексами магматических пород.

Печенгский осадочно-вулканогенный комплекс образует в северо-западной части Кольского полуострова ассиметричную мульду площадью около 2300 км². Комплекс состоит из четырех осадочно-вулканогенных толщ, лежащих с базальными конгломератами в основании на гранитах и гнейсах кольской серии.

В течение длительной истории изучения печенгского комплекса представления о его возрастной принадлежности менялись. В настоящее время его относят к среднему протерозою. Такой возраст печенгской структуры принят в легенде к среднемасштабным государственным геологическим картам. Сопоставление разрезов печенгской, имандра-варзугской и ятулийской серий, сделанное Э. А. Поляк [301], показало общие черты и различия этих разрезов, характеризующих переходный к платформенному этапу развития Балтийского щита. С формированием печенгского комплекса связаны интрузии основных и ультраосновных пород (с сульфидным медно-никелевым оруденением), которые приурочены к ждановской свите филлитов верхнепеченгской подсерии.

Были попытки определить возраст печенгской серии аргоновым, свинцовым и стронциевым методами. Полученные результаты (табл. 14)

ТАБЛИЦА 14
Возраст пород печенгского комплекса, млн. лет

Подсерия	Свита	Порода	Метод		
			Аргоновый (амфиболы)	Свинцовый (модель- ный)	Стронцие- вый изо- хронный
Верхне- печенгская	Жданов- ская	Руды	—	1860, 1870, 1880 * (пирротин)	—
		Перидотит	1970 * 1880	—	—
		Филлит	1710 ** 1890	—	1685 ± 75 **
		Пластовая интрузия основных пород	1646	—	—
		Габбро-амфиболит	1850	—	—
	Матерт	Амфиболит	2000	—	—
		» Габбро-амфиболит	2340 1840	—	—
Вторая вулкано- генная толща		Амфиболовый сланец	1355	—	—
Контакт между архей- скими гнейсами и ниж- ней печенгской свитой		Ортоамфиболит	2470	—	—

* Анализировался биотит.

** Анализировалась порода в целом.

свидетельствуют о трудностях применения изотопных методов к основным породам, а также к неметаморфизованным гетерогенным (содержащим существенную примесь обломочного и туфового материала) породам. Детально эти результаты рассмотрены в другой работе [64]. Предварительно возраст печенгской серии можно оценить в интервале 1900—1700 млн. лет, что подтверждает отнесение печенгского комплекса к среднему протерозою.

Имандра-Варзугская синклиновая структура находится в юго-восточной части Кольского полуострова. Она вытянута в субширотном направлении на 300—350 км, отделяясь глубинными разломами на севере от пород кейвской серии, на юге — от тундровой серии, и сложена вулканогенно-осадочными породами имандра-варзугской серии, моноклинально падающими на юго-запад. Максимальная мощность серии около 12 км. Возраст ее охарактеризован только аргоновым методом для основных пород (пластовых тел метадиабазов и габбро, послескладчатых интрузий основных и ультраосновных пород). Значения возраста варьируют в интервале 1800—2230 млн. лет, что согласуется с возрастом пород печенгской серии.

Средний протерозой в Карельской зоне, по К. О. Кратцу и В. А. Соколову, включает сариолийский, ятулийский и суйсарский отделы. Породы их слагают структуры типа наложенных мульд и грабен-синклиналей, наиболее крупными из которых являются Онежская, Суоярвская, Сегозерская, Елмозерская. Сариолийский отдел представлен конгломератами, аркозами, туфогенными песчаниками, которые с угловым несогласием лежат на нижнепротерозойских и более древних породах. Ятулийский отдел включает две фациально различные, но разновозрастные серии — онежскую и сегозерскую, сложенные кварцито-песчаниками, сланцами, карбонатными породами и основными вулканитами. В строении суйсарской серии, завершающей разрез среднего протерозоя, преобладают вулканиты наряду с глинистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками и алевролитами.

Среднепротерозойские породы карельской зоны радиологически изучены неравномерно; имеющиеся данные приведены в табл. 15. Наиболее детально изучена сегозерская серия в Центральной Карелии, только для нее имеется около 50 аргоновых датировок. Предварительно возраст ятулийского отдела среднего протерозоя может быть оценен близким к 1750 млн. лет (преобладание аргоновых датировок, пересчет свинцовых данных [380]).

Наиболее ранние платформенные отложения, представленные иотнийской серией (вепский отдел, табл. 9), развиты в западном Прионежье в Карелии.

Нижняя, петрозаводская (или каменноборская), свита сложена песчаниками, алевролитами, глинисто-серицитовыми сланцами и конгломератами; верхняя, шокшинская, свита представлена красноцветными кварцито-песчаниками.

С вепским (иотнийским) этапом связано формирование платформенных интрузий гранитов рапакиви и кварцевых габбро-диабазов. Возраст пород иотнийского комплекса приведен в табл. 16. Большая часть полученных значений хорошо согласуется между собой и определяет интервал времени формирования иотния 1700—1550 млн. лет.

Более молодые платформенные образования восточной части Балтийского щита представлены приозерской, салминской, турьинской и терской свитами, относимыми к верхнему протерозою. Имеется одно определение возраста порфиритов салминской свиты (по породе в целом, ИГГД АН СССР), равное 1480 млн. лет, и одно определение той же породы, выполненные в ГЕОХИ АН СССР, равное 1200 млн. лет (авторферат А. И. Кайряка). Эти свиты на основании сходства микрофоссилий

ТАБЛИЦА 15

Возраст пород суйсарского, ятулийского и сарилийского отделов среднего протерозоя Карелии, млн. лет

Отдел	Серия, свита	Порода	Метод				
			Аргоновый			Свинцовый	Стронциевый
			Порода в целом	Амфибол	Биотит	Порода в целом	
Суйсарский	Суйсарская серия	Основные породы Ветрено-го пояса	1960, 1980, 2170, 2200	—	—	—	—
	Бесовецкая свита	Глинистый сланец	1740	—	—	—	—
Ятулийский	Сегозерская и онежская серии	Основные породы (покровы и дайки)	1520—2300	1895, 2965	1770, 1825	—	—
		Сланцы	1400—1845	—	(1660—1790) 1750	1780±65 1765±50 [65]	1660—2040 [65]
Сарилийский		Пироксеновый порфирит, цемент конгломератов	1570	—	1660	—	—

ТАБЛИЦА 16
 Возраст пород ютнийского комплекса Карелии, млн. лет

Порода	Аргоновый метод		Свинцовый метод
	Порода	Блотит	
Граниты рапакиви	—	—	1550 [379]
Основные породы	1500—1670 [73]	1650	—
Кварцито-песчаники, глинистые сланцы	1600—1825	1650 * [383]	1550 [65], 1900 [383]

* Анализировался глауконит.

[262] можно сопоставлять с породами Мухоса и Сатакунты в Финляндии, возраст которых близок к 1300 млн. лет.

К позднему протерозою, частично к венду, относятся отложения, развитые на о. Кильдин и п-ове Рыбачьем в Баренцевом море, рассматривавшиеся ранее (Я. И. Седергольм) как гиперборейские. Их возраст, определенный аргоновым методом (по породе в целом и глаукониту), варьирует в интервале 600—1000 млн. лет [13, 18, 288], что позволяет рассматривать эти отложения как более молодые образования по сравнению с салминской серией и ее аналогами. Имеющиеся данные недостаточны для разделения по возрасту волоковской и кильдинской серий.

Длительность геологической истории докембрия восточной части Балтийского щита в свете приведенных данных может быть оценена в 3 млрд. лет или более. Значения возраста для разных подразделений докембрия приведены в табл. 17.

Наиболее ранние этапы геологической истории — формирование древнейших суперкрупных серий и их фундамента — для территории Балтийского щита радиологическими методами не датированы. Но если сопоставить историю развития этого региона с последовательностью геологических событий в раннедокембрийском кратоне Гренландии [417], то можно предполагать, что они происходили в интервале времени между 4—3,5 млрд. лет. Датирование этапов геологической истории территории Балтийского щита начинается лишь с гранулитового метаморфизма (3400—3300 млн. лет). Наиболее надежно датирован тремя независимыми методами последний докарельский метаморфизм (диафторез) и кислый магматизм в породах фундамента Карелид (2600—2800 млн. лет).

В истории развития карельского подвижного пояса надежно определен возраст как раннего геосинклинального (его инверсионной стадии), так и позднего орогенного этапов.

В течение раннего (геосинклинального) этапа развития карелид происходило формирование пород лопского отдела протерозоя, которое завершилось ребольской фазой складчатости, метаморфизмом и гранитообразованием.

Время метаморфизма и образования гранитов оценивается стронциевым изохронным и аргоновым методами в 2200—2400 млн. лет.

В орогенный этап развития территория Балтийского щита была в тектоническом отношении значительно дифференцирована. В наиболее мобильных зонах (унаследованных прогибах) продолжалось осадконакопление и вулканизм (породы сумского отдела протерозоя) с последующим метаморфизмом и гранитообразованием, которые в основном завершились к 1900—1800 млн. лет. В наиболее стабильных зонах в это

ТАБЛИЦА 17
 Возраст пород докембрия восточной части Балтийского щита, млн. лет

Группа	Подгруппа	Отдел	Серия, свита, комплекс	Метод			
				Аргоновый	Свинцовый	Стронциевый изохронный	
	Венд		Волоковая серия	—	—	—	
Протерозой	Верхний 1600 ± 50 Средний	Гиперборей	Серии п-ова Рыбачьего и кильдинская	620—1060	—	—	
		Вепский	Шокшинская и петрозаводская свиты	1500—1700	1550 *	—	
		Суйсарский	Суйсарская серия	1740	—	—	
		Ятулийский	Онежская, сегозерская серии	Печенгская, имандра- варзугская серии	1750	1765 *	1865 ± 72
	1800 ± 100	Сариолийский	Сариолийская серия	1660	—	—	
		Нижний	Сумский	Пегматиты и гранитоиды	1600—1800	1830 *, 1900	1815, 1865
	Сланцы, гнейсы, амфиболиты (ладожская, тунгудская, тундровая, кейвская серии)			1800—1950	1910 **	1885	
		Лощский	Гранитоиды и пегматиты	2000—2200	1900—2520 **	2190	
			Гнейсы, сланцы, амфиболиты (гимольская, полмос-порос, ялонварская серии и др.)	2000—2400	—	2320	
		2600 ± 100 Верхний		Пегматиты и гранитоиды	2600—2800	2800 *	2540—2780
Архей			Гнейсы, сланцы, амфиболиты (кольская, беломорская серии), метаморфизм амфиболитовой фации	2600—3000	—	2570	
			Основные и ультраосновные породы	—	2900 *, 3000 **	—	
	Нижний		Кристаллические сланцы (кольская серия), метаморфизм гранулитовой фации	3300—3400	—	—	

* Определения выполнены свинцово-изотопным методом.
 ** Модельный свинцовый возраст.

время или немного позднее (1800—1700 млн. лет назад) формируются субплатформенные формации сариолия, ятулия и суйсария.

В это же время (1800—1850 млн. лет) имела место интенсивная активизация (магматическая и метаморфическая) областей более древней стабилизации типа беломорско-лапландского блока, которая проявилась в широком развитии пегматитов.

Таким образом, значения возраста, отражающие, как правило, последние этапы метаморфизма и магматизма в сочетании с геологическими данными позволяют наряду с моноциклическими зонами выделять полициклические, претерпевшие неоднократные процессы магматизма и метаморфизма.

Геологические процессы с возрастом 1800—1900 млн. лет проявились на большей части Балтийского щита. В Карелии, на территории развития ятулийских (переходных к платформенным) серий, т. е. в наиболее тектонически стабильной в то время области, эти процессы сказались на аргоновом возрасте слюд, снивеллированном во всех трех структурных ярусах (архейском, раннепротерозойском и среднепротерозойском) до 1700—1850 млн. лет.

Для более молодых отделов (вепского, иотния и гиперборея), отражающих платформенный этап развития территории Балтийского щита, пока имеется мало определений, которые в основном согласуются со стратиграфической схемой (табл. 7 и 14).

Глава 2

ФУНДАМЕНТ ПЛИТЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Геологические представления о составе, строении и возрасте пород погребенной части фундамента базируются на результатах геофизических исследований и изучении керна скважин, вскрывших кристаллические докембрийские породы под осадочно-вулканогенным чехлом. Составленные под редакцией Л. А. Варданянца геологические карты фундамента Русской платформы [60] показывают сложное блоковое строение последнего, наличие тектонических нарушений разрывного порядка и большое разнообразие слагающих его пород различного состава.

Геохронологическое изучение пород фундамента Русской платформы с использованием различных методов проводилось в течение ряда лет в лабораториях ВСЕГЕИ, БашФАН СССР, ГЕОХИ АН СССР, ИГГД АН СССР и Радиевого института и результаты в значительной мере опубликованы.

К настоящему времени мы располагаем значительным количеством датировок (около 1000) аргоновым методом, полученных по слюдам, амфиболам, пироксенам, их обогащенным фракциям и по породе в целом. Датировок, полученных свинцовым и стронциевым методами, очень немного.

Геохронологическая изученность фундамента территории плиты Русской платформы весьма неравномерна. Особенно слабо исследована территория северо-востока и центральной ее части. Краткая характеристика геохронологических данных дается ниже по отдельным регионам платформы.

ПРИБАЛТИКА И ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ

В северо-западной части плиты Русской платформы фундамент лучше всего разбурен и изучен в окрестностях Ленинграда (Карельский перешеек, районы Любани, Павловска, Гатчины, Колпино), в меньшей степени — в Центральной Эстонии, Западной Литве и Латвии. На остальной территории имеются лишь единичные скважины.

По данным бурения и геофизики на северо-западе платформы выделяются две крупные зоны раннепротерозойской складчатости (Белорусско-Прибалтийская и Ладожско-Крестецкая), окаймляющие и как бы связывающие архейские массивы (блоки), наиболее крупными из которых являются Лужско-Ленинградский, Западно-Прибалтийский и Даугавпилсский. Для архейских блоков характерны пониженные магнитные и гравитационные поля мозаичного облика, тогда как зоны раннепротерозойской складчатости отличаются линейным характером протяженных и выдержанных по простиранию аномалий, повышенной намагниченностью пород и, как правило, повышенными значениями силы тяжести.

Дорифейские образования относятся к двум разновозрастным группам: архейской и ранне-среднепротерозойской (табл. 18).

ТАБЛИЦА 18
Хроностратиграфическая схема фундамента северо-запада
Русской платформы

Группа	Подгруппа	Породы	Возраст, млн. лет (количество проб)
Протерозой	Рифей	Диабазы, габбро-диабазы, долериты и т. д.	—
	Средний	Граниты рапакиви, снениты, монзониты, лабрадориты, габбро-нориты	1510—1650 (4)
	Ранний	Микроклиновые, плагиомикроклиновые граниты Габбро, габбро-нориты, амфиболиты, серпентиниты Амфиболовые, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы, биотитовые, биотит-кварц-полевошпатовые сланцы, изредка роговики, скарны	1260—1750 (27)
Архей	Диориты, гранодиориты, плагиограниты Габбро, габбро-нориты, ортоамфиболиты Гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, пироксеновые, гранат-пироксеновые, высокоглиноземистые (биотитовые с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, графитом) Чарнокиты	1300—2450 (39)	

Архейские суперкрупные образования изучены в северной части Лужско-Ленинградского блока. Сотни скважин вскрывают здесь преимущественно значительно гранитизированные биотит-плагиоклазовые гнейсы, нередко перемежающиеся с высокоглиноземистыми разностями, содержащими в переменном количестве гранат, кордиерит, силлиманит, графит.

Гнейсы протягиваются в субширотном направлении от Новгорода до Таллина, слагают также Карельский перешеек и сопоставляются со свекофенскими образованиями Южной Финляндии. Значительно реже вскрываются роговообманковые, биотит-роговообманковые, гиперстеновые

гнейсы, амфиболиты. Изредка отмечаются скарноподобные ассоциации пород с магнетитовым и сульфидным оруденением (районы Йыхве и Ульясте в Северной Эстонии).

Из интрузивных образований, относимых к архею, в пределах Лужско-Ленинградского блока чаще всего отмечаются плагиограниты, гранодиориты, реже диориты, габбро и габбро-нориты. Наиболее широко развиты более молодые ранне(средне)протерозойские микроклиновые граниты как слагающие отдельные довольно крупные тела, так и образующие многочисленные жилы и прожилки (включая аплиты и пегматиты) в породах субстрата и вызывающие интенсивную гранитизацию и мигматизацию последних.

Кроме того, в пределах Лужско-Ленинградского блока известны три массива рапакиви и рапакивиподобных гранитов (в районах Луги, Таллина и Нарвы).

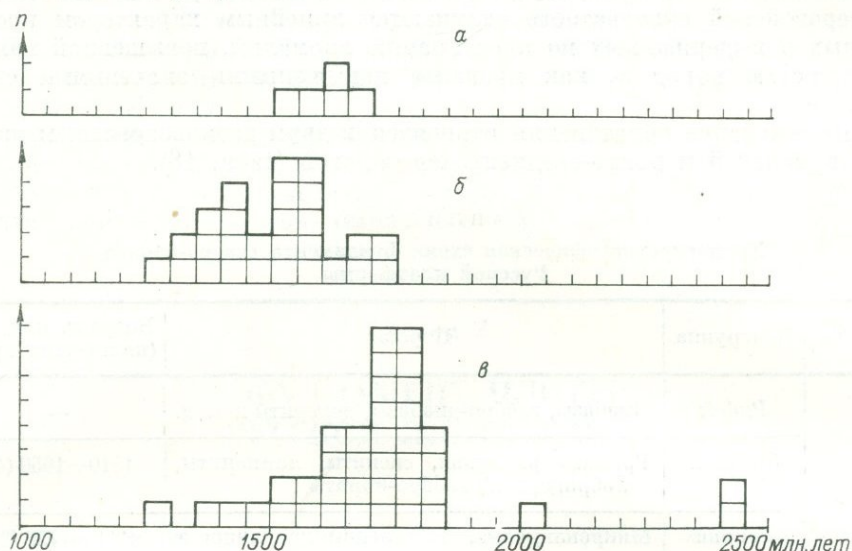


Рис. 10. Гистограмма распределения возрастных значений для докембрийских пород Прибалтики и Ленинградской области.
а — средний протерозой; б — ранний протерозой; в — архей.

Архейские образования развиты также в Южно-Прибалтийском массиве, Западной Литве и Калининградской области. Здесь вскрываются различные гнейсы, в том числе и биотит-гиперстеновые, иногда чарнокиты. Отмечаются также габбро-нориты, амфиболиты, гранодиориты. Отдельными скважинами они вскрыты и в Латвии.

Значения возраста, полученные аргоновым методом для 40 проб пород, относимых к архею, варьируют в очень широких пределах от 2450 до 1300 млн. лет, т. е. практически повсеместно омоложены под воздействием наложенных процессов в раннем и среднем протерозое. Это отчетливо видно на гистограмме (рис. 10, в).

Нижнепротерозойские суперкрупные образования развиты в пределах обрамляющих архейские блоки зон раннепротерозойской складчатости. Наиболее изученной является Белорусско-Прибалтийская зона, протягивающаяся из Восточной Польши через Западную Белоруссию и Восточную Литву в район Пскова.

В Западной Белоруссии и на востоке Литвы в этой зоне развиты различные гнейсы (биотитовые, биотит-амфиболовые, реже пироксеновые и высокоглиноземистые), слагающие серию аномальных полос, протягивающихся в северо-восточном направлении от Бреста к Невелю. Наряду

с высокометаморфизованными породами отмечаются образования более низких ступеней метаморфизма — амфиболовые и слюдяные сланцы, метапесчаники, роговики и скарны; в единичных скважинах найдены железистые кварциты. В межаномальных участках преобладают различные магматические и метасоматические образования. К зонам разломов приурочены тела габбро, габбро-норитов (иногда с магнетит-ильменитовым оруденением), а также гранитов, в том числе рапакивиподобных.

Аналогичные породы проявлены в пределах Белорусско-Прибалтийской зоны в Юго-Восточной и Центральной Эстонии. Здесь довольно широко распространены габбро и габбро-нориты, амфиболиты, плагиоклазовые и микроклиновые граниты, изредка отмечаются серпентиниты (скважина Отея). Из метаморфических пород встречаются биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы, иногда гнейсы с пироксеном, гранатом, кордиеритом.

Примерно такие же породы обнаружены на одном из участков западной ветви Белорусско-Прибалтийской зоны, окаймляющей с запада Даугавпилский массив. В районе Сигулды на Инчукалнской площади также широко развиты плагиоклазовые и микроклиновые граниты, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, наряду с которыми отмечаются мелкозернистые биотит-кварц-полевошпатовые сланцы протерозойского облика, а также скарноподобные образования.

По данным бурения и геофизики Белорусско-Прибалтийская зона складчатости состоит из ряда антиклинорных и синклинорных подзон, сложенных соответственно архейскими и раннепротерозойскими (с реликтами архейских) образованиями.

Другая раннепротерозойская зона — Ладожско-Крестецкая — прослеживается от района Великих Лук, где она сочленяется с Белорусско-Прибалтийской зоной через Крестцы (юго-восточнее Новгорода), Тихвин к Ладожскому озеру, на северном побережье которого сливается с областью развития нижнепротерозойских образований ладожской серии. Эта зона почти не разбурена. Датировки пород, относимых к раннему протерозою, также являются омоложенными (рис. 10, б), и не дают представления об их истинном возрасте.

К образованиям среднего протерозоя отнесены граниты комплекса рапакиви и ассоциирующиеся с ними тела лабрадоритов и габбро-норитов. Крупнейший Курземский массив рапакиви выявлен в Западной Латвии. Он охватывает Курземский полуостров, акваторию Рижского залива и южную часть о. Саарем. Меньшие по площади массивы рапакиви установлены в районе г. Луги (Лужский массив), а также около Таллина, Нарвы и в Центральной Эстонии. Л. А. Варданияц намечает плутон рапакиви в Северо-Восточной Польше, включающий граниты, сиениты, лабрадориты, габбро. Возможно, сюда следует отнести некоторые гранитоидные породы в смежных с Польшей районах Калининградской области и Литвы, в частности сиениты в скважинах Друскининкай и Калвария. Хотя для пород среднего протерозоя очень мало геохронологических данных, полученные результаты можно считать более или менее отвечающими действительности. Данные аргонового метода колеблются в пределах 1500—1650 млн. лет. Возраст же гранитов рапакиви, который вскрыт скважиной Ваймыза, установлен по циркону равным 1700 млн. лет, что является наиболее надежной датировкой.

Рассматривая в целом имеющиеся датировки (рис. 10) по архейским, ранне- и среднепротерозойским породам Прибалтики и Ленинградской области, приходится констатировать, что практически во всех случаях значения аргонового возраста являются в различной степени омоложенными, и разделить по возрасту архейские и протерозойские образования при использовании только одного аргонового метода не представляется возможным.

БЕЛОРУССИЯ И ПРИЛЕГАЮЩИЕ К НЕЙ ОБЛАСТИ

Геохронологическими исследованиями фундамента охвачена вся территория Белоруссии, юго-восточная часть Литовской ССР, западная часть Брянской области и северная часть Украинского кристаллического массива до широты г. Новоград-Волыньска (рис. 11).

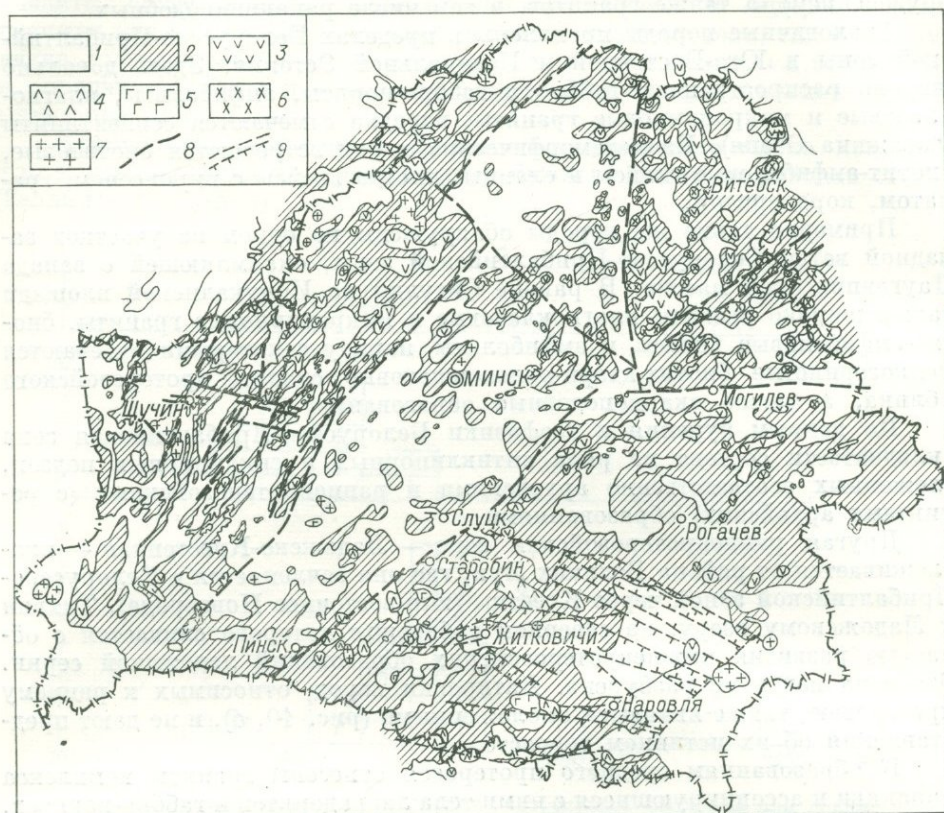


Рис. 11. Схематическая геолого-петрографическая карта кристаллического фундамента Белоруссии. Составил А. М. Пап с использованием геофизических материалов Белорусского геолого-гидрогеологического и геофизического трестов Управления геологии при Совете Министров БССР и Западного геофизического треста.

1 — гнейсы биотитовые, биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые с прослоями амфиболитов, гранитизированные и мигматизированные, а также нерасчлененные доскладчатые и соскладчатые интрузии гранитов и гибридных; гранодиоритов; 2 — амфиболиты, двупироксеновые кристаллические сланцы, роговообманковые гнейсы и нерасчлененные габбро, габбро-нориты и ультрабазиты (офиолитовая формация); 3 — габбро, установленные и предполагаемые; 4 — диориты, установленные и предполагаемые; 5 — гранодиориты и плагиограниты; 6 — гранодиориты и диориты нерасчлененные; 7 — граниты послескладчатые; 8 — предполагаемые границы тектонических блоков; 9 — разломы, сбросы.

Кристаллические породы, слагающие фундамент Белоруссии, принадлежат двум крупным группам суперкрупных пород: 1) гнейсам основания и сопутствующим им породам и 2) сланцевой толще житковичской свиты. Проведенные в последние годы исследования процессов метаморфизма, проявленных в комплексах фундамента Белоруссии, показали здесь широкое развитие образований амфиболитовой и гранулитовой фаций. Установлены также проявления наложенных на них более низкотемпературных ступеней регрессивной амфиболитовой фации, диафорических явлений фаций зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой. Смена этапов метаморфизма сопровождалась неоднократной сменой пара-

генетических ассоциаций минералов, часто разделенных во времени этапами тектонической деформации пород.

Сравнение комплексов кристаллических пород Белоруссии с породами докембрийского основания Польши, Южной Норвегии, Юго-Западной Швеции, Финляндии, Карелии, КМА и УКМ показывает, что гнейсы фундамента Белоруссии удовлетворительно коррелируются с теми гнейсами упомянутых территорий, которые относятся к архею. Группа пород, возможно, более высокого стратиграфического положения, характеризующаяся повышенными магнитными и гравитационными свойствами, состоящая из биотит-амфиболовых гнейсов, амфиболитов, двушпироксеновых кристаллических сланцев и трудно отличимых от них габбро и габбро-норитов, отличается от гнейсов основания меньшей степенью гранитизации. Возможно, что она соответствует офиолитовой формации, характерной для позднеархейской (?) и раннепротерозойской эпох вулканизма и седиментации. В какой-то мере эта формация проявляет петрологическое сходство с толщами сходного состава, выделенными в тикшозерскую, гимольскую, парандовскую серии протерозоя Карелии и михайловскую серию КМА. В фундаменте Белоруссии эти толщи занимают значительное пространство, отчетливо протягиваются северо-восточными полосами в Северо-Западной Белоруссии и юго-восточной части Литовской ССР.

В восточной части Белоруссии породы, условно относимые к этому типу на основании одинаковой интенсивности геофизических аномалий, также, по-видимому, имеют преимущественно северо-восточное простирание. В поле гнейсов кислого состава пачки слоев и отдельные слои залегают в общем согласно со слоями гнейсов основания. Воздействие гранитизации на высокожелезистые и магнезиальные слои кристаллических, часто двушпироксеновых сланцев приводит к локальной чарнокитизации этих пород, а дальнейшее развитие этого процесса нередко дает метаморфическое преобразование сланцев в биотитовые, биотит-амфиболовые и близкие по составу гнейсы. Таким образом, провести отчетливую границу между архейскими гнейсами и пачками кристаллических сланцев и амфиболитов в настоящее время не представляется возможным.

В разработанной автором схеме стратиграфического расчленения докембрия Белоруссии (табл. 19) толщи кристаллических сланцев и амфиболитов показаны условно выше кислых гнейсов, вместе с которыми они слагают архейско-нижнепротерозойский нерасчлененный комплекс.

Кристаллические породы в различное время были прорваны и мигматизированы разнообразными по составу интрузивными образованиями. Относительно главной фазы складкообразования среди них выделяются доскладчатые, соскладчатые и послескладчатые интрузии, которые расчленены с известной долей условности.

Архейская группа интрузивных пород по буровым данным изучена недостаточно, поскольку скважины вскрывают их от случая к случаю. К таким породам отнесены древние интрузии габбро, габбро-норитов, ультрабазитов и производных от них кристаллические двушпироксеновые сланцы. Аргоновый возраст их в связи с тектоническим воздействием, метаморфизмом в условиях гранулитовой фации и гранитизацией претерпел омоложение. Относительно, по-видимому, более молодыми, несмотря на более высокие результаты определения возраста (1930—1940 млн. лет), представляются интрузии диоритов, в том числе и кварцевых, известные в центральной части Белоруссии, прорывающие гнейсы основания. Они обладают массивными структурами с некоторым катаклизмом зерен и приобремененными кристаллобластовыми структурами.

По петрологическим свойствам эти породы в общем близки к диоритам Микашевичей, гранодиоритам Старобина, Пинска, Буйновичей, диоритам Северо-Домановичей, которые, однако, показывают еще более

Стратиграфическая схема кристаллического фундамента Белоруссии

Группа	Подгруппа	Формации	Метаморфические и магматические комплексы пород	Фации метаморфизма
Протерозой	Верхний	Кварц-порфировая	Кварцевые порфиры д. Лучки	
	—1650 ± 50		Несогласие	
	Средний	Габбро-диабазовая Гранитовая Габбро-диорит-гранитовая	Габбро-диабазы и оливковые диабазы Граниты микроклиновые, монцодиориты, адамеллиты и плагиоклаз-микроклиновые граниты Гибридные габбро, диориты и гранодиориты, микроклиновые граниты Житковичей (осницкий комплекс)	
—1900 ± 100				
Нижний		Лептитовая	Житковичская свита: сланцы по риолитовым порфирам (плагиоклазовым, ортоклазовым и кварцевым), диабазам, андезит-базальтам и осадочно-пирокластическим породам	Амфиболитовая (ставролит-кванитовая субфа́ция), эпидот-амфиболитовая и фа́ция зеленых сланцев
		Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая	Околовская свита железистых кварцитов и предполагаемых сланцев лептито-порфирового ряда	
	—2600 ± 100		Несогласие	
Архей		Мигматит-гранитовая Плагиогранит-чарнокитовая Перидотит-габбро-норитовая	Граниты, плагиограниты и мигматиты синорогенные Плагиочарнокиты и чарнокиты	Гранулитовая и амфиболитовая
		Осадочно-вулканогенная Вулканогенно-терригенная	Габбро, габбро-нориты и ультраосновные породы Амфиболиты и двушироксеновые кристаллические сланцы Гнейсы биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболо-биотитовые и другие с гранатом, силлиманитом, кордиеритом	

молодой возраст. Это сходство, вероятно, кажущееся, поскольку в этих более молодых диоритах и гранодиоритах упомянутых мест устанавливаются черты гибридности между более поздними гранитами и вмещающими гнейсами и амфиболитами, как это характерно для пород осницкого комплекса. По-видимому, между этими двумя группами пород различие в возрасте такое же, как между породами житомирского и осницкого интрузивных комплексов Украины.

Суперкрупный комплекс среднего протерозоя представлен сланцами так называемой житковичской свиты, образованными по древним риолитовым порфирам, диабазам и осадочно-пирокластическим слоям переменного (от риолитов до диабазов) состава со следами ритмичной слоистости. По составу эта толща коррелируется с лептитовой формацией Швеции, суперкрупным комплексом Норвегии и сходными сланцами сущанской свиты района д. Перги на Украине. Они прорываются гранитом, имеющим родство с гранитами рапакиви; таковы граниты Житковичского и Пержанского (Украина) массивов. Граниты Житковичей,

как и порода пержанского типа (динамограниты, по Н. И. Безбородько), представляют собой мilonиты и катаклазиты древних гранитов, микроклинизированные и окварцованные и превращенные в метасоматиты. Палеотипный характер и вторичные преобразования, отсутствующие в гранитах группы рапакиви (коростеньских, выборгских), позволяют предполагать более древний возраст этих гранитов по сравнению с гранитами рапакиви.

Аналогичные возрастные отношения устанавливаются для субиотнических гранитов Дала в Юго-Западной Швеции и гранитов Трюсиль в Юго-Восточной Норвегии с гранитами рапакиви. Гранитовая магма в зависимости от пород, в которые она проникала, привела к формированию таких гранитов, как на участке Микашевичи при внедрении в гнейсы основания, а на участке Житковичи — в толщу порфиров. Между гранитами этих близких участков существуют взаимные переходы и отмечается глубинная гибридизация их. При достаточно интенсивном вплавлении толщи гнейсов и амфиболитов вблизи ксенолитов и тел гнейсов образуется зона габбро, затем диоритов, гранодиоритов и, наконец, гранитов.

Образование гибридных диоритов, гранодиоритов, иногда и габбро является одним из первых этапов гранитизации суперкрупных толщ. В гнейсах основания эта гранитизация выражается в широком замещении гнейсов микроклином и кварцем, что приводит к появлению гранитоидных пород со шпирами и плоскопараллельным расположением в них биотита. Иногда, например на Микашевичском выступе, породы имеют ортогнейсовый облик, где правильная слоистость, характерная для гнейсов, отсутствует. Такие ортогнейсы, образованные по гранитам, развиты в Щучинском районе, где проникновение расплава в толщу кристаллических сланцев привело к послойному его распределению в этой толще, гибридизации пород в узких зонах контактов, появлению ксенолитов сланцев в граните. Гранитные инъекции мощностью от 10—15 см до нескольких метров нередки среди гнейсов юго-восточной части Белоруссии. Иногда они образуют небольшие массивы в гнейсах (Ново-Белица, Малейки, Стреличево, Шарпиловка, Копаткевичи и др.).

Возраст гибридных диоритов (1820—1790—1730 млн. лет) и гранодиоритов по сравнению с возрастными амфиболитов (1910 млн. лет), гнейсов и прорывающих их гранитов (1500—1550 млн. лет) является промежуточным. Весьма характерно, что гнейсы практически повсеместно показывают более молодой возраст, чем внедренные в них граниты. Аналогичные возрастные и петрологические взаимоотношения пород встречаем на участке Глушкевичи, являющимся северной окраиной Украинского кристаллического массива.

Гранитизация привела к консолидации платформы. Новые тектонические движения расчленили ее на блоки, погружившиеся на различную глубину, а по разломам проникли новые порции расплавов, приведшие к появлению гранитовых массивов. Эти граниты характеризуются более спокойным залеганием и почти полным отсутствием деформаций. Таковы массивы Мостовский, Выгодский и др. Возраст их определяется в пределах 1380—1340 млн. лет.

На пенецлензированной поверхности фундамента в грабеноподобных впадинах, где раньше отлагались субвулканические породы житковичской сланцевой свиты субиотния, образовались розовые и красные кварциты и кварцито-песчаники иотния. На Житковичском участке юга Белоруссии эти кварциты в скользящих зонах тектонического срезания содержат кианит.

Наиболее молодыми магматическими породами, секущими граниты Микашевичей и Житковичей, а также различные гнейсы, являются дайки оливиновых и других диабазов, микродиоритов и близких к ним пород.

Все имеющиеся датировки для пород фундамента Белоруссии и смежных территорий сведены в табл. 20, из которой видно, что суперкрупные комплексы основания претерпели сильное аргоновое «омоложение» и показывают даже более молодой возраст, чем интрузивные породы их прорывающие. Интрузивные породы по данным аргонового метода также не сохранили своего истинного возраста, что видно, если сравнивать их возраст с возрастом заведомо более поздних песчаников иотния. Это подтверждается также данными свинцового метода, полученными в лаборатории ВСЕГЕИ [41]. Значения возраста по разным изотопным отношениям для двух образцов циркона из гранодиоритов Микашевичей варьируют в интервале 1820—2030 млн. лет. Для циркона из гранита Житковичей вариации значений возраста по разным изотопным отношениям несколько большие и по наиболее достоверному для докембрийских минералов отношению Rb^{207}/Rb^{206} составляет 1710 млн. лет. Изотопный возраст, найденный для трех анализированных образцов циркона по отношению Rb^{207}/Rb^{206} соответствует 1860 ± 30 млн. лет, который, по-видимому, скорее можно считать истинным возрастом осницкого комплекса.

ТАБЛИЦА 20

Возраст пород докембрийского фундамента Белоруссии

Группа	Подгруппа	Породы	Возраст, млн. лет
Протерозой	Средний	Дайки оливковых диабазов	<1200
		Сланцы района Дедова озера (Суцано-Пержанская зона УССР)	1405—1440
Протерозой	Средний	Иотний: белокоровичские кварциты и кварцито-песчаники	1470—1520
		Граниты Житковичей	934—1110 (1235 *)
		Граниты и сиениты Перги	1100—1470
		Граниты послескладчатые в области гнейсов основания Западной Белоруссии	1340—(1355 *) 1380 **
		Граниты, гранодиориты и диориты осницкого комплекса из района Микашевичей	1500—1760
	Ранний	Субиотний: сланцы житковичской свиты	1350—1630
Архей		Габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и складчатые граниты	1690—1940
		Габбро, габбро-нориты и ультрабазиты западной части Белоруссии	1450—1610
		Бiotит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты и пироксеновые кристаллические сланцы	1200—1500
		Амфиболиты Микашевичей и Глушкевичей	1910
		Амфиболиты д. Пояски (УССР)	2110
		Гнейсы основания — биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые и др.	1380—1490

* Новые определения лаборатории БелНИГРИ.

** Определение А. А. Краснобаева α -свинцовым методом по циркону.

Изверженные породы Северо-Западной Белоруссии, особенно те из них, которые можно считать доскладчатыми (габбро, габбро-нориты), претерпели такое интенсивное аргоновое омоложение, по-видимому,

вследствие наложения метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций с превращением части их в кристаллические сланцы, наложения гранитизации (чарнокитизации) и интенсивного тектонического дробления, насчитывающего не менее шести этапов, в то время как гнейсы центральной и восточной частей Белоруссии несут следы только четырех подобных этапов дробления.

Таким образом, история формирования кристаллического фундамента Белоруссии в общих чертах представляется в такой последовательности:

а) формирование архейско-нижнепротерозойского комплекса кислых гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев с интрузиями габбро, габбро-норитов и, вероятно, ультрабазитов офиолитовой формации;

б) региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Гранитизация и формирование гибридных плагиогранитов, гранитов, пегматитов и близких им пород. Близко к ним по времени, вероятно в связи с завершающими этапами складчатости, формировались интрузии гранодиоритов, диоритов и габбро с возрастом 1940—1930 млн. лет (для диоритов). После этого наступает период пенеппенизации;

в) формирование субиотнийской толщи риолитовых порфиров, метаморфизм и превращение их в сланцы (житковичская свита), разломный магматизм и формирование гранитов Житковичского массива. Вероятно, одновременное внедрение расплавов гранитов в толщу гнейсов основания привело к образованию гибридных пород осницкого комплекса, в составе которого присутствуют габбро, диориты, гранодиориты, несущие следы гибридного происхождения. Формирование разломного типа интрузий (постинверсионных) на западе Белоруссии;

г) размыв толщ древних порфиров и гранитов и формирование кварцитов Овруча; пенеппенизация;

д) формирование даек оливиновых диабазов и других пород.

Для подтверждения предложенного здесь возрастного расчленения докембрийских пород фундамента Белоруссии необходимы определения возраста свинцовым и стронциевым методами.

Основываясь на новейших материалах по изучению проявлений метаморфизма в фундаменте Белоруссии, его состава и на сравнении с аналогичными древними комплексами окружающих территорий (Южная Норвегия, Юго-Западная Швеция, Финляндия, Карелия, КМА и УКМ), мы приходим к выводу об общности происхождения всего кристаллического фундамента Белоруссии и указанных мест. Установленные до настоящего времени различия в составе слагающих его пород [281] не столь велики, чтобы они могли быть положены в основу стратиграфического расчленения. На этом основании выделенные нами ранее первые три структурных яруса [250, 279, 281, 364] следует рассматривать как тектонические блоки, различие между которыми отражает различия в степени последующего изменения слагающих эти блоки пород.

ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ И КУРСКАЯ МАГНИТНАЯ АНОМАЛИЯ

Площадь Воронежского кристаллического массива (ВКМ) достигает 50 тыс. км², однако он почти весь, за исключением обнажений в районе г. Павловска и хут. Тихий Дон (южнее Воронежа) погребен под палеозойским осадочным покровом. Массив изучен петрологически сравнительно детально, так как в связи с открытием в северной его части богатейших месторождений железных руд Курской магнитной аномалии он интенсивно разбурен.

В последние годы большое количество скважин пройдено и в южной его части. Однако несмотря на обилие скважин и хорошую петрологическую изученность kernового материала, до настоящего времени не существует еще единой стратиграфической схемы для Воронежского кристаллического массива, а схемы, составленные для КМА и для юго-восточной части массива (собственно ВКМ), недостаточно хорошо увязываются друг с другом. Даже для отдельных частей массива (как для КМА, так и для ВКМ) схемы различных авторов существенно отличаются друг от друга. Причиной этого является большая сложность геологического строения массива, породы которого интенсивно и неоднократно переработаны наложенными процессами.

Первые данные о возрасте пород КМА были получены во ВСЕГЕИ аргоновым методом [48] и несколько позднее в ГЕОХИ АН СССР свинцовым [382]. Систематические геохронологические исследования на территории КМА были проведены позднее Л. В. Комлевым (Радиевый институт), а для восточной части массива Л. Б. Копыльской по материалам, собранным геологами Воронежской ГРЭ ГУЦР. В последние годы исследования продолжили Л. Н. Овчинников, С. Н. Вороновский и др. [42].

Наиболее новой для докембрия КМА является стратиграфическая схема М. Н. Воскресенской, проводившей на этой территории в течение ряда лет детальные петрологические исследования [47]. В этой схеме, так же как и в схеме М. Н. Доброхотова [95], докембрийские метаморфические толщи КМА разделяются на два структурных этажа (архейский и протерозойский), резко различающихся по структурному плану и степени метаморфизма, с несогласным налеганием протерозойского на размытую поверхность архейского. Согласно схеме М. Н. Воскресенской [47], в основании разреза (табл. 21) залегает обоянская серия архея, сложенная разнообразными по составу гнейсами (биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфибол-биотитовыми и др.) частично мигматизированными, с прослоями амфиболитов и кварц-пироксен-магнетитовых пород.

Возраст пород этой серии определялся аргоновым методом по биотитам и амфиболам, выделенным из керна различных скважин, вошедших в гнейсовую толщу Белгородского, Курско-Бесединского, Губкинского и Новооскольского железорудных районов. Значения возраста для гнейсов, слагающих обоянскую серию, варьируют в широких пределах от 1500 до 2260 млн. лет, свидетельствуя о значительных потерях радиогенного аргона и широко проявленном здесь эффекте аргонового омоложения возраста, вследствие частичной, а иногда и полной переработки архейских пород в протерозое.

Истинный возраст пород гнейсовой серии аргоновым методом вряд ли удастся установить и в дальнейшем, так как только для некоторых реликтовых участков, в меньшей степени подвергавшихся термальной переработке при повторных этапах метаморфизма, получены значения возраста, превышающие 2100—2200 млн. лет (Губкин, Новый Оскол). Большая же часть возрастных значений, отвечающих не истинному возрасту пород серии, а лишь времени проявления позднего метаморфизма, наиболее интенсивного на рубеже раннего и среднего протерозоя, группируется в интервале 1900—2000 млн. лет.

К образованиям архея относят плагиограниты, мигматиты и амфиболиты, залегающие среди гнейсов обоянской серии и встречающиеся в гальке конгломератов вышележащей курской серии. Возраст плагиогранитов (Стойло-Лебединский участок), равный 2100 млн. лет, также является омоложенным.

Примерно в том же диапазоне, как и для гнейсов, варьируют значения возраста, полученные аргоновым методом для амфиболитов и мигматитов нижнего структурного этажа вышеперечисленных районов КМА (от 1780 до 2040 млн. лет), также давая максимум около 1900 млн. лет.

Схема стратиграфии докембрийских образований по М. Н. Воскресенской *

Группа	Под-группа	Серия	Свита	Суперкрустальные образования	Возраст, млн. лет	Интрузивные породы, метасоматиты	Возраст, млн. лет	
Протерозой	Поздний					Микроклиновые граниты, метасоматиты Габброиды (Троснянский и Курско-Бесединский участки) Габбро-диориты, диориты (Стойло-Николаевский участок)	1500—1600 1500—1900 1950 ± ± 100	
		Средний	Оскольская	Курбакинская, яковлевская, тимская (аналог)	Тим-Ястребовский синклиорий: известняки, мраморизованные доломиты Михайловский синклиорий: кварц-серицитовые сланцы Яковлевский синклиорий: кварц-серицитовые сланцы, метаалевролиты В основании свит галька железистых кварцитов			
	Перерыв, размыв, несогласие							
	Ранний	Курская	Железородная	Железистые кварциты, разделенные пачкой филлитовидных сланцев	1600—1650 (зеленая слюда) 1690—1710 (мусковит) 1830 (биотит)	Жильные и межпластовые тела «ортосланцев»		
					Песчано-сланцевая		Филлитовидные кварц-биотитовые и серицитовые сланцы; в конгломератах основания галька плагиогранита	1500—2020 2750 **
	Перерыв, размыв							
		Старооскольская			Порфириды, кератофиры; метаморфизованные коры выветривания			
			Перерыв, размыв, крупное несогласие					
	Архей	Обоянская			Гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, частично мигматизированные	1500—2260	Плагиограниты, мигматиты, анатектиты; амфиболиты и другие метабазиты	1780—2040

* Приведена в сокращенном виде.

** Возраст определялся по циркону из гальки плагиогранита, полученное значение заведомо относится к архею.

Наиболее близким к истинному возрасту пород обоянской серии следует считать значение 2700 млн. лет, полученное свинцовым методом для циркона из плагиогранита С. Яковлева [382]. Эта дата с большой долей вероятности может характеризовать верхний возрастной предел архея КМА [379].

Породы вышележащей курской серии, относимой к раннему протерозою, геохронологически изучены достаточно обстоятельно в Белгородском, Губкинском и Новооскольском железорудных районах КМА. Оказалось, что вариации возрастных значений для пород курской серии имеют те же пределы, что и для гнейсов архея (от 1500 до 2100 млн. лет). Эти данные позволяют утверждать, что метаморфизм, проявленный 1900—2000 млн. лет назад, был уже «послекурским», и поэтому возраст пород курской серии не может быть моложе 2000 млн. лет. Это подтверждается и тем, что прорывающие курскую и вышележащую оскольскую серии магматические образования (николаевский комплекс габброидов, сиениты Гостищева, Нового Оскола, Погромецкого месторождения и жильные микроклиновые граниты некоторых участков КМА) имеют возраст 1950 ± 100 млн. лет, что, вероятно, достаточно близко к истинному возрасту пород, прорывающих сланцевые и железорудную толщи курской серии. Эти магматические образования параллелизуются Л. В. Комлевым с кировоградским комплексом УКМ. Таким образом, разновозрастность курской серии КМА и криворожской УКМ сомнений не вызывает, однако пока прямых данных о возрасте курской серии нет. Можно сказать лишь, что возраст ее должен находиться в интервале 2100—2700 млн. лет (вероятно, 2300—2500 млн. лет) *.

Как видно из приведенного выше, данные аргонового метода и для архейских гнейсов и для сланцев курской серии, имеющей раннепротерозойский возраст, почти во всех случаях оказываются омоложенными до значений 1900—2100 млн. лет, отвечающих по времени интенсивной и широко проявленной эпохе метаморфизма на рубеже раннего и среднего протерозоя. К проявлениям позднего этапа метаморфизма также относятся процессы микроклинизации и мусковитизации, верхний предел которых по мусковиту датируется 1700 млн. лет.

По полевым шпатам для процесса калиевого метасоматоза характерны значения возраста, явно омоложенные и варьирующие в пределах от 1000 до 1400 млн. лет.

Широкий ряд возрастных значений, характерный для любой группы пород КМА, может быть объяснен различной степенью переработки последних в процессе более позднего метаморфизма, который приводит то к полной, то к частичной миграции радиогенного аргона из минералов. К сожалению, до настоящего времени при геохронологических исследованиях на территории КМА возможности свинцового метода практически не использованы.

Для пород юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (собственно ВКМ), имеющего, по всей видимости, сходную с КМА историю геологического развития, аргоновым методом выполнено около 200 определений возраста по слюдам и амфиболам из керна скважин разведочного бурения (лаборатория Воронежской ГРЭ ГУЦР).

Для этих датировок характерно, также как и для датировок по КМА, резкое несоответствие геологическим фактам. Так, для гнейсов и мигматитов нижнего структурного этажа (Лосево, Лесково, Павловск, Нижний Мамон, Салтыковская и другие участки ВКМ) данные аргонового метода варьируют в широких пределах — от 1400 до 2250 млн. лет. Возраст плагиогранитов (Хреново, Липовка, Хонок) определен в интервале

* Нижняя возрастная граница 2700 млн. лет относится к архею и получена для цирконов из гальки плагиогранита.

1890—2050 млн. лет. Возраст вышележащих кристаллических сланцев, относимых к курской серии, для ряда мест (Лосево, Воробьевка, Подколодновка, Пирогово, Герино, Мамоновка) по данным аргонового метода также колеблется от 1500 до 2200 млн. лет (с максимумом около 1900—2000 млн. лет). Примерно такой же диапазон колебаний значений возраста получен для амфиболитов и гипербазитов, вскрытых различными скважинами в юго-восточной части ВКМ.

Эта часть ВКМ отличается от КМА практически только проявлением наложенных процессов (в частности калиевого метасоматоза) в позднем протерозое, т. е. значительно позднее, чем это зафиксировано для КМА. В самой юго-восточной части ВКМ жильные микроклинизированные граниты и пегматиты имеют возраст порядка 1000—1300 млн. лет.

На гистограмме (рис. 12) приведены практически все геохронологические данные, которые получены к настоящему времени различными

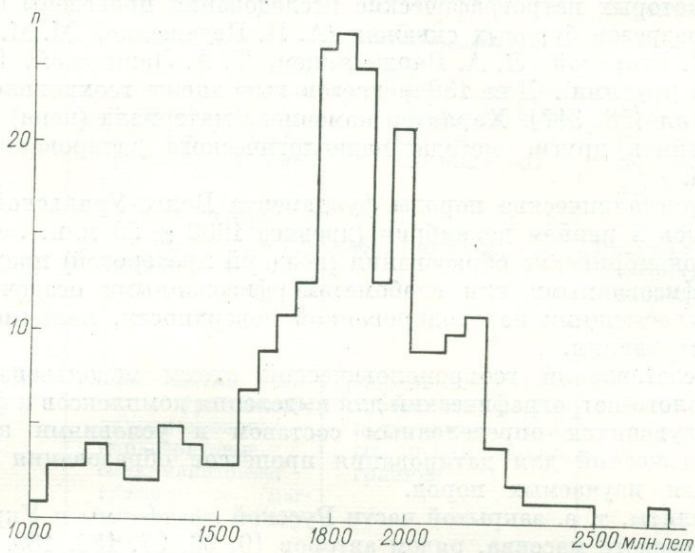


Рис. 12. Гистограмма возрастных значений для пород КМА и ВКМ.

лабораториями для пород ВКМ и КМА. Отчетливый максимум в интервале 1850—2050 млн. лет получен для пород самого различного состава, относящихся к архейской обоянской серии и раннепротерозойской курской серии. Такой же возраст характерен и для прорывающих курскую серию магматических образований — габброидов и ультраосновных пород Курско-Бесединского участка, габбро, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов Троснянского участка КМА, габбро-диоритов, диоритов и диоритовых порфиритов Стойло-Николаевского участка, а также гранитоидов юго-восточных районов ВКМ (Белогорья, Павловска и Новопорубежки).

Гистограмма совершенно определенно указывает на практически полную бесперспективность использования аргонового метода для возрастного расчленения полиметаморфических глубокометаморфизованных докембрийских образований. Аргоновые датировки в подобной геологической ситуации не могут считаться надежными при отсутствии данных других независимых методов (свинцового или стронциевого), и их нельзя использовать для целей корреляции и геологического картирования без специального критического рассмотрения всей совокупности геологических

и возрастных данных. В то же время они вскрывают последующую геологическую историю докембрийских образований, датируя процессы позднейшего метаморфического преобразования пород.

ВОЛГО-УРАЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ

В Волго-Уральской области фундамент залегает на глубинах от 1,5—до 4—5 км и изучен только по материалам глубокого бурения. Район исследований ограничен на западе средним течением Волги между Горьким и Саратовым, на востоке приблизительно линией Пермь—Оренбург, восточнее которой фундамент резко погружается и скважинами не достигнут.

Степень изученности характеризуется следующими данными. На территории около 900 тыс. км² фундамент вскрыт 4—5 тысячами скважин, из числа которых петрографические исследования проведены более чем для 1500 разрезов буровых скважин (А. И. Педашенко, М. М. Веселовской, Л. Э. Егоровой, Л. А. Варданянцем, Т. А. Лапинской, Б. С. Ситдиковым и другими). Для 130 разрезов выполнены геохронологические исследования [58, 317]. Характер каменного материала (керна) не позволил применить другие методы радиологического датирования, кроме аргонового.

Все кристаллические породы фундамента Волго-Уральской области образовались в раннем докембрии (древнее 1600 ± 50 млн. лет). Более молодые докембрийские образования (поздний протерозой) представлены неметаморфизованными или слабометаморфизованными осадочными породами, залегающими на эродированной поверхности, местами несущей кору выветривания.

При составлении геохронологической схемы использовались два метода: геолого-петрографический для выделения комплексов и формаций, характеризующихся определенным составом и условиями залегания, и радиологический для датирования процессов образования или преобразования изучаемых пород.

Для плиты, т. е. закрытой части Русской платформы и Украинского кристаллического массива, рядом авторов [9, 96, 97, 185, 189, 280, 296] опубликованы отличающиеся друг от друга стратиграфические схемы. Наиболее ранние схемы (примерно до 1966 г.), составленные без учета радиологических данных, основаны на расчленении пород по их составу, степени метаморфизма и наблюдаемым стратиграфическим соотношениям (на цитах). Большинство гнейсов и других пород высоких ступеней метаморфизма (совместно с глубинными интрузиями и мигматитами) отнесено в этих схемах к архею; большинство же сланцевых толщ — к протерозою. Более поздние схемы (с 1967 г.), учитывающие как радиологические, так и новейшие стратиграфические данные, характеризуются существенным повышением стратиграфического уровня суперкрупных комплексов с сохранением, за некоторыми исключениями, их относительного порядка. Из этих схем резко выделяется схема Л. И. Салопа [9], который почти все геохронологические данные считает резко омоложенными, а некоторым подразделением присваивает произвольные, не основанные на установленных фактах значения возраста (арланская и тюрюшевская свиты), вследствие чего его схема отличается крайним удревнением возраста ряда толщ и появлением огромных «потерянных интервалов».

Предварительная геохронологическая схема расчленения раннего докембрия восточной части Русской платформы, предложенная нами, показана в табл. 22. Эта схема опирается на принятые МСЖ в 1963 г. объемы и геохронологические рубежи архея и протерозоя и находится в полном соответствии с геохронологической шкалой 1964 г. Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ

АН СССР [65]. При составлении этой схемы учтены также последние петрографические и геохронологические работы [24, 58, 185, 305, 306, 346], содержащие характеристику возрастных взаимоотношений и распространения различных групп пород, а также новые радиологические датировки и варианты сопоставления с аналогичными породами из разрезов нижнего докембрия других регионов Русской платформы.

ТАБЛИЦА 22

Геохронологическая схема раннего докембрия восточной части Русской платформы. Составлена Д. В. Постниковым

Группа	Подгруппа	Суперкрустальные образования	Интрузивные и метасоматические образования	Локальные изменения, наложенные на более древние породы фундамента
Протерозой	— 1600 ± 50	Осадочные породы (псефиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, доломиты) Размыв, перерыв	Гипабиссальные дайки габбро-диабазов (~ 1350 и ~ 1150 млн. лет)	Катаклаз, рассланцевание, серицитизация, хлоритизация, термический метаморфизм
	Средний	Филлиты, слюдяные кварциты	Габбро-диабазы	Кремне-калиевый метасоматоз с образованием гранито-гнейсов, чарнокитов и микроклиновых гранитов
		Глиноземистые гнейсы: гранатовые, дупироксеновые, кордиеритовые, силлиманитовые, графитистые, магнетитовые; гранулиты Размыв, перерыв	Гранодиориты, плагиограниты, чарнокиты, гранито-гнейсы, микроклиновые граниты	
	— 1900 ± 100	Размыв, перерыв	Габбро-нориты	Амфиболитизация; образование бластомилонитов
	Ранний	Плагиогнейсы: биотитовые, биотит-роговообманковые, биотит-пироксеновые; амфиболиты, слюдяные сланцы (1900—2300 млн. лет) Эклогиты, основные кристаллические сланцы (часть этих пород в своем субстрате, возможно, относится к архею) (2300—2600 млн. лет)	Габбро-нориты, ортоамфиболиты, роговообманковые диориты	
— 2600 ± 100 ?	Размыв, перерыв	«Норитоподобные» основные породы * (метаморфизованные основные эффузивы)	Ультрабазиты, анортозиты (?)	?

* Отнесены к архею предположительно, по Л. А. Варданянцу. Радиологических данных нет.

При сопоставлении этой схемы с более ранними следует иметь в виду, что некоторые внешне существенные различия (например, отнесение рядом исследователей к архею тех комплексов, которые нами рассматриваются как раннепротерозойские) на самом деле не являются таковыми, так как они связаны с понижением границы между названными подразделениями до 2600 ± 100 млн. лет (решения МСК и Комиссий по определению абсолютного возраста геологических формаций 1963—1964 гг.). Таким образом, значительная часть метаморфических комплексов докембрия, которые ранее относились к архею, после 1963 г. перешли в ранний протерозой.

В рассматриваемой схеме (табл. 22) выделяются: а) суперкрупные образования, представленные толщами различных метаморфических пород; б) интрузивные и метасоматически гранитизированные комплексы; в) приуроченные к определенным возрастным интервалам локальные изменения, не создавшие новых пород, а видоизменившие прежние с радиологическим их омоложением. Среди суперкрупных и интрузивных образований выделяется несколько групп, различающихся как петрографически, так и по отношению к позднейшим изменениям, тектоническому положению и радиологическим датировкам.

Наиболее древними, по Л. А. Варданянцу, Ю. Ир. Половинкиной, Т. А. Лапинской и другим исследователям, принимаются две группы пород преимущественно основного состава, несущие следы многоэтапных наложенных воздействий. Сюда относятся рассланцованные разности габбро-норитов («норитоподобные породы», по Л. А. Варданянцу), амфиболитизированные эклогиты, часть основных кристаллических сланцев Жигулевского, Черемшанского и других районов [24, 410]. Из-за отсутствия радиологических данных эти образования условно отнесены к архею по совокупности петрографических особенностей, позволяющих сопоставить их с древнейшими породами Украины и других районов. Кристаллические породы с датировками, отвечающими архейскому времени (древнее 2600 млн. лет), на изученной территории до сих пор не выявлены.

Значения возраста, лежащие в интервале 2600—2300 млн. лет, приписаны древнейшим из датированных пород фундамента Волго-Уральской области, выходящих на погребенную поверхность кристаллического основания в зонах крупных глубинных разломов, характеризующихся значительными вертикальными перемещениями. Возможно, что это породы древнего субстрата, входящие в состав тектонически приподнятых блоков. Об этом свидетельствуют их локализация и характер метаморфизма (имеются признаки регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации по породам, первично метаморфизованным в эклогитовой и гранулитовой фациях).

Самый древний возраст показали плагиогнейсы (скв. Туймазы, 2000—2570 млн. лет), гранитоиды (скв. Пруды-1—2500 млн. лет) и амфиболитизированные эклогиты (скв. Молгачи-1 — 2320 млн. лет). Не исключено, что часть этих пород может принадлежать не архею, а самому началу протерозоя — аналогам саамид, по А. А. Полканову и Э. К. Герлингу [293]. То же самое относится к наиболее древним ультрабазитам и анортозитам. Эти породы, встреченные в очень малом числе пунктов, несут следы существенных изменений и на схеме условно помещены в архей. Радиологические данные по ним отсутствуют.

К наиболее широко распространенным в кристаллическом фундаменте суперкрупным образованиям принадлежат кварц-биотит-плагиоклазовые гнейсы, иногда содержащие в виде примеси роговую обманку или пироксены и часто ассоциирующие с амфиболитами. По Т. А. Лапинской [185], эти гнейсы слагают около $\frac{2}{3}$ площади распространения суперкрупных комплексов.

Амфиболиты, судя по их химизму и структурам, возникли за счет метаморфизма эффузивных или гипабиссальных пород основного состава. Гнейсовые толщи, развитые на больших площадях, отличаются значительной однородностью состава и структуры пород и однообразием степени метаморфизма. Возраст гнейсов колеблется в пределах от 1900 до 2100 млн. лет.

Интрузии представлены глубинными основными породами габбро-норитовой формации [259]. Среди слагающих их образований преобладают габбро-нориты и габбро; в меньшей степени развиты ортоамфиболиты и роговообманковые диориты. Те массивы габброидов, на которые наложены процессы среднепротерозойской гранитизации, частично преобразованы в чарнокиты. Кроме основных интрузий известны, видимо связанные с ними, гранодиориты и плагиограниты, возраст которых составляет 1900—2000 млн. лет (например, гранитоиды из разреза Туймазы, скв. 2000). Некоторые массивы тоже частично изменены под влиянием среднепротерозойского кремне-калиевого метасоматоза и при этом, естественно, омоложены.

Основные интрузивные породы, вскрытые буровыми скважинами, достигшими фундамента, связаны с районами развития биотит-плагиоклазовых гнейсов и в первую очередь их более основных, амфибол- и пироксен-содержащих разновидностей.

Таким образом, завершение регионального метаморфизма, породившего гнейсы, а также становление основных интрузий, могут быть отнесены к концу раннепротерозойского тектоно-магматического цикла. Время его завершения 1900 ± 100 млн. лет принимается в качестве рубежа раннего и среднего протерозоя.

Преобладание среди пород фундамента восточной части Русской платформы образований с возрастом около 1900—2000 млн. лет косвенно доказывается также данными по возрасту выделенных из пород Русской платформы цирконов такатинской свиты эйфельского яруса Урала [167].

Результаты измерения альфа-свинцовым методом возраста 12 образцов наиболее крупных и хорошо окатанных кристаллов циркона показали значения от 1900 до 2400 млн. лет.

Более молодая группа пород фундамента характеризуется преобладанием метаосадочных образований, отличающихся то повышенными содержаниями окислов алюминия и железа, то преобладанием кремнезема и слабо переработанного глинистого вещества. Сюда относятся глиноземистые гнейсы («группа парагнейсов», по Л. А. Варданянцу), кварциты, филлиты. Для гнейсов характерно присутствие в разных количествах биотита (часто титанистого), клино- и ортопироксенов, граната, кордиерита, силлиманита, графита, магнетита. Метаморфизованы они обычно в условиях высоких субфаций амфиболитовой фации, а некоторые разновидности, судя по присутствию гиперстена или кордиерита, в гранулитовой. Глиноземистые гнейсы по частоте встречаемости составляют около $\frac{1}{4}$ всех суперкрупных образований. Судя по петрографическим картам наиболее изученных участков [60, 346], для глиноземистых гнейсов характерно полосовое распространение среди полей сплошного развития биотит-плагиоклазовых гнейсов.

Значения возраста метаморфических минералов парагнейсов имеют довольно значительный разброс (от 1650 до 1970 млн. лет при среднем значении 1820 ± 110 млн. лет). Разброс, очевидно, отражает различную степень переработанности пород в различных депрессиях при наложении процессов кремне-калиевого метасоматоза. Метасоматически измененные в среднем протерозое нижнепротерозойские гнейсы часто сохраняют по биотиту «свой» (раннепротерозойский) возраст, в то время как возраст новообразованного микроклина лежит в интервале 1650—1850 млн. лет.

Наиболее молодыми из известных в Волго-Уральской области метасадочных образований среднепротерозойского структурного этажа фундамента являются залегающие в отдельных небольших депрессиях (грабен-синклиналиях?) немикроклинизированные филлиты и слюдястые кварциты, метаморфизованные в зеленосланцевой фации, с возрастом 1750 млн. лет (скв. Чекан-1). Они могут быть сопоставлены с отложениями житковичской свиты Белоруссии [281].

Среди глиноземистых гнейсов залегают интрузии кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов. Среди перечисленных пород выделяются как глубинные интрузии, образующие обычно большие массивы (в скв. Туймазы-2000 гранодиориты пройдены на 1000 м), так и прожилкообразные и гнездообразные выплавки анатектического происхождения [185, 317, 346]. Для гранодиоритов и плагиогранитов наиболее характерна массивная текстура, но нередки и сланцеватые разности. Отмечены приконтактные изменения вмещающих пород с образованием роговиков и скарнов [346]. В большинстве случаев плагиограниты и гранодиориты отличаются меньшим развитием трещиноватости, чем гнейсовые породы, и также в меньшей степени затронуты кремне-калиевым метасоматозом. Преобладающие значения возраста гранодиоритов и плагиогранитов 1800—1850 млн. лет. Плагиограниты и гранодиориты, по-видимому, образовались в течение того же тектоно-магматического цикла, что и глиноземистые гнейсы, так как они несколько моложе их субстрата, но древнее продуктов кремне-калиевого метасоматоза. Часть гранитоидов, как указывалось, вероятно, относится к поздним дериватам габбровой формации конца раннего протерозоя.

Специфическими образованиями среднего протерозоя являются продукты кремне-калиевого метасоматоза (гранитизации), наложенного на более древние гнейсы и в меньшей степени на интрузивные породы. В результате преобразования пород субстрата возникли новые породы, гибридные по составу, генезису и возрасту — гранито-гнейсы по биотит-плагиоклазовым гнейсам, чарнокиты по габброидам.

Для всех метасоматически переработанных образований характерно сочетание неизмененных или слабоизмененных минералов исходной породы и новообразований кварца и микроклина. Последние либо более или менее равномерно рассеяны в исходной породе, придавая ей красноватый оттенок и гипидиоморфнозернистый габитус, либо образуют «размытые» прожилки вдоль сланцеватости, приближая породы по облику к мигматитам. Крайняя степень метасоматического замещения приводит к образованию небольших тел красных микроклиновых гранитов.

Продукты кремне-калиевого метасоматоза не имеют определенной стратиграфической позиции. Их радиологические датировки дают значения, промежуточные между временем консолидации исходного субстрата и временем проявления метасоматоза. Наиболее молодые возрастные значения, относящиеся к конечным продуктам метасоматоза (микроклиновым гранитам), равны 1650—1700 млн. лет, что можно принять за возраст метасоматических процессов.

Самыми молодыми из эндогенных образований фундамента Волго-Уральской области являются интрузии габбро-диабазов, открывающие эпоху позднепротерозойского трапсового магматизма. Габбро-диабазы, пересекающие все породы фундамента, но не затрагивающие рифейский осадочный покров, имеют возраст около 1600 млн. лет. Они лишены следов среднепротерозойского кремне-калиевого метасоматоза. Химически и петрографически эти породы подобны более молодым габбро-диабазам и долеритам, образующим гипабиссальные интрузии в осадочных толщах рифея [317]. Таким образом, среди разнообразных пород фундамента выделяются три главные возрастные группы — архейская (?), ранне- и среднепротерозойские.

Позднепротерозойское (рифейское) время на востоке Русской платформы характеризуется ослаблением эндогенной активности. Начиная с возрастного рубежа 1600 ± 50 млн. лет, в регионах, испытывавших опускания, отлагаются мощные толщи песчано-глинистых и карбонатных осадков, практически не подвергавшихся метаморфизму. Из проявлений магматизма фиксируются только интрузии габбро-диабазов платформенной трапшовой формации, для которых известно три фазы внедрения — около 1600, около 1350 и около 1100 млн. лет [317].

В составе пород фундамента не выявлены образования, связанные с региональными процессами седиментации, вулканизма или метаморфизма, происходившими позднее чем 1600 млн. лет назад. Многочисленные геохронологические и петрографические данные свидетельствуют о том, что полученные для ряда пород фундамента аргоновые датировки в интервале 1600—900 млн. лет все без исключения относятся к образованиям более древних структурных ярусов, подвергшихся изменению под действием локального метаморфизма в зонах разломов и структурных швов. Петрографическое изучение подобных омоложенных пород [305, 306] показало, что они несут признаки преобразования под воздействием механических перемещений по разломам (катаклиз и милонитизация), гидротермальной деятельности (наложенная минерализация или преобразование минералов породы) или контактового влияния габброидов (опацитизация, возникновение гранофировых агрегатов, приконтактный анатексис) и пр.

Возрастные значения по измененным породам фундамента группируются около временных рубежей 1600, 1350 и 1100 млн. лет, что совпадает с указанными выше фазами трапшовой магматизма. Эти рубежи являются границами крупных подразделений позднего протерозоя.

Глава 3

УКРАИНСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ

Геохронологическое изучение докембрийских образований Украинского кристаллического массива начато около 20 лет назад. С тех пор в этом регионе проводятся детальные систематические геохронологические исследования с использованием сначала аргонового, а затем свинцового и стронциевого методов. В этих работах ведущая роль принадлежит лаборатории ИГФИ АН УССР (Н. П. Семенов, Я. С. Бурксер, Н. П. Щербак, Ф. И. Котловская и другие); большие систематические исследования проводились в разное время ГЕОХИ АН СССР (А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов и другие), Радиевым институтом (Л. В. Комлев, М. С. Филиппов и другие) и ВСЕГЕИ (Ю. Ир. Половинкина, Н. И. Полевая, А. П. Никольский и другие). В 1955 г. Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций, созданной при ОНЗ АН СССР, был предпринят одновременный и совместный сбор одинакового материала для датирования горных пород Украинского кристаллического массива. В этой работе приняли участие геологи и радиологи ряда учреждений — ГЕОХИ АН СССР, Радиевого института, ВСЕГЕИ, Украинского геологического управления, Академии наук УССР. Полученные на этом материале датировки обсуждались на последующих ежегодных сессиях Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций.

В последние годы большое количество аргоновых датировок получено для северо-запада УКМ трестом Киевгеология (Н. К. Коваленко) и для КМА и Воронежского массива лабораторией ГУЦР (Л. Б. Копыльская).

подавляющее большинство имеющихся (более 2000) определений возраста пород украинского докембрия являются аргоновыми и только несколько сотен свинцовыми и стронциевыми; весьма надежных изохронных определений выполнено всего лишь 10—15. Ни один регион Советского Союза не имеет такого обилия геохронологических данных, но, несмотря на это, многие вопросы геохронологии УКМ еще не решены.

подавляющее большинство значений возраста архейских и протерозойских пород УКМ опубликовано в Трудах Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, в многочисленных статьях, обзорных и монографических работах. Все они систематизированы в «Каталоге определений возраста горных пород СССР радиологическими методами».

Геохронологическое изучение УКМ сильно затрудняется тем, что в настоящее время нет еще общепринятой стратиграфической схемы украинского докембрия, достаточно хорошо обоснованной геологически. Имеются очень большие расхождения взглядов исследователей как в отношении возрастного положения суперкрустальных толщ, так и в выделении интрузивных комплексов и в отнесении к тому или иному из них определенных интрузий. Попытки выработать такую схему коллективно путем взаимных уступок пока не снимают остроты разногласий.

Трудности создания стратиграфической схемы для глубокометаморфизованных толщ докембрия УКМ усугубляются весьма слабой обнаженностью последних, затрудняющей выяснение типа и точного места контакта пород. Задача существенно облегчается, если при этом учитываются и принимаются к руководству некоторые общие положения, выработанные к настоящему времени для всех древних кристаллических массивов.

Первым таким положением является общепризнанное представление о двухъярусном строении докембрийских массивов — из архейского и раннепротерозойского ярусов. Каждому ярусу свойственны свои суперкрустальные толщи, занимающие одинаковое структурное положение в каждом из ярусов и различающиеся только по возрасту и метаморфизму. Метаморфизм архейских толщ, как правило, принадлежит более высокой фации, нередко гранулитовой, и обычно реликтовые структуры исходных горных пород при нем не сохраняются. В раннепротерозойских породах метаморфизм соответствует эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фации и реликтовые структуры весьма часто сохраняются. Особенно хорошо это проявляется в толщах основных эффузивов и интрузий раннего этапа прогибания геосинклинали, т. е. в офиолитовых формациях. На Украине такая архейская толща представлена гиперстен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами Побужья (гранулитовая фация метаморфизма), а раннепротерозойская — амфиболитами и зелеными сланцами Приднепровья. Считать такие толщи разновозрастными не только излишне, но и глубоко ошибочно, и проводить это в стратиграфической схеме докембрия нельзя.

Второе общее положение о докембрийских массивах состоит в применимости к каждому их ярусу — архейскому и раннепротерозойскому — разработанного в Советском Союзе учения о тектоно-магматических циклах. Общие закономерности проявлений магматизма повторяются в главных чертах в каждом цикле. Поэтому естественно, что в составе каждого докембрийского массива могут быть две офиолитовых формации — архейская и раннепротерозойская, два плагиогранита тех же возрастов и т. п.

В настоящее время уже многие исследователи принимают для Украины наличие двух плагиоклазовых гранитов — более древнего архейского саксаганского гранита и более молодого раннепротерозойского плагиогранита, для которого М. Н. Доброхотов предложил название галещинского. Критерии различения этих гранитов не разработаны.

Различие между интрузивными проявлениями двух докембрийских циклов — архейского и раннепротерозойского — начинается со средних инверсионных складчатых этапов.

Сопоставление докембрийского магматизма по всей территории Советского Союза, выполненное ВСЕГЕИ [61], показало, что архейский тектоно-магматический цикл является повсеместно незавершенным, т. е. без (или почти без) проявлений магматизма поздних этапов. Вследствие этого в архее не достигается значительной стабилизации земной коры, и эпиархейских платформ на земном шаре нет.

На тонкой, не вполне стабилизированной архейской коре закладываются прогибы нового раннепротерозойского тектоно-магматического цикла. Складчатые движения этого цикла в той или иной степени захватывают образованные в архее породы и вызывают в них процессы глубокого изменения, которые получили у исследователей докембрия название ультраметаморфизма. Возникающие при этом новые особые породы называются ультраметаморфитами.

В составе докембрия Украины к ультраметаморфитам относят мигматиты (и полимигматиты), гранитизированные породы, поля пегматитовых жил (например, Приингульская гнейсовая полоса и Енисеевское пегматитовое поле Западного Приазовья), чарнокиты и так называемый бердичевский (или чудново-бердичевский) кордиеритовый «гранит».

Особенно интересны для выяснения сути ультраметаморфизма чарнокиты и кордиеритовые граниты; подробное изучение этих пород в поле и под микроскопом позволяет сделать вывод о том, за счет каких более древних пород они образовались, каким путем и в каких условиях шло преобразование и в чем состоял химизм этого процесса.

Изучение этих пород, а также различных мигматитов показывает, что процесс их образования, т. е. ультраметаморфизм, накладывался на породы, уже претерпевшие ранее высокотемпературный региональный метаморфизм. Этот первый метаморфизм происходил в архейское время, был связан с архейским тектоно-магматическим циклом. Повторная глубокая переработка ранее метаморфизованных пород могла происходить только в условиях нового наложенного тектоно-магматического цикла, т. е. вероятнее всего в условиях развития раннепротерозойского цикла. Обязательным стратиграфическим выводом из этого должно быть отнесение чарнокитов, кордиеритового гранита, мигматитов и других ультраметаморфических пород Украинского докембрия к протерозою (раннему и частично, по-видимому, к среднему), а не к архею, как это часто делается в стратиграфических схемах и легендах к картам УКМ.

К числу ультраметаморфических образований следует отнести также розовый мелкозернистый аплитовидный или аплито-пегматоидный гранит, получивший название днепровского. Он является активным началом в процессе чарнокитизации; кроме того, он участвует неправильными массами без резких границ и подводящих каналов во многих мигматитах (например, мигматитах р. Ингульца от с. Петрова до Кривого Рога), слагает полосчатые розовые мигматиты (например, район верховьев р. Саксагани), периферическую зону многих интрузивных массивов красных гранитов (например, периферия гранодиоритового массива р. Соби и др.); образует небольшие самостоятельные интрузивные массы, согласные с распространением вмещающих пород (район г. Александрии и др.). Наконец, днепровский гранит сечет дайками амфиболитовую толщу приднепровской серии, а по разломам проникает и в криворожскую свиту, вызывая в ней участки гранитизации, например образование так называемой «карнаватской породы» за счет мелкозернистых песчаников нижней подсвиты.

Столь широкое распространение и многообразные проявления розового аплитовидного гранита вызывают разногласия исследователей относительно его возраста и положения в стратиграфической схеме. Связь

его то с серыми архейскими гранитами, то с гранитами протерозоя приводит многих исследователей к мысли о двукратном появлении такого гранита в докембрии Украины, а некоторые, например М. Н. Ивантишин, даже полагают, что он появлялся трижды: 1) в составе «катархейского интрузивного комплекса»; 2) с «бужско-подольским интрузивным комплексом», где он сопровождает бердичевский гранит, чарнокиты и собиты; 3) с «кировоградско-житомирским интрузивным комплексом»*.

С нашей точки зрения, днепровский гранит проявлялся только в раннем протерозое, в средние складчатые и позднекладчатые этапы раннепротерозойского тектоно-магматического цикла, во время интенсивного ультраметаморфизма, свойственного этой эпохе развития земной коры. Все разнообразие его проявлений как раз и объясняется его ультраметаморфическим происхождением, причем местами в процессе ультраметаморфизма достигалось хотя бы частичное палингенное расплавление и порода могла интродуцировать дайками или небольшими штоками.

Развиваемое нами новое представление об ультраметаморфизме [299] как совсем особом процессе, качественно отличном от обычного регионального метаморфизма, о его времени и месте проявления в земной коре позволяет отводить этому процессу очень большую петрогенетическую роль именно во второй половине раннепротерозойского тектоно-магматического цикла. Без учета ультраметаморфизма невозможно выработать удовлетворительную стратиграфическую схему докембрийских образований, в том числе и для УКМ. Надо особенно подчеркнуть, что складчатые, позднекладчатые и частично послескладчатые стадии раннепротерозойского тектоно-магматического цикла сопровождаются весьма интенсивным гранитообразованием. При этом архейские граниты, даже сохраняя свое структурное положение и взаимоотношения с вмещающими породами, испытывают внутреннюю перестройку и «омоложение», в результате чего аргоновые определения их возраста дают одинаковые или весьма близкие значения с возрастом раннепротерозойских гранитов.

Наша схема стратиграфии УКМ, разработанная с учетом современных представлений о докембрийской истории Земли и особой роли в ней ультраметаморфизма, дается в табл. 23.

Геохронологическому изучению УКМ большое внимание уделяла Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций. В первое десятилетие своей деятельности она ежегодно заслушивала на сессиях доклады разных учреждений и их лабораторий о полученных новых результатах. Это совпало со временем разработки Э. К. Герлингом аргонового метода датировки калийсодержащих породообразующих минералов. Легкость отбора соответствующего материала, а также создание большого числа новых лабораторий в СССР привели к тому, что аргоновые геохронологические данные в изобилии стали поступать в Комиссию. Однако вскоре выяснилось, что даже датировки по биотиту, первоначально принимавшиеся как наиболее достоверные для докембрия, не могут считаться надежными вследствие явлений «аргонового омоложения». В меньшей степени это относится к датировкам по амфиболам, поскольку амфибол, как выяснено экспериментальным путем, лучше удерживает аргон и не дает столь значительного омоложения.

Особые условия развития УКМ, проявление в нем суперкрупных комплексов и значительное преобладание различных гранитоидов, интенсивное проявление ультраметаморфизма и, как следствие этого, почти повсеместное аргоновое омоложение (особенно по слюдам) вынуждают исследователей использовать для датирования более надежные методы (свинцовый и стронциевый).

* Выделение интрузивных комплексов М. Н. Ивантишиным не является общепризнанным.

ТАБЛИЦА 23
Схема стратиграфии УКМ

Группа	Подгруппа	Суперкрустальные образования	Интрузивные породы	Ультраметаморфиты и метасоматиты	
		Протерозой			
Протерозой	Поздний		Волыниты, габбро-диабазы, диабаз-порфириды		
		Овручская серия: толкачевская и збраньковская свиты	Екатериновские граниты и гранит-порфиры Приазовья	Породы Пержанской зоны	
		Пугачевская серия: озерянская и белокоровичская свиты	Уманский гранит Малотерсянский щелочной массив		
	Средний		Приазовский щелочной комплекс, массивы: Южно-Кальчикский, Кальмиусский, Еланчикский, Октябрьский Коростеньский габбро-рапакви-гранитовый комплекс, массивы: Коростеньский, Корсунь-Новомиргородский, Спасовский, Братолюбровский Букинский монцонитовый массив	Щелочные метасоматиты Северного Криворожья	
		Ранний		Осницкий гранодиорит-гранитовый комплекс	
				Гранодиорит-гранитовый комплекс р. Соби: габбро-габбро-амфиболиты, плагиогранит и гранодиорит	Днепровский розовый гранит
Криворожская серия	Днепровско-Токовский комплекс, массивы: Синюхинский, Новоданиловский, Токовский, Днепровский аплитовидный гранит	Мигматиты и полимigmatиты Днепра, Приднестровья, верховьев рек Тетерева и Росси, северо-западной части УКМ и Приазовья			
Приднепровская серия, районы: Верховцевский, Сурский, Чертомлыкский, Славгородский, Конкский, Белозерский, Орехово-Павлоградский и др.	Гранодиориты и граниты Приазовья, массивы: Мандрыкино-Каменной Могилы, Мокроволновахский, Анадольский, Караньский	Бердичевский гранит, виннициты, чарнокиты			

Группа	Подгруппа	Суперкрустальные образования	Интрузивные породы	Ультраметаморфиты и метасоматиты
Архей			Перерыв и несогласие Кировоградский комплекс гранитоидов, массивы: Кировоград-Бобринецкий, Долинский, Софиевский, Вознесенский, Новоград-Волынский Житомирский комплекс гранитов, массивы: Житомирский, Коростышевский, Белоцерковско-Богуславский, Салтычевский	Поля пегматитов в гнейсах
		Украинская гнейсовая толща, серии: маренинская, тетерево-бугская, тикичская, ингульская, днестровско-бугская и побужская	Саксаганский плагиоклазовый гранит	
		Основание не известно		

Для геохронологической характеристики пород докембрия УКМ мы выделяем следующие группы их: 1) суперкрустальные комплексы архея и раннего протерозоя; 2) гранитоиды архея и раннего протерозоя; 3) породы среднего и позднего протерозоя.

Первые две группы пород принадлежат древней архейско-раннепротерозойской подвижной зоне, а третья соответствует времени перехода этой зоны в платформу.

ВОЗРАСТ СУПЕРКРУСТАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ АРХЕЯ И РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Как видно из табл. 23, в стратиграфии УКМ выделяются суперкрустальная архейская гнейсовая толща и раннепротерозойские приднепровская и криворожская серии.

В гнейсовой серии нами выделено [296] несколько последовательных серий, начиная снизу: днестровско-бугская и побужская, тикичская и ингульская, тетерево-бугская, маренинская. Издавна всеми исследователями Украины гнейсовая толща считается самым древним образованием и относится к низам архея. На всем УКМ нет ни одного выхода, где бы порода гнейсовой толщи залегала на размытой поверхности других пород; везде, где пачки гнейсов соприкасаются с каким бы ни было гранитом, последний является более молодым и сечет гнейс. Исследователи вправе были ожидать, что возраст гнейсов около 3000 млн. лет и даже выше, а получили даже по амфиболам значения, отвечающие по принятой в СССР шкале раннему или среднему протерозою, что совершенно не соответствует геологическим данным. Для metabазитов днестровско-бугской и тетерево-бугской серий аргоновым методом по амфиболам получены значения возраста 2100—2300 млн. лет (например, Нижнее Побужье и среднее течение р. Тетерева), причем интересно, что в мигматизированных участках гнейсовой толщи и в пегматитах такой же возраст показывает монацит,

связанный с мигматизацией; следовательно, возраст самой гнейсовой толщи должен быть еще более высоким. Наиболее высокие значения возраста этих же серий гнейсовой толщи опубликовал Н. П. Щербак [68] для останцов (бронированных реликтов) этих пород среди гранатовых мигматитов (винницитов) и бердичевского гранита; аргоновым методом для амфибола он получил 2460—2730 млн. лет. Это, очевидно, время метаморфизма пород, что косвенно указывает на архейский возраст гнейсовой толщи. А между тем у некоторых исследователей Украины уже появилось намерение считать гнейсовую толщу УКМ более молодым образованием, нежели приднепровская (конкско-верховцевская) серия.

Во ВСЕГЕИ возраст пород гнейсовой толщи Побужья определен свинцово-изохронным методом по породе в целом. Исследование это выполнялось А. Д. Искандеровой на образцах, специально отобранных для этой цели А. Д. Дашковой и М. Г. Павловым. Изохронный возраст гиперстен-плагноклазового кристаллического сланца днестровско-бугской серии (наиболее древней) оказался равным 2700—2850 млн. лет. Другая изохрона построена для кристаллических сланцев тетерево-бугской серии (одной из более поздних), она показала тот же возраст 2750—2800 млн. лет. Это, вероятно, время регионального метаморфизма пород гнейсовой толщи.

Для установления времени накопления осадочных пород тетерево-бугской серии тем же свинцово-изохронным методом анализировались мраморы Завальевского месторождения на Побужье, любезно переданные нам В. В. Смирным. Построенные по экспериментальным данным (в различных координатах) изохроны показали очень древний возраст мраморов. По наиболее надежной для докембрийских образований свинец-свинцовой изохроне получен возраст, равный 3600 ± 800 млн. лет. Модельный возраст, рассчитанный по методу Ф. Дж. Хаутерманса, оказался равным 3300 млн. лет. Эти результаты являются первым прямым радиологическим доказательством архейского возраста гнейсовой толщи, который можно оценить как превышающий 3300—3600 млн. лет.

Для сравнения укажем, что возраст флогопита из того же Завальевского месторождения определяется аргоновым методом в 2080, а биотита в 1670 млн. лет.

Полученный свинцово-изохронным методом высокий возраст двух серий гнейсовой толщи подтверждает геологически принятый для нее архейский возраст.

Региональный метаморфизм гнейсовой толщи относится к концу архейского цикла (табл. 24), происходит на границе архея и раннего протерозоя (2700—2800 млн. лет). Еще позднее породы гнейсовой толщи захватываются процессами ультраметаморфизма, особенно хорошо прослеживаемыми на пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцах Побужья. Возникающие при этом новые породы — чарнокиты, полосчатые гранаты, содержащие мигматиты (виннициты), кордиерит (а иногда и силлиманит), содержащий бердичевский гранит, — все содержат акцессорный монацит, и по нему определяется свинцовым методом их возраст, колеблющийся около 2000—1900 млн. лет. Это возраст ультраметаморфизма, развивающегося в конце раннего или на границе раннего и среднего протерозоя. Возрастная схема этих процессов приведена далее.

Приднепровская (конкско-верховцевская) серия амфиболитов в нашей стратиграфической схеме украинского докембрия (табл. 23) начинает новый тектоно-магматический цикл и геологически представляет собой инициальный магматизм раннепротерозойского (или позднеархейского?) гессинклинального прогиба. Породы серии метаморфизованы в амфиболитовой или зеленосланцевой фации и часто сохраняют реликты эффузивных структур. Они, несомненно, кристаллизовались из расплава, изливаясь на какую-то более древнюю поверхность. Многие исследователи их относят к низам архея, правда, помещая ниже их еще аульскую серию гнейсов.

ТАБЛИЦА 24
 Возраст украинской гнейсовой толщи, млн. лет

Серия	Порода	Количество проб	Аргоновый метод		Свинцово-изохронный метод (порода)
			Биотит	Амфибол	
Тетерево-бугская	Биотит-плагноклазовые гнейсы	16	1500—1870	—	2750—2800
	Мусковит-биотитовые сланцы	4	1960—1970	—	—
	Амфиболит	2	—	2030—2080	—
	Мрамор	2,3	2020—2080	—	3300—3600
Тикичская	Амфибол-биотит-плагноклазовые сланцы	5	1720—1870	—	—
	Гранат-биотитовые сланцы	3	1770—1850	—	—
	Амфибол-биотитовые гнейсы	2	—	2480—2500	—
	Амфиболиты	2	—	2460—2730	—
Днестровско-бугская и побужская	Гиперстен-плагноклазовые кристаллические сланцы	3	—	—	2700—2850
	Гранат-биотитовые и биотит-плагноклазовые гнейсы	5	1570—2040	—	—
	Амфиболиты	2	—	2050—2100	—

Аргоновым методом по амфиболу для гнейсов получено высокое значение возраста (выше 2700—2800 млн. лет), а в Белозерском и Конкском районах даже 3470 и 3550 млн. лет — это возраст их метаморфизма. Таким образом, будучи геологически заведомо более молодой и занимая иные структуры с иным простираем, приднепровская серия геохронологически очень близка (табл. 25) тем сериям гнейсовой толщи, которые можно считать аналогами основных эффузивов.

ТАБЛИЦА 25
 Возраст пород приднепровской серии по данным аргонового метода, млн. лет

Район	Порода	Количество проб	Амфибол	Биотит
Белозерский	Амфиболит	6	3250—3470	—
	Биотитизированный амфиболит	2	—	2600, 2770
Конкский	Амфиболит	7	2670—3550	—
	Магнетит-амфиболовый сланец	2	2720, 2900	—
Сурский	Амфиболит	3	2520—2760	—
	»	3	2000—2520	—
Верховцевский	Пироксеновый диабаз	2	3085, 3115	—
	Амфиболит	14	2060—2700	—
Чертомлыкский	»	4	2240—2750	—
Славгородский	»	8	2000—2300	—
Орехово-Павлоградский	»			

Причина этого еще не выяснена. Необходимо отметить, что среди исследователей Украины некоторые (например, И. С. Усенко, устное сообщение) вообще считают эти образования одновременными и геологические

ТАБЛИЦА 26
 Возраст пород криворожской серии, млн. лет

Свита	Порода	Количество проб	Аргонный метод		Свинцовый метод		Примечание
			Порода	Слюда	Аксессуары минералы *	Порода **	
Верхняя (ингулецкая)	Угисто-сланцевой сланец	8	1650—1870	—	—	—	—
	Кварц-серицитовый сланец	4	1700—1900	—	—	—	—
	Апатитсодержащая карбонатная порода	4	—	—	1780—1860 **	—	Апатит
	Метасоматит	2	—	—	1730, 1820	—	Малакон
	Гидротермалит	2	—	—	1730, 1820	—	Монацит
Средняя	Силикатно-магнетитовый роговик	1	1950	2040	—	—	Серицит
	Слюдяной сланец	2,9	1990, 2010	1940—2100	—	—	—
	Железистый кварцит	2	—	2110, 2140	—	—	—
	Тальковый сланец	4	—	2010—2070	—	—	Фуксит
Нижняя	Филлит	3	1800—1950	1850	—	—	—
	Аспидный сланец	6	1800—1820	1860—2100	—	—	—
	Верхний горизонт конгломератов	4	—	—	—	2270—2300	Слюдисто-сульфидный цемент
	Нижний горизонт конгломератов	3	—	—	—	2600—2680	То же
	Аркозы	2	—	—	2500—2630 ***	—	Пирит
	Обломочный монацит из конгломератов	1	—	—	2800	—	—

* Здесь и далее во всех таблицах приведен возраст для ортитов и цирконов по отношению Pb^{207}/Pb^{206} и для монацитов по отношению Pb^{208}/Th^{232} .

** Изохронный возраст.

*** Модельный возраст.

их различия не связывают с возрастом, предлагая искать для их объяснения иные причины. Для дальнейшего уточнения возраста приднепровской серии необходимо применение изохронных методов по породе в целом, что даст возможность получить сопоставимые данные для обоих суперкристалльных комплексов.

Среди геологов нет разногласий относительно возрастного положения криворожской серии, и все единодушно признают ее раннепротерозойской. Накопление ее осадочных толщ началось после завершения излияний инициального магматизма и складчатости, закрывшей начальные прогибы раннепротерозойской геосинклинали. В одном из поздних прогибов с несогласием отлагались полимиктовые конгломераты с галькой амфиболитов из вышеохарактеризованной приднепровской серии.

Криворожская серия характеризуется многопластовым строением, переслаиванием железистых кварцитов и разнообразных сланцев, метаморфизованных в зеленосланцевой фации.

Определения возраста пород криворожской серии выполнялись в основном только аргоновым методом по слюдам или даже по породе в целом. Полученные данные говорят не о возрасте пород, а о времени их метаморфизма; они варьируют в пределах 2000—1800 млн. лет, опускаясь до 1700 млн. лет лишь в небольшом числе анализов по породе в целом.

А. И. Тугаринов [383] сделал попытку определить время цементации обломочных пород нижней свиты криворожской серии, применив для этой цели свинцовый метод датирования по породе в целом. Анализировался слюдисто-сульфидный цемент из нижнего и верхнего горизонтов конгломератов нижней свиты криворожской серии в Центральном Криворожье. Время образования этого цемента с радиологической точки зрения установлено достаточно уверенно и равно 2600—2700 млн. лет для нижнего и 2300(?) млн. лет для верхнего горизонта конгломератов. Полученные данные подтверждают раннепротерозойское время накопления криворожской серии, а все более молодые значения возраста, полученные аргоновым методом, относятся лишь ко времени ее метаморфизма. Этому не противоречит и значение возраста 2800 млн. лет, установленное для обломочного монацита из гальки в нижних конгломератах, и, может быть, также возраст уранинита (2000 млн. лет), безусловно связанного с процессами метаморфического преобразования пород серии.

А. И. Тугаринов [379] определил также возраст апатитов из карбонатных морских отложений ингулецкой серии, перекрывающей с некоторым несогласием криворожскую. По четырем образцам апатитоносной карбонатной породы ингулецкой серии в Северном Криворожье он установил ее возраст 1780—1860 млн. лет. Такой же возраст имеют и разнообразные метасоматиты в породах криворожской серии (табл. 26).

ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ АРХЕЯ И РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

В составе Украинского кристаллического массива очень много разновозрастных гранитоидов, и отношение исследователей к ним очень различно. Одна и та же порода или один и тот же комплекс одними исследователями относится к архею, другими — к раннему протерозою. Первоначально (двадцатые — тридцатые годы) грубое разделение гранитоидов производилось по цвету, т. е. по цвету их калиевого полевого шпата, на серые и красные (или розовые). Полевые наблюдения при производстве геологической съемки показывали, что красные граниты часто более молодые и секут серые граниты во многих местах их совместного развития. Однако серые граниты могут быть и моложе красных, т. е. появляться неоднократно! Хотя споры о возрасте тех или иных гранитоидов продолжаются и до сих пор, но понемногу вопрос выясняется, чему немало способствуют и геохронологические работы.

В те годы, когда определение возраста пород УКМ производилось главным образом аргоновым методом и преимущественно по слюде, оказывалось, что почти все гранитоиды независимо от их геологических данных и взаимоотношений друг с другом обладают одинаковым или очень близким возрастом (2100—2200 или 1900—2000 млн. лет), что явно противоречило геологическим наблюдениям. Тогда кроме аргонного метода по слюде стали применять иные методы — свинцовый по монадиту, циркону или ортиту или свинцово-изохронный по породе в целом. Это давало более высокий возраст — истинный или более близкий к нему.

По геологическим данным к архею отнесены следующие граниты: 1) плагиоклазовые граниты и гранодиориты и 2) граниты, объединяемые исследователями в житомирский и кировоградский комплексы (или в единый кировоградско-житомирский). Это преимущественно серые граниты. Остальные граниты (красные различных оттенков, бурые и пр.) считаются раннепротерозойскими.

Возраст саксаганского плагиогранита по аргоновому методу по слюде оказался равным 2000—2200 млн. лет, что не может быть принято как истинный возраст, так как этот гранит не сечет криворожской серии и не вызывает метаморфизма ее пород (очевидно, он древнее ее). Это подтверждают данные свинцового метода, полученные для четырех проб циркона и показавшие возраст 3050 ± 50 млн. лет.

Саксаганский плагиогранит содержит много ксенолитов амфиболита. Раньше, когда еще не было установлено широкого развития в Приднпровье самостоятельной мощной амфиболитовой толщи (приднепровской серии), исследователи относили эти ксенолиты амфиболита к породам архейской толщи и считали плагиогранит архейским, а в настоящее время, когда для приднепровской серии получены трехмиллиардные возраста и может быть ее более правильно считать позднеархейской, а не раннепротерозойской (или повысить границу архея и протерозоя?), ксенолиты амфиболита в плагиограните можно считать принадлежащими этой серии, как это делает М. Н. Доброхотов [197], при этом докриворожский возраст гранита сохраняется. К сожалению, на Украине сравнительного изучения амфиболитов разного возраста не проведено и критерии различения их не установлены. Такой же возраст (3000 млн. лет) получен свинцовым методом для кремчугского плагиогранита и звенигородского гранодиорита.

Граниты кировоградского и житомирского комплексов (или кировоградско-житомирского комплекса) широко развиты по всему УКМ, образуя крупные и более мелкие массивы. Это — серые граниты: кировоградский — порфировидный, житомирский — равномернозернистый или слабопорфировидный. Наибольшее значение возраста имеет кировоградский порфировидный гранит из средней части УКМ, где он образует крупные субмеридионально вытянутые массивы — Кировоград-Бобринецкий, Долинский, Софиевский, Мертвоводский, разобщенные также субмеридионально вытянутыми толщами гнейсов. Толщи гнейсов часто производят впечатление останцов кровли, сохранившейся на границе двух крупных массивов: они содержат обильную, тонкую, часто послойную инъекцию светло-серым аплитовым материалом, многочисленные крупные и крупнозернистые тела пегматитов, ориентированные по простиранию гнейсов, и подчиненные тому же простиранию небольшие тела средне- или мелкозернистого гранита. Такие взаимоотношения гранитов с толщей гнейсов указывают на возрастную близость пород; вместе с тем граниты нигде не прорывают приднепровской и тем более криворожской серий; вследствие этого исследователи считали себя вправе относить эти граниты к архейскому ярусу. Однако точной и более детальной характеристики порфировидного гранита не выработано.

В тридцатые годы, во время усиленного и ускоренного производства геологической съемки и всевозможных поисковых и разведочных работ,

появилось много нового материала, противоречащего выработанным представлениям и не всегда достаточно хорошо изучавшегося. Нередко к кировоградскому комплексу гранит относился только по признаку его порфировидности. В настоящее время многие исследователи считают граниты кировоградско-житомирского комплекса наиболее поздними из раннепротерозойских образований.

Возраст их детально изучался аргоновым, свинцовым и стронциевым методами. Хорошо совпадающие результаты приведены в табл. 27.

ТАБЛИЦА 27
Возраст гранитов кировоградско-житомирского комплекса*, млн. лет

Массивы	Метод				
	Аргоновый	Стронциевый	Свинцовый		
			Биотит	Биотит	Монацит
Кировоград-Бобринецкий	1850—1960 (6)	—	1800—1990 (10)	—	—
Долвинский	2100	—	—	—	—
Софиевский	1900—1980 (7)	—	—	—	—
Мертвоводский	1600—1880 (6)	—	1870—2110 (30)	1970	—
Белоцерковско-Богуславский	1870—2070 (3)	—	—	—	—
Коростышевский	1930—2110 (8)	2100	—	—	2070 ± 100
Житомирский	1740—2010 (13)	—	1720—2010 (5)	—	1890 ± 85 ***
Выходы порфировидного гранита:	1980— 2000 ** (4)	—	—	—	—
ст. Синельниково	2660	—	—	—	—
р. Н. Терса	2675—2750	—	—	—	—
р. Снивода	2300	—	2300—2290	—	—

* Здесь и далее в скобках приведено количество анализированных проб.

** Анализировался мусковит.

*** Изохронный возраст по нескольким монацитам.

Графоаналитическая обработка данных свинцового метода, полученных для монацитов житомирского гранита и для монацитов из жильных тел этих гранитов, позволила Н. П. Щербаку [3] построить изохроны в координатах отношений Pb^{207}/Pb^{204} и Pb^{206}/Pb^{204} . Изохроны легли параллельно друг другу, отсекая на оси ординат различные отрезки, что свидетельствует о различном изотопном составе примесного свинца в монацитах этих гранитов. Изохронный возраст их идентичен и равен $1890 \pm \pm 85$ млн. лет. По данным Э. В. Соболича, возраст Коростышевского массива равен 2075 ± 100 млн. лет [351]. Таким образом, аргоновым, свинцовым, стронциевым методами показан раннепротерозойский возраст гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Однако надо отметить, что встречается серый порфировидный гранит, для которого даже аргоновым методом по биотиту получены возраста 2660—2750 млн. лет; такова порода у ст. Синельниково, хут. Раздолье — 2660 млн. лет; на р. Нижней Терсе, д. Раздоры, хут. Острый Камень — 2675—2750 млн. лет, а на р. Снивода и в Кривошеинцах на Побужье по монациту получено 2300 и 2290 млн. лет.

Перед исследователями УКМ стоит большая задача — решить, является ли кировоградский гранит единым комплексом или здесь объединены две (или больше?) разновозрастные породы.

К гранитоидам надо отнести также обильно развитые в УКМ мигматиты, которые тоже по цвету можно разделить на две группы. Изучение мигматитов представляет очень большой интерес, так как позволяет проследить различные стадии изменения от реликтов исходных пород через полосчатые и другие неоднородные разности к гомогенизированным гранитоподобным породам. Так возникают многие граниты УКМ.

Мигматиты изучены не везде еще с достаточной детальностью и тщательностью; наиболее хорошо исследованы днепровские мигматиты, мигматиты Ингульца между с. Петрово и г. Кривым Рогом и мигматиты Побужья и междуречья Тетерева и Южного Буга.

Мигматиты р. Днепра, детально описанные еще в 1918 г. Н. И. Безбородько и геохронологически изученные Л. В. Комлевым [69] и другими исследователями, показывают очень высокий (выше 3000 млн. лет) возраст, как для реликтов исходных пород (амфиболитов и гнейсов), так и для различных участков неоднородной породы. Они прекрасно обнажены и вскрыты многочисленными карьерами по р. Днепру. Они исследовались аргонным методом по слюде и амфиболу, стронциевым по слюде, свинцовым по монациту, ортиту и циркону и свинцово-изохронным для плагиомигматита и гранодиорита по породе в целом. Полученные результаты приведены в табл. 28.

Наиболее молодыми в составе мигматитов являются участки, сложенные аплитоидным розовым гранитом и содержащие прожилки такового. Участки, содержащие кроме реликтов исходных пород серые и розовые граниты или гранодиориты, часто называются полимигматитами. Таких образований много в поле мигматитов р. Ингульца.

Очень интересны проявления мигматитов и других ультраметаморфитов на Побужье и в междуречье Южного Буга и Тетерева. Как уже было указано выше, при геохронологической характеристике гнейсовой толщи развитые здесь пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, захваченные процессами ультраметаморфизма, дают сначала чарнокиты, при более интенсивном изменении — гранатовые мигматиты и, наконец, бердичевский кордиеритовый (иногда с силлиманитом) «гранит», тесно связанный с мигматитами. Эти породы детально изучены геохронологически (табл. 29); для них определен возраст свыше 70 образцов монацита. Полученные значения возраста весьма близки и колеблются в пределах 2200—2400 млн. лет.

Монацит изучался в породах г. Чуднова, сел. Чудиновцы, Нижней Синявки, Глуховцы, Кривошеинцы, Подолянцы, Николаевки, Райки, Соломирка и др. Геохимической особенностью монацита бердичевского гранита, по данным Л. В. Комлева, является чрезвычайно низкое отношение в нем тория к урану.

Большое количество анализов, выполненных для бердичевских гранитов и мигматитов (винницитов), позволило Н. П. Щербаку [3], используя графические методы обработки экспериментальных данных, получить, по методу Ф. Дж. Хаутерманса, их изохронный возраст, равный 2050—2400 млн. лет. Такой же возраст по изохроне был получен и для линзоподобных тел бердичевского гранита, залегающих среди мигматитов.

Стронциевый возраст биотитов бердичевских гранитов с. Слободяны на р. Гнилопяди равен 1900 ± 90 , а с. Жежелева — 2020 ± 100 млн. лет, что согласуется с данными свинцового метода.

Считаем совершенно необходимым особенно подчеркнуть, что все полученные данные возраста очень хорошо согласуются и с местом, которое мы отвели бердичевскому граниту в нашей стратиграфической схеме. Путем углубленного петрографического изучения мы показали [297],

ТАБЛИЦА 28
 Возраст мигматитов Приднепровья, млн. лет

Порода	Метод						
	Аргоновый		Стронциевый	Свинцовый			
	Биотит	Амфибол	Биотит	Монацит	Ортит	Циркон	Порода *
Ксенолиты амфиболита в мигматитах	2500—3100 (16)	2300—3150 (25)	—	—	—	—	—
Останцы гнейсов в мигматитах	2140—2760 (14)	2600—2800 (5)	2660 ± 130	3090	2780—2830 (4)	2400—2780 (6)	—
Плагиомигматиты	2500—3000 (30)	2050—2140 (4)	2640 ± 140 2970 ± 100 3260 ± 280	2800—3090 (4)	2670—2800 (2)	2870—3130 (3)	2900 ± 160 2830 ± 220
Гранодиориты и диориты в мигматитах	2300—2750 (22)	2610—3330 (10)	2470—2700	2950	2600	—	2930 ± 100
Пегматиты и пегматоидные граниты в мигматитах	1940—2830 (24)	2430—3060 (3)	—	—	2500—2640 (3)	2500—2700	—
Аплчтоидный гранит в мигматитах	1910—2060 (3)	—	—	1930—2090 (5) 1620—1770 (3)	1680	—	—

* По изохроне.

Возраст ультраметаморфитов Побужья, млн. лет

Породы	Метод				
	Аргоновый	Стронциевый	Свинцовый		
			Биотит	Монацит	Циркон
Чарнокиты	—	—	1900—2100	—	—
Мигматиты	1630—2190 (10)	—	1800—2100 (5)	1900—2045 (3)	—
Бердичевский гранит	1450—1890 (22)	1900 ± 90 2020 ± 100	2020—2200 (46)	2000—2170 (5)	—
Собиты	1620—1960 (3)	—	1910—2190 (3)	—	1980
Аплитоидный гранит	1510—1790 (10)	1720 ± 80	1850—2270 (28)	—	1900—1970 (3)

что эта порода образовалась из уже метаморфизованных в гранулитовой фации основных пород вследствие ультраметаморфизма, для возникновения которого нужны новые энергичные события в земной коре, например новый тектоно-магматический цикл. К соскладчатому этапу раннепротерозойского цикла и приурочен наиболее интенсивный ультраметаморфизм.

Образование бердичевского гранита как проявление наиболее интенсивного ультраметаморфизма приурочено к ядру, к осевой части антиклинала северо-западного простирания, ось которого погружена на юго-восток. Дальше от ядра, по периферии антиклинала располагаются мигматиты (виннициты) и темные буровато-красные гранитоиды (собиты) также, несомненно, ультраметаморфического происхождения.

Для собитов наблюдается такое же совпадение возрастов по аргоновым и свинцовым определениям. Для гранодиорита карьера Губника по биотиту получено 1960 млн. лет; для пегматоидных выделений в нем — 1760 млн. лет, а для секущего его красного гранита очень молодой возраст — 1300 млн. лет. Свинцовые определения по монациту для всех трех разновидностей породы установили одинаковый возраст около 2000 млн. лет. Попытка датировать гранодиорит карьера Губника по имеющемуся в нем ортиту дала нечеткие данные с разбросом значений возраста по разным изотопным отношениям. Свинец-свинцовое отношение равно 1980 млн. лет. Разные аргоновые значения возраста для биотита могут быть связаны с сильно растянутым во времени процессом образования его при ультраметаморфизме.

Дальше всего от ядра антиклинала, т. е. от центра ультраметаморфизма, проникают флюидалные массы розового, богатого микроклином, аплито-пегматоидного гранита, носящего название днепровского (в западной части УКМ — подольского). Эти массы, соприкасаясь с толщей гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, чарнокитизируют их [300] и обогащают монацитом. Примечательной особенностью монацита чарнокитов является очень высокое отношение в нем тория к урану, приближающееся к 100. Низкое содержание урана определяет и низкое содержание радиогенного свинца в монаците, что затрудняет точное измерение его изотопного состава, особенно его редкого изотопа Pb^{207} . Эта особенность наложила отпечаток на получаемые для монацитов из чарнокитов значения возраста по уран-свинцовым и свинец-свинцовому отношениям, которые измеряются с большой погрешностью; возраст принимается по отношению $\text{Pb}^{208}/\text{Th}^{232}$. Разброс экспериментальных точек на графике не позволил Н. П. Щербаку получить для чарнокитов и

аплатоидных гранитов изохронный возраст с приемлемой точностью. Возраст, вычисленный по ториевому отношению в цирконах и монацитах, колеблется в пределах 1900—2100 млн. лет.

Кроме собитов, в УКМ есть еще ряд проявлений красных гранитов, весьма вероятно также палингенных или метасоматических и показывающих близкие к ним значения возраста. Это граниты Синюхина Брода, а также на Приазовье в районе Анадоля, Лидино и в Каранском карьере. Возраст розовых гранитов Приазовья определен свинцовым методом по монациту равным 1900 млн. лет (Карань), 1860 млн. лет (Анадоль) и 1870 млн. лет (Лидино), по циркону — 1980 млн. лет (Лидино).

В Приднепровье в эту группу могут быть отнесены гранит Новоданиловки на р. Висуни и гранит карьеров Ток и Подстепное. Возраст этих гранитов по биотиту определен в 1830—1990 млн. лет и по монациту 2100 млн. лет (Новоданиловка). Лишь для подстепненского карьера по ортиту установлен значительно более древний возраст — 2560 млн. лет.

Сюда же относится и розовый аплатоидный или аплато-пегматоидный днепровский гранит, появляющийся как самое молодое образование во всех мигматитах и ультраметаморфитах УКМ. Для него выполнено свыше 100 определений возраста, в том числе более 70 свинцовым методом по монациту. Исследованию подвергались пробы из следующих районов: 1) среднего течения р. Тетерева, 2) верховьев р. Росси, 3) верховьев р. Южного Буга, 4) р. Южного Буга ниже Винницы и левых притоков Днестра, 5) р. Южного Буга и его левых притоков и 6) Приднепровья. Подавляющее большинство датировок близко к 2000 млн. лет с крайними колебаниями от 1900 до 2100 млн. лет.

Приведенные данные позволяют нам считать, что розовый аплатоидный гранит проявлялся по всей территории УКМ один раз в истории его формирования и возникал преимущественно в процессе ультраметаморфизма. По времени он приурочен к средней и поздней части раннего протерозоя.

Среди розовых или красных метасоматических гранитов необходимо указать более молодые породы осницкого гранодиорит-гранитового комплекса, развитые в северо-западной и юго-западной частях УКМ. Это неравномернозернистые граниты, характеризующиеся наличием ясно-голубого кварца; в небольшом количестве их сопровождают более основные породы — габбро и диориты.

Для пород этого комплекса имеются только аргоновые определения возраста преимущественно по биотиту и частично по породе в целом. Все они показывают довольно молодой возраст, позволяющий отнести комплекс к концу раннего или началу среднего протерозоя, если доверять аргоновым датировкам. Для основных пород — габбро и гранодиоритов — получены значения возраста 1700—1800 млн. лет, для гранитов — 1450—1650 млн. лет.

ПОРОДЫ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Самым ярким петрогенетическим проявлением среднего протерозоя является образование двух родственных и более или менее одновременных комплексов: коростеньского габбро-рапакиви-гранитового и приазовского щелочного.

КОРОСТЕНЬСКИЙ ГАББРО-РАПАКИВИ-ГРАНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

В составе УКМ породы этого комплекса образуют два очень крупных массива; один на Волыни, получивший название Коростеньского массива («плутона»), и второй в средней части УКМ, названный нами Корсунь-Новомиргородским. Третьей, меньшей по размерам областью развития этих

пород является средняя часть Ингуло-Ингулецкого водораздела, где к западу от Криворожской метаморфической зоны, в области правых притоков р. Ингульца, удается наметить три небольших массива. Два из них — Верблюжский (Спасовский) и Братолюбровский (Боковьянский) — сложены темным буро-красным чернокварцевым рапакивиобразным гранитом, постепенно переходящим в северо-западной части массива в массивный чарнокит разной основности, а в юго-восточной части сменяющийся более мелкозернистым, более ясно-красным гранитом. Третий из этих массивов — Митрофановский — весь сложен трахитоидным красным чернокварцевым гранитом, очень похожим на так называемый лезниковский гранит Коростеньского массива.

В состав крупных массивов входят как основные, так и кислые породы. Основные представлены габбро и норитами, за счет которых развиваются монциты и лабрадориты; это более ранние породы, количественно подчиненные кислым и образующие внутри массивов самостоятельные тела, окруженные со всех сторон кислыми. Среди кислых пород различают более основные рапакиви и рапакивиобразные граниты, граносиениты, трахитоидные граниты (лезниковский тип) и другие граниты и связанные с ними пегматиты.

По породам и их минеральным фациям для Коростеньского и Корсунь-Новомиргородского массивов аргоновым методом получено свыше 150 датировок. При значительном омоложении возраста по полевым шпатам и по породе в целом, что обычно для докембрийских образований, датировки, полученные по биотиту и роговой обманке варьируют от пробы к пробе в сравнительно узком диапазоне 1750—1930 млн. лет и близки друг другу (табл. 30). Возраст биотита из рапакивиобразного гранита карьера с. Емельяновки и мусковита из Березовского карьера по данным стронциевого метода равен 1740 ± 100 млн. лет. По циркону из рапакиви г. Малина получен возраст 1700 млн. лет. Таков же возраст и циркона из рапакиви городов Шполы и Корсунь-Шевченково (Корсунь-Новомиргородский массив).

Суммируя все имеющиеся надежные радиологические данные, можно достаточно уверенно оценить возраст пород коростеньского комплекса в 1750 ± 50 млн. лет.

В отношении возраста красных трахитоидных и чернокварцевых гранитов Новоукраинского массива, составляющего южную часть Корсунь-Новомиргородского массива, мнения исследователей расходятся: одни относят эти граниты к коростеньскому комплексу, другие — к кировоградскому, что неверно и является совершенно не обоснованным.

Граниты Новоукраинской части Корсунь-Новомиргородского массива, карьера «Червоный Каменотес» и других районов не содержат флюорита и циркона, характерных для коростеньского комплекса, но в них присутствует повсеместно акцессорный монацит, который всегда устлавливается в раннепротерозойских метасоматических красных гранитах (событы, днепровский гранит и др.). Возраст монацита из трахитоидных гранитов Новоукраинки равен 2000 млн. лет, Капустянского и Адабашского карьеров — 1900—2000 млн. лет. Поэтому надо полагать, что граниты Новоукраинского массива являются регенерированными раннепротерозойскими красными метасоматическими монацитсодержащими гранитами. Они отнюдь не являются кировоградскими гранитами, как полагают некоторые, мало знакомые с УКМ исследователи.

Метасоматическое воздействие коростеньских пород на монацит несколько более древнего уже образовавшегося красного гранита в Новоукраинском массиве, по-видимому, находит свое отражение в дискордантности значений возраста по разным изотопным отношениям.

Совершенно аналогичную картину можно наблюдать и в отношении чернокварцевых и рапакивиобразных гранитов Верблюжского и

ТАБЛИЦА 30
 Возраст пород Коростеньского и Приазовского комплексов, млн. лет

Комплекс	Массив	Порода	Метод					
			Аргоновый		Стронциевый	Свинцовый		
			Биотит	Амфибол	Биотит	Циркон	Ортит	Монацит
Коростеньский	Коростеньский	Гранит рапакиви	1750-1880 (19)	1690-1960 (9)	1770 ± 100	1740-1770	-	-
		Монзонит	-	1660 (?)	-	-	-	-
		Трахитоидный гранит	-	-	1730 ± 80	1820	-	1850-2000 (15)
		Пегматит	1760-1930 (3, циннвальдит)	-	1700 ± 90 1740 ± 100 (мусковит)	-	-	-
	Корсунь-Новомиргородский	Гранит рапакиви	1720-1930 (13)	-	-	1700-1820 (2)	1760	-
Корсунь-Новомиргородского массива)	Новоукраинский (южная часть Корсунь-Новомиргородского массива)	Трахитоидные и чернокварцевые граниты	-	-	-	1840	-	1810-2200 (12)
	Братолюбровский (Боковьянский)	Рапакивиобразный гранит	1760-1960 (5)	1940	-	-	-	2120-2190 (4)
Приазовский	Южно-Кальчикский	Верблюжский (Спасовский)	-	-	-	-	-	1900-2100 (11)
		Южно-Кальчикский	Роговообманковый гранит	1680	1690	-	-	-
		Граносиенит	2085	2105	-	-	-	-
	Аплито-пегматит	1680-1840 (3)	1760-1780 1790 ± 100 (пироксен)	-	-	-	-	1840
Еланчикский	-	1880-1950 (4)	-	-	-	-	-	
Кальмиусский	Пегматит	-	-	-	-	1710-1725 1600 (бегафит)	2030-2120 (2)	
	Рапакивиобразный гранит	1700-1950 (16)	1850-1970 (3)	-	-	-	-	
	Граносиенит	-	1890 (мусковит)	-	-	-	-	
Октябрьский	Щелочной гранит	1710-1740 (2, флогопит) 1710-1875 (13)	1820-1910 (5) 2060 (гиперстен)	-	1730-1770 (2)	-	1750-1850	

Боковьянского массивов, также принадлежащих к коростеньскому комплексу. В породах средних и краевых частей этих массивов, сложенных несколько ранее образовавшимися метасоматическими гранитами, также присутствует значительное количество монацита. Возраст 25 образцов монацита, выделенного из гранитов Боковьянского массива, Чечелиевки, Федоровки, балки Водяной, Петрополя, Братолюбовки и других мест, с достаточной уверенностью установлен равным 1900—2000 млн. лет. Здесь следует обратить внимание и на то, что даже по биотиту получено много значений возраста 1950 млн. лет, т. е. явно выше датировок, характерных для рапакиви.

Все вышеприведенные данные свидетельствуют о несколько более древнем возрасте части пород этих массивов. Здесь сначала (конец раннего протерозоя) по ослабленным зонам поступали гранитизирующие растворы, создававшие, как и все проявления ультраметаморфизма, образования с возрастом около 1900—2100 млн. лет. Позднее, в начале среднего протерозоя, по мере нарастания стабилизации в этом участке земной коры возникали разломы в Верблюжском и Братолюбовском массивах северо-восточного простирания, по которым поднимались уже не гранитизирующие растворы с монацитом, а сама магма, из первой порции которой кристаллизовались сначала основные породы (с. Спасово), а затем гранит рапакиви (с. Братолюбовка) и более кислые граниты (например, трахитоидный), постепенно сливающиеся с ранее образованной периферией этих массивов в виде днепровского аплито-пегматоидного гранита с монацитом.

С коростеньским габбро-гранитовым комплексом связаны все проявления щелочного метасоматоза в УКМ. Такие проявления в слабом виде известны в Коростеньском и Корсунь-Новомиргородском массивах. Малым массивам Ингуло-Ингулецкого водораздела Верблюжскому и Боковьянскому приписывается ведущая роль в возникновении щелочных проявлений в северной части Криворожья, имеющих большое металлогеническое значение. И наконец, в настоящее время уже признается генетическое родство и приазовского щелочного комплекса с коростеньским габбро-рапакиви-гранитовым.

Интенсивность обнаруженных щелочных проявлений, очевидно, связана не только с глубиной эрозионного среза, но и со структурной позицией интрузивных масс.

ПРИАЗОВСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ КОМПЛЕКС

Приазовский щелочной комплекс (табл. 30) представлен четырьмя массивами: Южно-Кальчикским, Кальмиусским, Еланчикским и очень сложным Октябрьским. В последнем из них и сосредоточены щелочные и нефелиновые сиениты и различные щелочные метасоматиты.

Участие основных и ультраосновных пород в составе массивов ничтожно, они проявлены хорошо только в Октябрьском массиве. Остальные массивы сложены рапакивиобразными гранитами, граносиенитами и сиенитами, в том числе и кварцевыми.

Из Южно-Кальчикского массива в нашем распоряжении имеются 12 проб. По монациту из аплито-пегматита получен возраст 1840 млн. лет. Аргонный возраст по биотиту и роговой обманке колеблется в пределах 1680—1840 млн. лет, причем разницы в возрасте, определенном по биотиту и роговой обманке, нет. Только в двух случаях (в одном по биотиту из граносиенита, хут. Перемога, в другом по амфиболу из карьера в балке Сухой) в такой же породе получены значения, немного превышающие 2 млрд. лет (2085 и 2105 млн. лет). В двух пробах роговообманкового гранита Новой Янисоли установлен значительно более молодой возраст

и также одинаковый по биотиту (1680 млн. лет) и роговой обманке (1690 млн. лет).

Для Кальмиусского массива имеются 24 определения возраста, из которых только два выполнены свинцовым методом по монациту из пегматита в Старой Игнатьевке и показали возраст около 2000 млн. лет. Граниты этого массива (рапакивиобразные, биотитовые и биотит-роговообманковые и такие же граносиениты и сиениты) по данным аргонового метода имеют возраст от 1720 до 1980 млн. лет, причем и для этого массива роговая обманка (а также гиперстен) не показывают более высокого возраста, чем биотит. Только полевой шпат, выделенный из пегматитов, дает более низкие значения возраста, не превышающие 1250 млн. лет.

Небольшое количество аргоновых датировок пород Еланчикских массивов по биотиту дают те же значения возраста — около 1900 млн. лет (от 1880 до 1950) — и только граносиенит, в который внедряется малянит в Покрово-Киреевской структуре, имеет более молодой возраст 1600 млн. лет по породе в целом.

Для весьма интересного и хорошо изученного щелочного Октябрьского массива имеются свыше 60 определений возраста, из которых только 4 выполнены свинцовым методом по циркону. Для большинства разновидностей пород, слагающих массив, определен возраст по разным минералам аргоновым методом, что позволяет составить себе некоторое представление о порядке возникновения разновидностей пород массива. Периферия Октябрьского массива, как и других массивов комплекса, сложена граносиенитами, кварцевыми сиенитами и в меньшей мере щелочными гранитами и сиенитами, для которых и здесь преобладают возраста 1900—1800 млн. лет.

В северо-восточной части массива наблюдается тело ультраосновных пород — пироксенитов и перидотитов, которые геологически являются более ранними и секутся рапакивиобразными гранитами. В полном соответствии с этим для пироксенита здесь получен по пироксену аргоновый возраст 2060 млн. лет, а для перидотита по оливину 2700 млн. лет. Пироксениты, подвергаясь флогопитизации и давая твейтозиты, показывают возраст 1740—1710 млн. лет. Такой же возраст имеют щелочные сиениты и нефелинсодержащие сиениты независимо от того, по слюде или по амфиболу определяется их возраст. Еще моложе породы, испытывавшие альбитизацию (в том числе и мариуполиты), содалитизацию и другие поздние процессы; их возраст падает на интервал времени 1450—1600 млн. лет. Щелочной амфибол, выполняющий трещины, показывает аргоновый возраст 1400 млн. лет. Очень высокий возраст дает эгирин в нефелиновом сиените — 2050 ± 100 млн. лет, в альбитизированном нефелиновом сиенит-пегматите — 2110 млн. лет и в альбитите балки Полковой — 3400 млн. лет. Причина такого значительного завышения возраста не ясна, но, вероятно всего, в эгирине присутствует избыточный аргон.

Крупные кристаллы циркона из мариуполита дают значительный разброс изотопных отношений; если принять как наиболее вероятное свинец-свинцовое отношение, то возраст его окажется 1730—1770 млн. лет.

Жильные породы, секущие Октябрьский массив, датированы только по породе в целом и имеют разные значения возраста, млн. лет: микролаурдалит из балки Вали-Тарама — 1560 ± 200 , амфиболовый фойяит оттуда же — 1050, гранит-порфир из Хлебодаровского карьера — 1180.

Мелотерсянский щелочной массив находится в Среднем Приднепровье, в северной части Орехово-Павлоградской полосы пород приднепровской серии, в 20 км к юго-западу от Павлограда. Возраст пегматоидной породы этого массива по амфиболу определен в 1750 млн. лет, т. е. возраст такой же, как и щелочных сиенитов Приазовских массивов.

УМАНСКИЙ ГРАНИТ

Уманский гранит как особый тип гранита Украины выделен Н. И. Безбородько, который считал его «генетически связанным» с житомирским гранитом. Большинство современных исследователей рассматривают его как одно из самых поздних проявлений докембрийского магматизма. Область развития его — западный край средней части УКМ; он образует здесь большой Уманский массив в районе г. Умани («на Уманьщине») по реч. Уманке и Бабанке; далее на север он выходит по Горному Тикичу в районах сел Антоновки и Буки и на восток от Уманского массива, у западного края Корсунь-Новомиргородского массива прослеживается в большом заброшенном карьере с. Искренного.

Гранит очень однороден, серый, свежий, двуполевошпатовый, с цветным минералом биотитом. Пегматитовых выделений мало.

В нашем распоряжении имеется 40 определений возраста породы, из которых только одно относится к пегматиту (с. Буки на Горном Тикиче). Большинство определений выполнено для гранита Уманского массива аргоновым методом; для него же имеются два определения возраста слюды стронциевым методом и одно свинцовым (по ортиту). Последний анализ дал малонадежные результаты с весьма большим расхождением значений по разным изотопным отношениям, свидетельствующие о его плохой геохимической сохранности.

Преобладающие аргоновые датировки дают очень малый разброс значений возраста. По слюде или по электромагнитной фракции чаще всего получаются возраста в пределах 1550—1675 млн. лет, и только две пробы выходят за эти пределы.

Очень характерным для этого гранита является также незначительное различие между данными возраста биотита и полевого шпата (или его электромагнитной и кварц-полевошпатовой фракций) из одного и того же образца, давшими, например, 1490 и 1450 или 1540 и 1430 млн. лет. Это свидетельствует об отсутствии наложенных процессов в прошлом и может указывать на сравнительно позднее образование породы в докембрии.

Такой же малый разрыв в возрасте слюды и полевого шпата показывают и пробы гранита каменоломни с. Искренного; возраст слюды — 1680—1660, полевого шпата — 1580 млн. лет. Значения возраста слюды по стронциевому методу также не расходятся с ее аргоновым возрастом.

Многие исследователи Украины не согласны с таким молодым возрастом уманского гранита и больше доверяют тем данным, которые дают для него более высокий возраст (по ортиту), позволяющий относить его к кировоградскому комплексу. Вероятно, в настоящее время надо оставить вопрос о возрасте уманского гранита открытым до получения надежных данных свинцового метода.

ЕКАТЕРИНОВСКИЕ ГРАНИТЫ И ГРАНИТ-ПОРФИРЫ ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ

В Восточном Приазовье имеются небольшие массивы розового порфировидного гранита, переходящего в гранит-порфир с фенокристаллами полевого шпата и кварца, а также в аплитовидный и пегматоидный гранит. В северной части Приазовья находятся два наиболее крупных массива — Екатериновский и Каменные Могилы, — приуроченных к зонам разломов северо-западного направления.

Возраст пород обоих массивов по слюде равен 1700—1800 млн. лет. Возраст пегматита и грейзенизированного гранита также по слюде — 1540—1650, а кварцевого порфира по породе — 1360 млн. лет.

ПОРОДЫ ПЕРЖАНСКОЙ ЗОНЫ

На северо-западе УКМ в Суцано-Пержанской зоне разрывных нарушений интенсивно проявились процессы динамометаморфизма и позднего гидротермально-метасоматического изменения пород. Эта зона протягивается в субширотном направлении на 200 км при ширине около 10 км. Здесь широко проявлены процессы калиевого и натрового метасоматоза, грейзенизации, окварцевания.

Метасоматические процессы сопровождаются редкометальной минерализацией. Породы, выделяемые как пержанские, отличаются исключительным разнообразием содержащихся в них аксессуарных минералов, среди которых наибольшее значение имеют колумбит, касситерит, циртолит, торит, фенацит, редкоземельные карбонаты и др.

Относительно генезиса пержанских пород нет единого мнения. П. С. Галецкий считает их производными III фазы коростеньского комплекса. Другие геологи часть пород, имеющих интрузивное происхождение, относят или к осницкому (более раннему), или к коростеньскому комплексам.

Геохронологические данные в общем показывают более молодые возраста: мусковит из слюдяного сланца в районе Перги имеет по данным стронциевого метода 1500 млн. лет. Данные аргонового метода несколько ниже и варьируют в пределах 1300—1400 млн. лет по породе в целом и слюде. В грейзенизированных участках возрастные значения опускаются до 1250—1340 млн. лет. Возраст циртолита, по данным М. Н. Ивантишина, равен 1250 млн. лет, однако этот минерал, выделенный из метасоматита Перги, дал резко дискордантные значения возраста по различным изотопным отношениям, которые трудно интерпретировать.

ПОРОДЫ ОВРУЧСКОГО КРЯЖА

Овручский кряж представляет собой совершенно особую область на крайнем северо-западе УКМ. По современным представлениям слагающие его породы принадлежат двум разновозрастным суперкрустальным сериям.

Более древняя из них, получившая название пугачевской серии, занимает структуру субмеридионального простирания в западной части Овручской возвышенности и состоит из двух свит (начиная снизу) — давно известной белокоровичской и недавно выделенной озерянской. Для пород белокоровичской свиты по породе в целом и слюде получены аргоновые возраста 1450—1500 млн. лет.

Более молодая овручская серия слагает собственно овручскую грабен-синклиналь, покоясь на размытой поверхности гранитов Коростеньского плутона. В составе ее выделяют нижнюю — збраньковскую свиту, сложенную эффузивными породами с прослоями сланцев и песчаников, и верхнюю — толкачевскую — свиту кварцито-песчаников с прослоями пиррофиллитовых сланцев.

А. Я. Хатунцева, ссылаясь на работы А. С. Дранника, приводит для пород збраньковской свиты такие значения возраста, которые подтверждают их геологическую последовательность, млн. лет: диабаз нижний — 1430 ± 100 , кварцевые порфиры — 1300 ± 100 , диабаз верхний — 1260, порфирит — 1200 ± 100 .

Сланцы здесь имеют возраст (по породе в целом) около 1250—1400 млн. лет и реже выше; например, пиррофиллитовый сланец из шахты в Курьянах показал 1560 млн. лет, а сланец в скв. 5003 в Нагорьянах на глубине 378 м — 1760 млн. лет. Кварцит г. Овруча содержит слюду с возрастом 1370 млн. лет. Прослой кислых эффузивов — липаритовых порфиров и реже кварцевых кератофиров — показывают колебания возраста от 1350

до 1450 млн. лет или еще ниже — 1310 и 1280 млн. лет. Наибольшие колебания в возрасте наблюдаются для основных пород — диабазов и порфиров — от 1545 до 925 млн. лет с большим количеством промежуточных значений. Гранит-порфиры района Малого Дивлина и «Рудни Жеревца» имеют возраст от 1250 до 1300 млн. лет.

Некоторые разведочные скважины достигли гранитного фундамента под овручской серией. Возраст гранита высокий; по биотиту — 2060—2080 млн. лет.

Из приведенных возрастных данных следует, что различие в возрасте между пугачевской и овручской сериями невелико; можно считать, что из этих двух серий пугачевская старше, но не настолько, чтобы между ними не только поместилось многостадийное образование Коростеньского сложного плутона, но и значительный размыв его и дезинтеграция верхнего слоя его пород. Поэтому между этими двумя сериями не следует проводить и границу среднего и позднего протерозоя; необходимо обе серии отнести к верхнему протерозою.

Заканчивая краткий геохронологический очерк УКМ, мы должны отметить, что наиболее древние возраста, полученные исследователями для его пород, достигают 3500—3600 млн. лет. Важно учесть, что это геологически отнюдь не самые древние возможные датировки, так как они определяют не время накопления вещества пород, а время возникновения их метаморфического состава и структуры, например для амфиболита приднепровской серии аргоновым методом по амфиболу получен возраст до 3500 млн. лет; к тому же такие датировки установлены для геологически более древней гнейсовой толщи; причина этого не ясна.

Таким образом, исследователи могут полагать, что возраст древнейших пород УКМ заведомо превышает 3600 млн. лет.

Самыми молодыми образованиями УКМ являются осадочные породы овручской толщи, а подчиненные ей кварцевые породы збраньковской свиты имеют возраст 1500—1400 млн. лет. Следовательно, процесс образования УКМ длился около 2 млрд. лет.

Глава 4

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЧЕХОЛ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На Русской платформе и в пределах обрамляющих ее складчатых структур Урала, Тимана и полуостровов Канина и Рыбачьего отложения верхнего докембрия (рифей) широко распространены. Особенно полно они представлены на Урале, где имеются их великолепные разрезы, принятые за стратотипические. Слабый метаморфизм пород, богатство разреза карбонатными свитами со строматолитами и микрофитолитами и обилие глауконитовых уровней в верхней половине рифейского разреза позволяют легко привязывать к этому стратотипу отложения, развитые в других районах Советского Союза.

В области самой платформы отложения рифей почти повсеместно прикрыты чехлом палеозойских и мезо-кайнозойских пород и практически могут быть изучены только по материалам опорного и разведочного бурения. На дневную поверхность они выходят лишь в немногих местах на склонах Балтийского щита и Украинского кристаллического массива. Выходы их можно видеть в Приднестровье, где находится один из классических разрезов терминального рифей (венда), в разрозненных выходах

по южному и юго-восточному обрамлению Балтийского щита (выходы на о. Котлин и Карельском перешейке), на Терском и Зимнем берегах Белого моря, на о. Кильдин и п-ове Среднем в пределах Мурманской области. В закрытой части платформы толщи пород рифея выполняют узкие, линейно вытянутые прогибы (авлакогены), такие как Оршанский, Пачелмский и др. Только в Волго-Уральской области они имеют более широкое распространение, выполняя обширный Камско-Бельский прогиб и примыкающий к нему Радаевско-Абдуллинский авлакоген.

Во всех структурах Русской платформы отложения рифея представлены слабо измененными толщами терригенных, реже карбонатных пород, не затронутых метаморфизмом. По своему формационному типу они чрезвычайно близки к миогеосинклинальным разрезам Южного Урала. Только в более восточной зоне Урала, совпадающей с поднятием Уралтау, развиты более измененные породы, относящиеся главным образом к высоким ступеням зеленосланцевой фации метаморфизма.

Палеогеографические особенности рифея на Русской платформе определялись наличием приподнятых массивов, располагавшихся в области Балтийского, Сарматского и Татарского щитов и выступов. С этих поднятий в авлакогены платформы и примыкающие к ним миогеосинклинальные прогибы сносилось большое количество обломочного материала, из которого формировались мощные толщи кварцевых и аркозовых песчаников, (фалаховая формация). Отложение его происходило в прибрежно-морских, озерных и континентальных условиях. Временами пониженные участки в рассматриваемой области превращались в мелководные морские бассейны, в которых шло образование строматолитовых известняков и доломитов.

Структурный план в пределах рассматриваемой территории сохранялся довольно постоянным. На Урале наиболее значительная структурная перестройка произошла между нижним и средним рифеем. Слагающие их толщи пород отделены резким угловым несогласием, и между ними располагается локально развитая машакская свита, представленная вулканогенно-терригенными толщами. Небольшие несогласия, не повлекшие за собой существенных тектонических преобразований, наблюдаются в основании зильмердакской свиты верхнего рифея. Крупная перестройка структурного плана платформы наблюдается в начале вольно-валдайского времени (венда *sensu stricto*); после нее произошло отмирание авлакогенов, вместо которых возникли обширные синеклизы (Московская и др.).

Стратиграфическое изучение рифейских отложений Русской платформы и примыкающих прогибов за последние годы сильно продвинулось вперед. Из сводных обобщающих работ, касающихся рассматриваемых территорий в целом, следует указать том «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий», в котором представлены материалы по стратиграфии на 1 июля 1961 г., краткий очерк по верхнему докембрию Русской платформы, опубликованный Б. М. Келлером [143], и литолого-палеогеографические карты, составленные для четырех подразделений рифея и вошедшие в «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР». При составлении настоящего очерка и корреляционных схем за основу приняты с некоторыми дополнениями решения Межведомственных стратиграфических совещаний.

Геохронологическая изученность позднего докембрия Русской платформы и примыкающих к ней прогибов неравномерна. Как и в ряде других районов, за редкими исключениями мы располагаем только аргоновыми датировками осадочных и магматических горных пород. Датировки, полученные свинцовым и стронциевым методами, за единичными исключениями, отсутствуют. Небольшое число дат относится к обломочным цирконам. Большую ценность для построения геохронологической шкалы представляют определения возраста по сингенетичному глаукониту, опубликованные в ряде статей [56—58, 131, 287, 289]. В целом геохронологи-

ческих данных достаточно для того, чтобы на имеющейся стратиграфической основе чехла Русской платформы датировать основные рубежи позднего докембрия. Они рассмотрены ниже отдельно для различных частей Русской платформы.

ВОСТОЧНЫЕ РАЙОНЫ

В восточной части плиты Русской платформы верхний протерозой (рифей) полнее всего изучен на территории Татарии, Башкирии, Удмуртии, Пермской, Куйбышевской и Оренбургской областей. В геологическом отношении этот регион приурочен к зоне перикратонных опусканий восточного края Русской платформы, включая выполненные мощными толщами осадочных пород рифея Камско-Бельскую и Радаевско-Абдуллинскую впадины. С запада район примыкает к области повышенного залегания фундамента (Татарский и Жигулевский своды), а с востока — к полосе его глубокого погружения в Предуральском прогибе и миогеосинклинальной области Урала.

Стратиграфическое расчленение верхнего протерозоя, принятое в очерке, в основном совпадает со схемой, утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом [320]. Некоторые уточнения и дополнения, сделанные на основе новых материалов, указаны при описании соответствующих подразделений.

Верхний протерозой представлен здесь почти исключительно осадочными породами. Из магматических пород установлены лишь интрузии трапшовой формации, образующие дайки и силлы среди осадочных отложений рифея, и относительно маломощные прослои туфогенных пород в составе вендских отложений. Осадочные отложения венда практически не метаморфизованы, в рифее отмечаются лишь слабые проявления начальных стадий метазенеза. Для верхнего протерозоя восточной части Русской платформы имеются 7 датировок осадочных пород, полученных по глаукониту, и 27 определений возраста для гипабиссальных габбро-диабазов. Последние датировки позволяют оценить верхние пределы возраста интродуцированных отложений [56, 259].

Верхний протерозой залегает на пенецплензированной поверхности кристаллического фундамента с сохранившейся в отдельных участках корой выветривания. Нижний предел возраста этих отложений определяется возрастом наиболее молодых образований фундамента. К ним относятся продукты среднепротерозойского калиевого метасоматоза, наложенного на гнейсы и габброиды фундамента, и гипабиссальные габбро-диабазы, секущие фундамент, но не переходящие в рифейский осадочный чехол. Наиболее молодой возраст метасоматических микроклиновых гранитов обычно близок к 1650 млн. лет; возраст же габбро-диабазов по средним значениям из 8 определений равен 1550 ± 25 млн. лет. Эти значения могут быть несколько преуменьшенными.

Разрез верхнего протерозоя начинается терригенными толщами нижнего рифея, построенными различно в зависимости от их структурного положения. В краевых частях Татарского свода на породах дорифейского фундамента залегают тюрюшевские песчаники (до 240 м), выше которых располагается песчано-алевролитовая пачка, выделенная в последнее время под именем мизгиревской свиты. Глауконит из этой пачки имеет возраст 1325 млн. лет. По-видимому, мы имеем здесь несколько омоложенное значение возраста, так как в вышележащих красно-бурых доломитах малокамышской свиты содержатся нижнерифейские микрофитолиты (*Osagia uchurica* и др.).

В пределах Калтасинского прогиба наиболее древней вскрытой бурением толщей является арланская свита, сложенная аргиллитами с прослоями алевролитов и доломитов. Ее возраст по глаукониту из

разреза скв. Арлан-36 определен в 1515 и 1535 млн. лет и из разреза скв. Бураново-3 — в 1470 млн. лет. [134].

Определения возраста габбро-диабазов, прорывающих тюрюшевские песчаники и синхронные им толщи, нередко выделявшиеся под именем нижнекалтасинской подсвиты, позволяют оценить минимальный возраст верхней границы раннего рифея. Для этих пород получено 8 значений возраста с колебаниями от 1300 до 1440 млн. лет при среднем значении 1340 ± 15 млн. лет*. Габбро-диабазы имеют отчетливые интрузивные контакты с породами нижнего рифея [375]. К сожалению, их соотношения с породами, налегающими на нижнекалтасинскую подсвиту, не выяснены.

Таким образом, возрастные границы раннего рифея в изучаемой области по данным аргонового метода находятся в пределах 1600—1340 млн. лет.

Средний рифей на востоке плиты Русской платформы датируется на основании данных, полученных по глауконитам из двух скважин — Серафимовка-119 (1290 и 1335 млн. лет) и Леонидовка-352 (1325 млн. лет). Определения возраста относятся к нижней, преимущественно песчанниковой толще серафимовской свиты, причем глауконит приурочен к прослоям с повышенной карбонатностью, близким по литологической характеристике в обоих разрезах. Полученные данные позволяют отнести эти глауконитсодержащие отложения к низам среднего рифея. В Калтасинском прогибе среднерифейской нередко считают калтасинскую свиту, представленную однообразной толщей серых и светло-серых пелитоморфных доломитов мощностью 500—700 м (в разрезе скв. Орѳебаш-82 — 1620 м). В доломитах Э. А. Ревенко установлен комплекс микрофитолитов, который она считает позднерифейским [230]. Однако радиологические данные не подтверждают этот вывод. Калтасинская и серафимовская свиты прорваны многочисленными, встреченными более чем в 25 скважинах, интрузиями габбро-диабазов, охарактеризованных 16 определениями возраста, варьирующими от 950 до 1220 млн. лет.

Верхний рифей в восточной части Русской платформы распространен локально и приурочен к отдельным грабенообразным депрессиям. Наблюдаемые разрезы его отвечают сравнительно небольшим частям полного разреза верхнего рифея. Вместе с тем значительная мощность и выдержанный состав этих отложений показывают, что они являются реликтами первоначально более широко развитых осадочных комплексов, впоследствии уничтоженных эрозией.

К верхнему рифею по положению в разрезе условно относится леонидовская свита Западной Башкирии, развитая в пределах узкой грабенообразной депрессии широтного направления [359]. Эта свита с размывом налегает на серафимовскую и с размывом перекрывается верхнебавлинскими отложениями. Леонидовская свита сложена в основном песчаниками с регенерационным или карбонатным цементом, мощность ее до 700—1100 м. По литологическому составу она сопоставляется с зильмердакской свитой Южного Урала. Косвенным признаком позднерифейского возраста леонидовской свиты является отсутствие в ней интрузий габбро-диабазов, часто пересекающих средний рифей.

Возможно, что также к верхнему рифею принадлежат развитые в Сергиевско-Абдулинской впадине отложения боровской свиты. Они имеют мощность более 900 м и представлены преимущественно красноватными полимиктовыми, плохо отсортированными песчаниками со слабо выраженной слоистостью. В боровской свите, как и в леонидовской, не встречено габбро-диабазовых интрузий, однако не исключено, что

* Оценку возраста верхней границы раннего рифея, вероятно, правильнее производить не по среднему значению из омоложенных датировок, а по наиболее древним, омоложенным в наименьшей степени. — *Прим. ред.*

в некоторых разрезах породы, относимые к боровской свите, могут иметь среднерифейский и даже раннерифейский возраст.

У восточного борта платформы, в Предуральском прогибе верхнерифейские отложения вскрыты глубокой скв. Шихан-5. По данным К. Р. Тимергазина [376], здесь выявлены отложения инзерской и миньярской свит. К первой относятся песчаники с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов (вскрытая мощность 527 м), а ко второй — известняки с подчиненными прослоями доломита (мощность 361 м).

Геохронологические данные для позднего рифея представлены двумя определениями возраста глауконита из карбонатно-терригенных отложений скв. Шихан-5, давшими 865 и 920 млн. лет (второе — по менее чистой пробе). Близость возраста песчаников из скв. Шихан-5 к возрасту инзерских отложений Южного Урала подтверждает сопоставление, предложенное К. Р. Тимергазиным, однако по литологическому составу отложения, вскрытые в Шихане, могут быть сопоставлены с зильмердакской и катавской свитами [320].

Отложения венда на рассматриваемой территории представлены разнообразными по строению терригенными и карбонатными толщами и отчетливо подразделяются на две серии. Нижняя серия имеет ограниченное распространение и образована двумя свитами — гожанской и штандинской*. Гожанская свита сложена светло-розовыми и серыми аркозовыми и кварцевыми песчаниками с прослоями аргиллитов, алевролитов и песчано-алевролитовых известняков мощностью до 272 м. В известняках встречен типичный для венда комплекс микрофитоцитов, включающий такие виды, как *Vesicularites rectus* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur. и др. Штандинская свита представлена красновато-коричневыми аргиллитами с прослоями доломитов, мергелей и песчаников (до 263 м). Определения возраста нижней части венда не производились, и мы принимаем его нижнюю границу в 680 ± 20 млн. лет в соответствии с решениями Уфимского совещания 1967 г.

К верхней части венда относится верхнебавлинская серия, подразделяющаяся на каировскую и шкаповскую свиты, залегающие на размытой поверхности более древних образований (от нижнего докембрия до верхнего рифея) и покрывающиеся с размывом различными горизонтами девона. Верхнебавлинская серия сложена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью в наиболее полных разрезах 800—1300 м. Магматические образования в этой толще представлены редкими прослоями туфогенных пород. Из нижней (каировской) свиты этой серии определен возраст глауконита в 580 млн. лет [134], чем подтверждается сопоставление верхнебавлинской серии с ашинской серией Урала и юдомской свитой Сибири [143].

ЦЕНТРАЛЬНЫЕ И ЗАПАДНЫЕ РАЙОНЫ

В центральных и западных районах Русской платформы отложения нижнего рифея не доказаны. В строении разрезов здесь принимают участие среднерифейские, верхнерифейские и вендские толщи. Так же как и на Урале, в центральных районах граница рифея и венда проходит внутри единой толщи, а перестройка структурного плана приурочена к рубежу нижнего и верхнего венда.

Наиболее сложным строением характеризуются рифейские образования Пачелмского прогиба. В составе рифея этой структуры можно выделить по крайней мере пять литологически различных толщ, причем

* Существует мнение (Д. В. Постников, Л. Ф. Солонцов, К. Э. Якобсон и другие), что гожанская и штандинская свиты являются аналогами серафимовской и включаться в венд не могут.

разрез рифея юго-восточной зоны прогиба значительно отличается от разреза северо-западной.

В юго-восточной зоне прогиба большинство исследователей в настоящее время выделяют следующие стратиграфические единицы:

1) каверинская свита — красноцветные кварц-полевошпатовые песчаники; мощность более 439 м;

2) пересыпкинская свита — доломитовые мергели, аргиллиты, доломиты; в нижней части — алевролиты и песчаники с глауконитом; мощность 250 м;

3) пачелмская серия — алевролиты, глины, красноцветные песчаники; серия делится на три свиты: веденяпинскую, воронскую и краснозерскую; в нижней — веденяпинской — свите присутствуют песчаники с глауконитом; мощность серии достигает 500—700 м.

В разрезе юго-восточной зоны Пачелмского прогиба, таким образом, глауконит отмечен на двух стратиграфических уровнях: в основании пересыпкинской свиты и в веденяпинской пачелмской серии. Определения возраста глауконитов пересыпкинской свиты дали широкий разброс значений, колеблющийся в интервалах 830—995 (скв. Сердобск), 830—920 (скв. Ворона-10) и 840—965 млн. лет (Красное озеро). По глауконитам из пачелмской серии получены более молодые возраста: 650—770 (скв. Ворона-10) и 630—765 млн. лет (скв. Сердобск).

Особенный интерес представляют данные, полученные для Сердобска по образцам, переданным в разное время Б. М. Келлером, И. Е. Постниковой и В. Д. Шутовым. Результаты определений опубликованы в работе М. А. Гаррис и других авторов [66]. Наибольшие значения относятся к самой верхней части веденяпинской серии. Из этих значений возраста делались разные выводы. В одних случаях авторы считали крайние значения преувеличенными и выводили среднее значение из 5 оставшихся (680 млн. лет). В других среднее значение бралось из всех 8 определений (700 млн. лет). Наконец, третья, по-видимому, наиболее правильная точка зрения учитывает возможность потерь глауконитами радиогенного аргона. В этом случае за основу следует брать максимальные значения возраста, который может быть оценен в 700—760 млн. лет. С этим выводом хорошо согласуются результаты изучения микрофитолитов, которые в верхах пересыпкинской свиты содержат комплекс видов, свойственный верхнему рифею.

Близкий по строению разрез рифея вскрыт в Саратовском Поволжье скважиной в районе г. Пугачева. Здесь также выделяются две обогащенные глауконитом толщи, сопоставимые с описанными выше толщами из пересыпкинской свиты и пачелмской серии. Возраст нижней толщи определяется 800—900 млн. лет, а по верхней толще получены значения, варьирующие в пределах 700—760 млн. лет.

Возраст пересыпкинской свиты укладывается в рамки 830—1000 млн. лет (среднее значение 860 млн. лет), а пачелмская серия датируется 700—760 млн. лет; среднее значение из 8 определений по скв. Сердобск-2Р 700 млн. лет.

Несколько иначе построен разрез рифея северо-западной зоны Пачелмского прогиба. Здесь выделяются следующие толщи:

1) каверинская свита — красноцветные песчаники; более 800 м;

2) пересыпкинская свита — алевролиты, аргиллиты и песчаники с глауконитом (45—85 м). Верхняя доломитовая часть разреза здесь отсутствует. Возраст глауконитов равен 840 (Зубова Поляна), 750—950 (Каверино) и 805 млн. лет (Морсово). Среднее значение возраста пересыпкинской свиты по 9 определениям — 840 млн. лет;

3) пачелмская серия — сероцветные аргиллиты, алевролиты и песчаники, — по-видимому, отвечает воронской и краснозерской свитам юго-восточной части прогиба;

- 4) парцинская свита — тиллитоподобные пуддинги; мощность 60 м;
- 5) зубовополянская свита — туффыты основного состава; мощность 70 м.

Две последние свиты, отсутствующие в юго-восточной части прогибов, обычно относились к волинской серии.

Как показывают приведенные выше данные, пересыпкинская свита может быть сопоставлена с какой-то частью каратауской серии рифея Башкирского антиклинория. Полученные датировки близки к возрасту глауконитов инверской свиты. Если эти отложения считать одновозрастными, то вышележащая толща мергелей и доломитов может соответствовать миньярской и укской свитам каратауской серии Урала. Подтвержденные этим выводам можно видеть в наличии комплекса микрофитолитов укской свиты в верхах пересыпкинской. По заключению З. А. Журавлевой [119], породы пересыпкинской свиты скв. Пугачев-10 (интервал 1900—1906 м) содержат микрофитолиты четвертого, т. е. вендского, комплекса. В то же время из карбонатных пород пересыпкинской свиты Пачелмского прогиба был получен верхнерифейский (III) комплекс микрофитолитов.

Пачелмская серия и залегающие выше нее толщи тиллитоподобных пуддингов и туфов могут быть сопоставлены с нижней частью чурочной серии Полюдова крыжа на Среднем Урале, которая имеет близкую возрастную характеристику (до 655 млн. лет) и содержит тиллитоподобные пуддинги [66]. В типовом разрезе западного крыла Башкирского антиклинория аналогом этих толщ может быть укская свита.

Другая обширная область распространения рифея на плите Русской платформы (Оршанский прогиб) по характеру строения разрезов может быть подразделена на три зоны: центральную, юго-западную и северо-восточную.

В центральной зоне Оршанского прогиба в пределах Белоруссии устанавливается следующий разрез верхнего протерозоя [27, 216].

I Полеская (белорусская) серия:

1) рогачевская свита — пестроцветные полимиктовые разнозернистые песчаники; мощность до 195 м*;

2) оршанская свита — песчаники розоватые и желто-серые, мелкозернистые, косослоистые с редкими прослоями алевролитов и глин; мощность до 400 м;

3) лапичская (осиповичская) свита — чередование песчаников и алевролитов с доломитами, содержащими строматолиты (*Boxonia grumulosa* K o m.) и микрофитолиты (*Vesicularites concretus* Z. Z h u r., *Nubecularites abustus* Z. Z h u r. и другие формы IV комплекса); мощность до 50 м;

4) блонская свита — пестроцветные полевошпатово-кварцевые песчаники; мощность до 155 м**.

II. Волинская серия:

1) вильчанская свита — несортированные глинисто-алевролитовые пуддинги (тиллиты) с подчиненными пачками песков и песчаников; мощность до 320 м;

2) свислочская свита — песчаники, глины и туффыты основного состава; в основании пачка гравелитов; мощность до 120 м. Выше следует валдайская серия.

Данные по возрасту этих толщ отсутствуют, однако сопоставление разреза с приведенной последовательностью пород рифея Пачелмского прогиба может быть намечено довольно надежно. Для нас важны два

* Е. П. Брунс считала рогачевские песчаники фацией оршанской свиты. Многие исследователи до сих пор разделяют такую точку зрения.

** По данным К. Э. Якобсона, блонская свита выделяется ошибочно. В нее включена верхняя часть осиповичской и низы вильчанской свит.

репера. Первым из них является карбонатная лапичская свита, заключающая в своей верхней части IV (юдомский) комплекс микрофитолитов. Эту свиту можно сравнивать с укскими отложениями западного склона Урала. Второй надежный репер дают тиллиты вильчанской свиты, которые, очевидно, могут сравниваться с парцинской свитой Пачелмского прогиба. При этих построениях синхронность блонской свиты пачелмской серии не вызывает особых сомнений. Таким образом, полесская серия Белоруссии включает аналоги пачелмской, каратауской серии верхнего рифея, а возможно, и более древние образования.

Разрезы юго-западной зоны (Волынъ) характеризуются наибольшей мощностью рифейских толщ. По вещественному составу в рифее здесь выделяют две серии (снизу вверх): полесскую и волынскую. Полесская серия представлена красноцветными полевошпатово-кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов (мощность до 700 м). Волынская серия сложена основными эффузивами — главным образом базальтами, их туфами и туффитами. Перечисленные породы волынской серии образуют в разрезах сложное чередование. Иногда в основании серии выделяется базальная пачка грубозернистых песчаников или гравелитов (горбашевская свита). Мощность волынской серии до 500 м.

Данные о возрасте полесской серии этой зоны в настоящее время отсутствуют. Возраст рвущих габбро-диабазов равен 580—660 млн. лет, но эти интрузивы связаны, очевидно, с более молодым вулканизмом, и приведенные данные не характеризуют возраста серии. Нельзя также опираться на значения возраста для полевых шпатов и слюд из полесской серии (700—780 млн. лет). Полевые шпаты, являясь минералами перетолженными, не могут характеризовать возраст вмещающих пород. Слюды же, по-видимому, представлены смесью разновозрастных перетолженных и аутигенных разновидностей, по которой также нельзя судить о возрасте породы.

Более полно охарактеризован возраст волынской серии. По эффузивам этой серии выделено 30 определений. Среди них 9 явно омоложенных значений возраста, не достигающих 500 млн. лет; большая группа возрастов в интервале 500—640 млн. лет (18 определений) и 3 значения аномально высоких (850, 1040 и 1120 млн. лет). Правильного распределения этих значений по разрезу нет, и наиболее древние встречены в одной чарторыйской скважине.

Такой большой разброс в значениях возраста, по-видимому, связан с омоложением некоторых из них. Для базальтов характерно большое количество пор, пустот, первичных трещин, которые способствовали воздействию циркулирующих растворов и утечке радиогенного аргона. Возраст волынской серии должен быть древнее вышележащей валдайской серии, для которой по глаукониту получено значение 590—600 млн. лет.

В северо-восточной зоне Оршанской впадины к рифею относится толща преимущественно разномзернистых полевошпатово-кварцевых песчаников, аргиллитов и туффитов, известная под названием крестецкой свиты. Крестецкая свита залегает на гранитоидах фундамента, или на кварцитах каменноборско-шокшинского типа. Эти кварциты прорываются габбро-диабазами с аргоновым возрастом 1560 млн. лет. Более молодыми, по-видимому, являются габбро-диабазы, рвущие крестецкие песчаники. Их возраст по породе в целом определяется в 1080—1355 млн. лет. Датировка 1180 млн. лет получена по туффитам крестецкой свиты.

Вопрос о возрасте крестецкой свиты в настоящее время нельзя считать решенным. Он является частью проблемы о возрасте красноцветных терригенных толщ, залегающих в основании осадочного чехла в центральных и западных районах Русской платформы (низы каверинской и полесской серий, рогачевская свита). По условиям залегания и вещественному составу эти толщи могут считаться разновозрастными. Приве-

денные выше значения возраста показывают, что крестецкая свита древнее верхнего рифея и может быть отнесена скорее всего к среднему. Ее аналогом в более северных районах (на Балтийском щите), видимо, является салминская свита красноцветных песчаников и основных эффузивов, имеющих аргоновый возраст 1300 млн. лет. Эта свита по составу и геохронологическим данным хорошо коррелируется и с ютландией Скандинавии.

Определений возраста пород валдайской серии по глауконитам очень немного. Хорошая изученность стратиграфии этих отложений и наличие опорных маркирующих пачек, позволяющих сравнивать разрезы удаленных районов (пепловые туфы и др.), дает возможность сопоставить друг с другом полученные разрозненные значения.

По всей территории центральных и западных районов плиты Русской платформы в основании валдайской серии залегает редкинская (гдовская) свита, представленная песчано-глинистыми породами с прослоями пепловых туффов. В породах этой свиты иногда содержится глауконит, возраст которого оказался равным 600 (Калуга) и 590 млн. лет (Днестр).

Для верхней части валдайской серии западных районов Русской платформы получено 7 значений возраста по обломочным слюдам и полевым шпатам, которые дали разброс от 540 до 780 млн. лет. Разумеется, эти значения не дают представления о возрасте вмещающих пород, но могут дать информацию о толщах, размывавшихся в валдайское время.

СЕВЕРНЫЕ РАЙОНЫ

В северных районах платформы известны многочисленные выходы верхнего докембрия. Отдельные их обнажения приурочены к южным и юго-восточным склонам Балтийского щита. Мощные толщи кварцевых песчаников и кварцитов верхнего докембрия изучались на Терском берегу Белого моря. Однако геохронологические данные по этим районам отрывочны.

Наиболее полные и хорошо изученные разрезы рифея представлены на севере Мурманской области на о. Кильдин и п-ове Среднем. Здесь Б. М. Келлером и Б. С. Соколовым были выделены две серии: кильдинская, сложенная глауконитовыми песчаниками и алевролитами с линзами строматолитовых доломитов, и вышележащая волоковая серия, сложенная только песчаниками и алевролитами. Первые определения глауконитов из кильдинской серии показали верхнерифейские значения ее возраста, что хорошо согласуется с составом строматолитов, представленных на о. Кильдин руководящей формой *Gymnosolen ramsayi* Steinmann. В последнее время отложения рифея о. Кильдин и п-ова Среднего детально изучались Ю. Р. Беккером и В. В. Негруцей; многочисленные приводимые ими определения возраста глауконитов были сделаны в лаборатории ВСЕГЕИ [13]. Кильдинская серия о. Кильдин и п-ова Среднего расчленена в этой работе на 5 свит, которым в каждом районе присвоены особые названия. Между ними возможна лишь приблизительная корреляция. Выделенные этими авторами свиты нами объединены в более крупные подразделения.

Низы кильдинской серии, выделенные под названиями пярреярвинской (п-ов Средний) и коровинской (о. Кильдин) свит, сложены кварцевыми, а выше кварцевыми и глауконитовыми песчаниками, с разрывом залегающими на породах кристаллического фундамента. На о. Кильдин в верхней части пачки присутствуют биогермы с *Gymnosolen ramsayi* Steinmann. Глаукониты из этой части разреза дали 762, 865 и 1040 млн. лет на п-ове Среднем и 709, 795, 849 млн. лет на о. Кильдин. Авторы считают, что истинный возраст глауконитов рассматриваемого уровня около

1040 млн. лет, а остальные значения омоложены. Мощность пярярвинской свиты п-ова Среднего 420 м.

Средняя часть разреза сложена песчаниками и алевролитами, нередко пестроцветными, имеющими на п-ове Среднем мощность 545 м. Для нижней ее части (пярярвинская свита) получены значения возраста 619, 670 и 730 млн. лет.

Верхняя часть разреза, получившая название землепахтинской (п-ов Средний) или лихринской (о. Кильдин) свиты, сложена зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами до 500 м мощностью. На о. Кильдин для этой части разреза получено значение возраста в 759 и 775 млн. лет. Эти датировки свидетельствуют о принадлежности вмещающих пород к верхнему рифею. Вместе с тем они показывают, что значения возраста в средней части кильдинской серии связаны с омоложением.

Заканчивается разрез кильдинской серии карбонатной каруярвинской свитой п-ова Среднего (до 150 м), лишенной органических остатков и глауконитов.

Вышележащая волоковая серия, сложенная кварцевыми и аркозовыми песчаниками с прослоями темных глинистых сланцев (до 200 м), глауконитов не содержит. Средняя часть серии прорывается диабазами, возраст которых, определенный К-Аг методом по валовым пробам, оказался равным 600 млн. лет. Эта дата, очевидно, определяет верхний возрастной предел гиперборейских отложений п-ова Среднего.

В целом в гиперборее п-ова Среднего и о. Кильдин мы можем видеть полный аналог верхнего рифея Уральского типового разреза. Благодаря фациальным его особенностям здесь имеются глауконитовые датировки самой нижней части разреза, которая на Урале сложена континентальными породами зильмердакской свиты.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕХЛА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Докембрийский магматизм осадочного чехла Русской платформы представлен двумя формациями: 1) контрастной палеолипарит-трахит-диабазовой (конец среднего протерозоя — ранний рифей) и 2) трапшовой (средний рифей — ранний венд).

Размещение контрастной формации контролируется выступами кристаллического фундамента, к которым приурочены габбро-рапакиви-гранитные интрузии, а трапшовой — рифейскими авлакогенами и их склонами (рис. 13).

Более поздние магматические комплексы, которые будут охарактеризованы в т. II монографии «Фанерозой», представлены формациями: 1) сложной фанолит-трахит-базальтоидной (поздний девон), контролируемой девонскими авлакогенами, их склонами и зонами разломов (зоны сочленения юго-западной окраины Донбасса и Приазовского блока фундамента); 2) лампрофировой, контролируемой зонами активизации герцинского и позднепалеозойско-раннемезозойского времени, и 3) эруптивных брекчий трубок взрыва, выявленных в изолированных телах без точной датировки, приуроченных, надо полагать, к тектонически напряженным участкам Русской платформы (табл. 31).

КОНТРАСТНАЯ ПАЛЕОЛИПАРИТ-ТРАХИТ-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В состав контрастной палеолипарит-трахит-диабазовой формации мы включаем: 1) вулканический комплекс овручской серии на Словечанско-Овручской возвышенности (збраньковская свита), 2) интрузивно-эффузивные образования [401] той же ассоциации пород в Восточной Воляни (села Анжелика, Сюмаковка, Бобрицы, Чмель, Горбово и т. д.), издавна

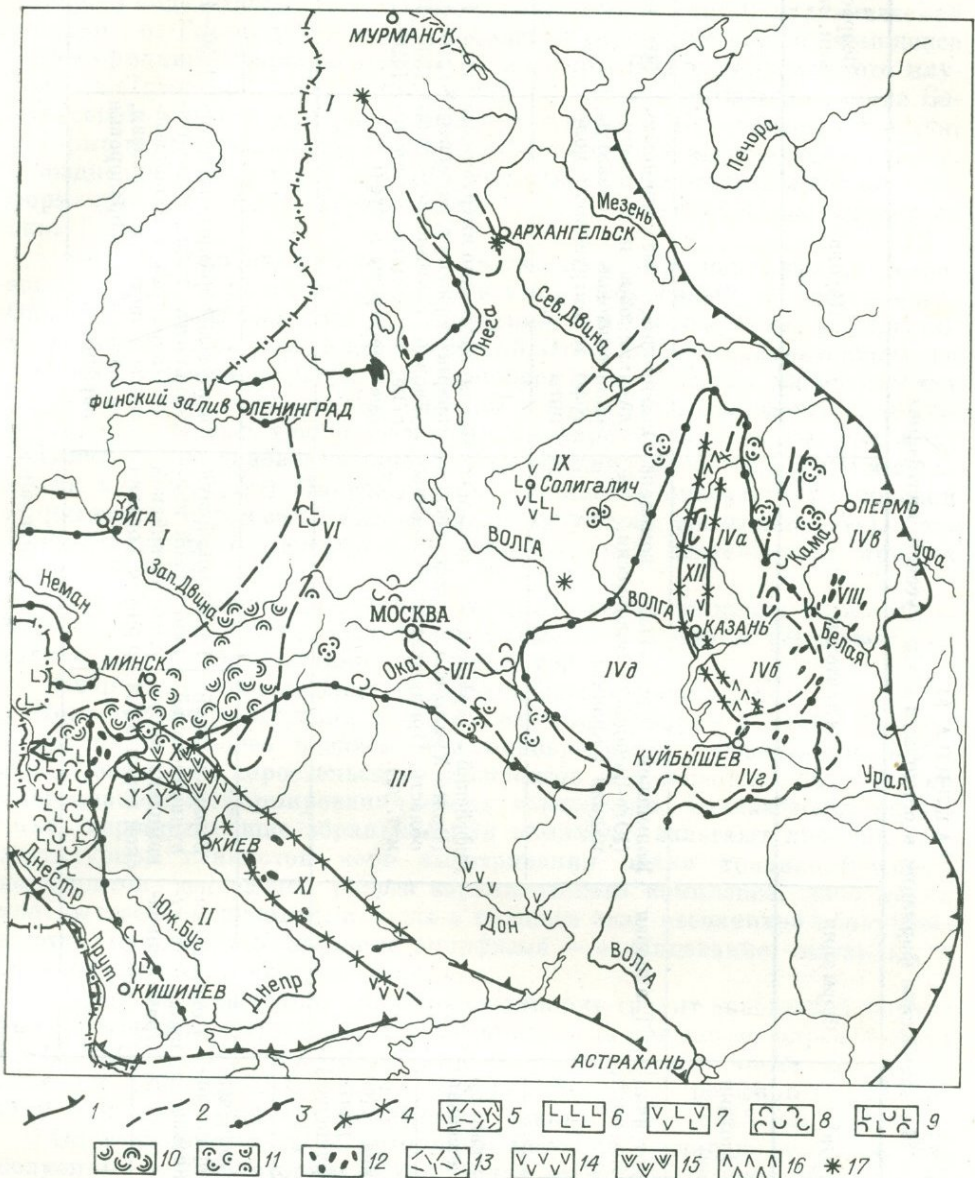


Рис. 13. Схема размещения магматических формаций на Русской платформе. Выступы и поднятия кристаллического фундамента: I — Белорусско-Балтийский; II — Украинский кристаллический массив; III — Воронежская антеклизия; IV — Волго-Камский свод (IVa — северная и IVб — южная вершины Татарского свода; IVв — Пермско-Башкирское поднятие; IVг — Жигулевско-Пугачевский; IVд — Токмовский своды). Авлакогены рифейские: V — Вольно-Оршанский; VI — Крестецкий; VII — Пачелмский; VIII — Верхнекамский; IX — Средне-Русский (осевая часть Московской синеклизы). Авлакогены девонские: X — Припятский; XI — Днепровско-Донецкий; XII — Кировский (?).

Граница: 1 — Русской платформы; 2 — распространения рифейских отложений; 3 — то же, вендских; 4 — девонских авлакогенов. Магматические формации: 5 — палеолипарит-трахит-диабазовая (диабазовые порфириды, кварцевые порфиры и т. д.); 6—13 трашповая (6 — эффузивные базальты, базальтовые порфириды, 7 — базальты и долериты, 8 — туфы, 9 — базальты и туфы, 10 — туффиты, 11 — туфогенные песчаники, 12 — силлы и штоки долеритов и диабазов, 13 — дайки); 14 — фonoлит-трахит-базальтоидная (14 — базальты и андезиты, 15 — трахиты, щелочные базальтоиды и фonoлиты, 16 — туфы, 17 — породы эруптивных брекчий трубков взрыва).

ТАБЛИЦА 31

Магматические формации в осадочном чехле Русской платформы

Группа	Подгруппа	Серия (свита)	Формация	Стратотип	Порода	Возраст, млн. лет	
Прогерозой	Венд	Валдайская (котлинская, гдовская)					
		Вольнская (ротайчицкая, берестовецкая, горбашевская)	Трапшовая	Вольнский трапповый комплекс (Юго-Западная Белоруссия, Западная Украина)	Оливиновые, безоливиновые, анальцимовые и анальцимпалагонитовые базальты, туфы и интрузивные долериты	500—650	
	Рифей	Поздний	Полеская (пинская, оршанская, рогачевская)		Рифейский трапповый комплекс (Волго-Уральская нефтеносная область, Приладожье, Прионежье и т. д.).	Преимущественно интрузивные кварцсодержащие долериты: условно салминские, пашские, крестецкие базальтовые порфириты и туфы	1110—1145 1240—1290 1300—1350 1420—1445
		Средний	Нижнебавлинская (серафимовская, калта-синская, арланская)				
		Ранний	Овручская (толкачевская, збраньковская) — иотнийская	Контрастная палеолипарит-трахит-диабазовая	Збраньковский вулканический комплекс овручской серии УКМ	Гогландский вулканический комплекс иотнийской серии о. Гогланд	Кварцевые порфиры, палеогнимбриты, туфы, трахитовые порфиры, трахиандезитовые порфириты, диабазы, диабазовые и лабрадорные порфириты
		Средний					
	Фундамент						

известные в виде изолированных глыб, вышпок, холмообразных поднятий, а также в виде штоков и даек различной протяженности; 3) вулканический комплекс о. Гогланд в Финском заливе; 4) отдельные породы комплекса этой формации, например кварцевые порфиры Пилтенско-Рижского плутона на Литовском массиве [20] и района Глусска на южном склоне Белорусского массива и 5) рассланцованные породы Житковичского горста, которые первоначально А. М. Пап [280] выделял в житковичскую свиту, а позднее А. С. Махнач и Н. В. Веретенников [216] отнесли в иотнийскую формацию вместе с кварцитами района скв. Лиды и кварцевыми порфирами скв. Глусска.

Стратотипами вулканических комплексов палеолипарит-трахит-диабазовой формации являются збраньковский, разбуренный на Словечанско-Овручской возвышенности, и гогландский иотнийской серии, выходящий на о. Гогланд в скалах до 175 м высотой. Эти комплексы характеризуются сложным строением разреза и разнообразным составом магматических пород (эффузивные кварцевые порфиры — липаритовые порфиры, — диабазовые, андезитовые, трахиандезитовые порфириты и трахитовые порфиры, гипабиссальные диабазы) и пород туфовой фации (палеоигнимбриты и спекшиеся кислые туфы). Иногда в этих комплексах присутствуют прослои терригенных отложений (Словечанско-Овручская возвышенность), свидетельствующие о перерывах в вулканической деятельности при их формировании.

Наиболее хорошо изученный збраньковский комплекс (мощностью 352 м) залегает на породах Коростеньского плутона и перекрывается толкачевскими песчаниками овручской серии.

Возрастные соотношения збраньковского вулканического комплекса и Коростеньского плутона в одних случаях говорят о более раннем, в других — о более позднем или одновременном образовании пород збраньковского и коростеньского комплексов. Это, вероятно, обусловлено многофазностью формирования обоих комплексов. Толкачевские песчаники, перекрывающие збраньковский комплекс, залегают либо на бесструктурной глинистой коре выветривания пачки трахиандезитовых порфиритов, венчающих разрез збраньковского комплекса, либо на их плотных разновидностях, и тогда в подошве этих песчаников обнаруживаются проявления динамометаморфизма — осланцевание, катаклаз и гранобластез терригенного кварца.

Время формирования пород палеолипарит-трахит-диабазовой формации Словечанско-Овручской возвышенности (по аргоновым определениям в АН УССР [101]) от 1370 до 1100 млн. лет (в том числе кварцевые порфиры 1200—1190 млн. лет; трахиандезитовые порфириты 1140—1100 млн. лет и черные филлитовые сланцы 1370—1315 млн. лет).

Определения возраста аргоновым методом по породе в целом, выполненные в лаборатории ВСЕГЕИ для отобранных нами образцов из керна скв. 5012, показали более высокий возраст формации. Для сиенит-монзонит-порфира (раскристаллизованная часть покрова) с глубины 116,3—121,2 м получено 1500 млн. лет; для диабазов с глубины 161,8—167 м — 1670 млн. лет и для наиболее глубоко залегающего кварцевого порфира с глубины 198,5—202,8 м снова 1450 млн. лет. Несоответствие возрастных значений и последовательности образования пород объясняется, по-видимому, тем, что вторая из этих пород — диабаз, показавший наиболее древний возраст, — несомненно, содержит амфибол (или пироксен), который лучше других минералов удерживает аргон. Возраст этой породы, по мнению Г. А. Муриной, надо считать наиболее вероятным возрастом палеолипарит-трахит-диабазовой формации.

Сложность расшифровки взаимоотношений вулканических комплексов палеолипарит-трахит-диабазовой и плутонической габбро-рапакиви-гранитовой формаций, однотипных по ассоциации пород и их виртуальному

составу, объясняется тем, что исходная для них магма возникала в одинаковых или близких термодинамических условиях; этим и обусловлено образование многофазных вулканических и plutонических комплексов.

На генетическую связь интрузивно-эффузивных образований, развитых в Восточной Волыни, с породами Коростеньского плутона указывали многие исследователи (В. Н. Чирвинский, А. Н. Козловская, В. И. Луццкий, М. И. Ожегова и другие). Такую же связь с гранитами рапакиви кварцевых порфиров и ассоциирующих с ними лабрадоровых порфиров юга Финляндии отмечал Я. Седергольм еще в 1891 г., относя их к ранним иотнийским образованиям.

ТРАПОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Формирование траптовой формации происходило в среднем и позднем рифее и раннем венде в условиях различной тектонической активности Русской платформы. Максимальные проявления траптового магматизма приурочены к линейно вытянутым желобообразным рифейским впадинам — авлакогенам, тяготеющим к окраинным частям Русской платформы. В западной части платформы породы траптовой формации прослежены в осадочном чехле от р. Днестра на юге до Ладожского и Онежского озер на севере, а также на северном склоне Балтийского щита, побережье Баренцева моря. Вулканогенные образования (базальтовые лавы и туфы) большой мощности наблюдаются лишь на территории рифейских авлакогенов (в Крестецком и южной части Вольно-Оршанского, достигая в последнем мощности 300—477 м); вне авлакогенов мощность продуктов наземного вулканизма не превышает 44 м, а интрузий — 100 м.

В восточной части региона породы траптовой формации (преимущественно в интрузивной фации) выявлены глубоким бурением примерно от широты г. Куйбышева на юге до г. Кудымкара на севере. Они приурочены к древним рифейским впадинам и восточному склону Волго-Камского свода (антеклизы), обращенных в сторону Урала, и к глубинам от 1680 м на сводах (в современном тектоническом плане Татарском, Пермско-Башкирском и Жигулевско-Пугачевском) и до 3960 м во впадинах (Верхнекамской, Бирской и Серноводско-Абдуллинской).

В средней части Русской платформы (в Средне-Русском авлакогене Московской синеклизы) долерито-базальты и туфы (?) вскрыты единичными скв. Солигалич-1, Чухломы-3 и др. В Пачелмском прогибе (Рязанская область), расчленяющем Русскую платформу на западную, более приподнятую, и восточную, опущенную, части, достоверные проявления траптового магматизма в виде лав, туфов и интрузий не обнаружены, а выявлены лишь прослойки мелкозернистых туффитов (скв. Морсово, Рязск, Зубова Поляна и т. д.), сходных с витрокластическими туфами волынской серии западной части Русской платформы.

В истории формирования траптовой формации нами выделяются два этапа активного магматизма и соответственно два траптовых комплекса: 1) рифейский и 2) вольнский (ранневендский). Это подтверждается и определениями их радиологического возраста.

В рифейский траптовый комплекс объединены интрузивные трапты: 1) Волго-Уральской нефтеносной области, залегающие в рифейских авлакогенах в отложениях калтасинской и серафимовской свит, и подобные же породы на Татарском и Жигулевско-Пугачевском сводах, залегающие непосредственно на кристаллическом фундаменте под девонскими отложениями; 2) южного обрамления Балтийского щита (острова Валаамского архипелага, Мантсинсари, Лункулунсари на Ладожском озере), Юго-Западного и Восточного Прионежья и островов Заонежского залива и 3) северного склона Балтийского щита, побережья Баренцева моря [345]. Для интрузивных траптов рифейского комплекса характерно рас-

слоенное строение интрузивных тел и дифференциация от оливиновых долеритов до гранофир-аплитов, имеющих небольшое значение в составе трапповой формации.

По аргонным определениям возраста траппы рифейского комплекса принадлежат четырем возрастным группам, млн. лет: 1) 1445—1420, 2) 1350—1300, 3) 1290—1240 и 4) 1145—1010. Это свидетельствует о неоднократных всплесках траппового магматизма в рифейское время.

В восточной части Русской платформы, геотектоническое развитие которой в допалеозойское время связано с Уральской зоной, нами выделяются следующие главные фазы рифейского траппового магматизма: 1) калтасинская с возрастом 1445—1400 млн. лет, осуществлявшаяся в условиях нисходящих движений (пикритовые порфириты калтасинской свиты скв. Краснокамск 8-6); 2) серафимовская с возрастом 1290—1240 млн. лет, протекавшая при интенсивном воздымании южной части Верхнекамской впадины и Волго-Камской антеклизы с формированием однотипных, часто дифференцированных интрузий палеотипных траппов, среди которых широким развитием пользуются микрогранофирсодержащие диабазы и 3) постсерафимовская фаза с возрастом 1145—1010 млн. лет, сопровождавшая блоковое расчленение Бирской впадины, с наличием кор выветривания на траппах под верхнебавлинскими отложениями в горстообразных поднятиях. Для последней фазы характерны кайнотипные траппы, по химизму сходные с подобными же породами вольнского траппового комплекса, но отличающиеся по определениям возраста.

Условно к рифейскому трапповому комплексу по определениям возраста в 1350—1300 млн. лет, не подтвержденным стратиграфически, отнесены: 1) эффузивные траппы района Салми в Юго-Западном Приладожье [136, 137, 169], 2) траппы Пашского грабена в Волховском районе [377] и 3) вулканогенная толща Крестецкого прогиба [59].

В вольнский трапповый комплекс объединены эффузивные и туфовые фации траппов, выделенные впервые Е. П. Брунс [27] в южных районах Белоруссии и на Волыни в составе вольнской серии нижнего венда, залегающего на отложениях полесской серии верхнего рифея. По представлениям Е. П. Брунс, время формирования отложений полесской и вольнской серий разделялось длительным перерывом в накоплении осадков, о чем свидетельствуют следы размыва верхней границы полесской серии и наличие в основании вольнской горизонта гравелитовых песчаников.

Этот перерыв был временем больших изменений в тектоническом режиме Русской платформы с проявлениями интенсивного траппового вулканизма на западной и юго-западной ее окраинах в виде мощных извержений пирокластического материала и излияния лав базальтового состава, а также интрузий габбро-долеритов. Интрузии образуют пластовые тела мощностью до 60 м в отложениях полесской серии. Возраст траппов этого комплекса определяется значениями от 500 до 650 млн. лет.

Глава 5

КАРПАТЫ

Докембрийские образования в Карпатах входят в состав домезозойского фундамента. Они обнажены в пределах Раховского и Чивчинского массивов, которые являются отрогами Мармарошской глыбы, находящейся на территории Румынии. Главнейшие вопросы стратиграфии фундамента Карпат, в частности радиологическая датировка его пород, остаются не вполне решенными.

Подробное описание стратиграфии древнейших пород Раховского массива впервые приводится в работе Л. Г. Ткачука и Д. В. Гуржия [378]. Авторы в разрезе домезозойского фундамента этой зоны выделяют три серии первично-осадочных пород, отделенные друг от друга угловыми несогласиями: 1) белопотокскую гнейсово-сланцевую, 2) деловецкую карбонатно-сланцевую и 3) кузинскую филлитовую. Белопотокскую серию авторы относят к протерозою, деловецкую — к нижнему палеозою (?), а кузинскую — к верхнему палеозою.

Несколько иное расчленение и интерпретацию возраста пород предлагает А. К. Бойко. Кузинскую серию (свиту) он относит к мезозою, а все нижележащие образования считает докембрийскими [25], а затем позднее — ниже-среднепалеозойскими [26]. Среди этих образований им выделяются следующие свиты: 1) белопотокская гнейсово-сланцево-амфиболитовая, 2) бутинская сланцевая, 3) деловецкая и ее фациальный аналог берлебешская свита (сланцы, гнейсы, порфиroidы), 4) мегурская (сланцы, кварциты). Мегурская свита соответствует верхней части деловецкой серии Л. Г. Ткачука и Д. В. Гуржия. Несогласий между свитами А. К. Бойко не усматривает.

На территории Чивчинского массива разрез доальпийского комплекса менее полон, чем в Раховском массиве. С. Г. Рудаков [324] выделяет здесь три свиты: боеровскую (кварциты, мраморизованные известняки, сланцы), баласинувскую (туфоиды, кварциты, кварцевые порфиroidы, сланцы) и ластунскую (кварциты, сланцы). По мнению С. Г. Рудакова, боеровская свита имеет силурийский возраст и соответствует нижней части деловецкой свиты Раховского массива; баласинувская относится к девону и соответствует верхней части деловецкой свиты, в понимании А. К. Бойко [25]. Ластунская свита (нижний карбон) сопоставляется с мегурской свитой Рахова.

Обобщенная стратиграфическая схема доальпийских образований Раховского и Чивчинского массивов представлена в табл. 32.

ТАБЛИЦА 32
Стратиграфия доальпийских образований Карпат

Чивчинский массив	Раховский массив	
Свиты		
Ластунская	Мегурская	
Баласинувская	Берлебашская	Деловецкая
Боеровская		
Аналоги неизвестны	Бутинская	
	Белопотокская	

Достоверных биостратиграфических данных, указывающих на возраст свит доальпийского комплекса, в настоящее время нет. Высказанные различными авторами предположения относительно возраста этих свит основываются главным образом на радиологических данных или общегеологических сопоставлениях. Большая работа по определению возраста

этих пород проведена сотрудниками Львовского государственного университета Г. Х. Чеджемовым, О. В. Цьонь, а также Лабораторией абсолютного возраста ИГН АН УССР. Определения проводились аргонным методом по новообразованным минералам — слюдам и роговым обманкам — или по породе в целом. Очевидно, ни одно из полученных значений не соответствует возрасту седиментации и диагенеза осадков, а отвечает времени последнего этапа метаморфизма.

Анализ геологической истории Карпат показывает, что породы доальпийского фундамента неоднократно пережили эпохи тектогенеза. Кроме альпийского тектогенеза они подвергались воздействиям герцинского, а также более древних эпох тектогенеза. Столь сложная история развития региона привела к тому, что в породах фундамента Карпат помимо древних аутигенных минералов присутствуют молодые. Это привело к омоложению радиологического возраста пород.

Таким образом, наиболее близкими к истинным являются самые древние «реликтовые» значения возраста.

Для пород Раховского массива получено два реликтовых значения [69]: одно для белопотокской свиты 760 млн. лет и другое 585 млн. лет (привязка не указана). Остальные 15 определений дали значения, не выходящие за пределы 300 млн. лет.

Приведенные данные позволяют заключить, что в пределах Раховского массива обнажаются породы, подвергшиеся метаморфизму в позднем докембрии. Возможно, этот метаморфизм связан с предвендским тектогенезом, широко проявившимся на территории Русской платформы и на Урале. Возраст седиментации этих пород в таком случае можно считать позднепротерозойским (рифейским). Эти выводы, в первую очередь, относятся к белопотокской свите, однако не исключено, что дальнейшие исследования дадут древние значения возраста для других свит метаморфического комплекса.

Для метаморфических пород Чивчинского массива выполнено 29 определений возраста аргонным методом. Из них 27 не выходят за пределы 340 млн. лет, а 2 близки к реликтовым значениям, полученным для Раховского массива: 590 и 630 млн. лет [69]. Эти значения показывают, что в Чивчинском массиве также могут присутствовать породы докембрия.

Широко используются для определения возраста образований доальпийского метаморфического фундамента Карпат ортопороды и рвущие фундамент интрузивы. Однако до настоящего времени данных, подтверждающих докембрийский возраст образований фундамента Карпат, не получено. Возраст ортогнейсов Рарэу, по данным С. Г. Рудакова [324], прорывающих все древнейшие образования Чивчинского массива, составляет 108—310 млн. лет. Наиболее важными являются максимальные значения 275—310 млн. лет, отвечающие герцинскому тектогенезу. Близкие результаты получены для ортогнейсов Раховского массива.

Как показывают приведенные данные, в настоящее время в восточных Карпатах на территории СССР к докембрию по результатам геохронологических анализов можно относить только нижние части выходящих на дневную поверхность метаморфизованных образований доальпийского фундамента. Такой вывод базируется на определениях возраста метаморфизма парапорд.

РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ УРАЛА

На территории Урала магматические и метаморфические образования раннего докембрия, как известно, приурочены к его западному склону. Нижнедокембрийский структурный этаж образует здесь, как и на Русской платформе, фундамент, который вскрыт современным эрозионным срезом в районе Тараташского блокового поднятия.

На Южном Урале фундамент прослеживается в западной структурно-формационной зоне миогеосинклинальной области. Наличие его в срединной зоне, а южнее г. Белорецка в восточной приуралтауской, где его погребенное ограничение, по-видимому, совпадает с границей суванякского и максютовского комплексов, рисуется по геофизическим данным. Существует также представление, что кристаллическое основание миогеосинклинальной области срезается главным Уральским глубинным разломом. Что касается более восточных структурных зон Урала, то присутствие в их пределах раннедокембрийских образований, как показано ниже, не установлено.

Зона Уралтау (Центрально-Уральский мегантиклинорий), метаморфические образования которой (так называемая «свита М») по ранее распространенным представлениям относились к архею, а позднее рядом авторов [85] к метаморфическим аналогам рифея, согласно последним геолого-геохронологическим данным состоит из крупных клинообразных блоков, различающихся по геологическому строению, характеру и возрасту последнего консолидирующего метаморфизма [187]. К восточному крылу этого мегантиклинория, обрезанному главным Уральским глубинным разломом, в пределах Южного и Среднего Урала под острым углом с юга на север последовательно причленяются Максютковский, Суванякский, Златоустовский и Уфалейский блоки (комплексы), для каждого из которых характерны свои возраст, фации и типы метаморфизма. Наиболее древние значения возраста метаморфизма, полученные для зоны Уралтау, относятся к концу позднего докембрия (венд) и характеризуют проявления байкальского тектоно-магматического цикла.

В зоне восточного склона Урала (эвгеосинклинальная область) наличие нижнего докембрия является предметом многолетней дискуссии. То же относится и к южному — Мугоджарскому — продолжению этой зоны. В Мугоджарах на основании анализа многочисленных геохронологических и геологических данных в качестве наиболее древних образований выделяются только позднепротерозойские (байкальские). К числу сторонников представлений о докембрийском возрасте ряда магматических и метаморфических комплексов (Салдинский, Мурзинский, Ильменогорско-Вишневогорский блоки и др.) эвгеосинклинальной зоны Урала принадлежат Г. А. Кейльман [140] и А. А. Пронин [308]; среди осадочных подордовиковских толщ Южного Урала верхний докембрий выделяет Н. Ф. Мамаев [202]. О древнем возрасте гипербазитовых массивов, рассматриваемых как протрузии, неоднократно высказывалась С. В. Москалева [231].

Полученные за последние 10 лет многочисленные радиологические данные пока не позволяют выделять в эвгеосинклинальной области Урала нижний докембрий. Что касается верхнего докембрия, то присутствие венда в отдельных тектонических блоках можно считать доказанным.

К дискуссионным проблемам докембрия Урала относится также интерпретация ультрадревних датировок некоторых гипербазитов. Они получены в геохронологических лабораториях УФАН СССР и БФАН СССР по пироксенитам, приуроченным к зоне Зюраткульско-Кусинского струк-

турного шва, отделяющего в миогеосинклинальной области западную ее зону от срединной [187].

Пироксениты и «израндиты» с р. Изранды, обнаруженные Л. Н. Овчинниковым и В. А. Дунаевым вблизи пос. Александровки [263], по местоположению, петрографической характеристике и нестабильности калий-аргонового отношения сходны с пироксенитами из той же зоны (пос. Шигир, коллекция В. И. Ленных).

Для 13 образцов, анализированных в лаборатории УФАН СССР, полученные датировки варьируют в интервале 1950—4385 млн. лет. Наиболее древние из них (4035—4385 млн. лет) характерны для образцов (3 образца) с более высоким содержанием калия (0,20—0,22%) по сравнению с другими (0,11—0,15%). Для большей части образцов полученные значения возраста варьируют в интервале 1950—2520 млн. лет.

Пироксенит, взятый вблизи пос. Шигир и анализированный нами, показал еще больший разброс данных. Для различных аликвот одной и той же пробы (крупность дробления 0,3—0,6 мм) получены значения возраста от 1300 до 4910 млн. лет. После измельчения этой пробы до 0,1 мм результаты параллельных определений не выходили за пределы обычной экспериментальной ошибки и в среднем соответствовали возрасту 2150 млн. лет.

Изучение кинетики выделения аргона из различных по крупности фракций пироксенита, проведенное Е. А. Денисенко, позволяет предполагать, что часть аргона находится в газовых включениях или других структурных дефектах породы, т. е. генетически не связана с содержащимся в ней калием. Наличие избыточного аргона, легко теряемого при измельчении образца до 0,1 мм, дает основание считать, что значение возраста 2150 млн. лет, полученное для этой фракции породы, ближе всего соответствует истине. Такая величина не представляет исключения для пород фундамента миогеосинклинальной области Урала и близка к наиболее многочисленной группе значений возраста, полученных для «израндита» в лаборатории УФАН СССР. Таким образом, отпадает необходимость рассматривать «израндит» в качестве «представителя верхней мантии или глубоких зон первозданной земной коры» [263].

Исследованные пироксениты, по-видимому, входят в состав фундамента тектонического блока, образованного вмещающими гранито-гнейсами и амфиболитами, или являются самостоятельным фрагментом тараташского комплекса, приподнятым благодаря движениям по зоне Кусинско-Зюраткульского разлома.

В строении кристаллического фундамента миогеосинклинальной области Урала, судя по материалам, полученным при изучении Тараташского выступа фундамента и Кусинского района, принимают участие нижне- и среднепротерозойские магматические и метаморфические образования. О присутствии архейских пород в составе кристаллического основания свидетельствуют очень интересные сами по себе находки ксенолитов кристаллических сланцев, заключенных в амфиболитах лежачего бока Кусинского массива в пределах Кусинского рудного поля в зоне Кусинско-Зюраткульского структурного шва. По данным ИГЕМ АН СССР (Л. Л. Шанин) возраст биотита из ксенолита составляет 2895 ± 87 млн. лет. Датировки для цирконов, полученные α -свинцовым методом и показавшие архейский возраст [264], по-видимому, значительно удревнены. Об этом свидетельствуют результаты свинцово-изотопного метода [71]. Сопоставимость полученных данных иллюстрирует табл. 33.

Наиболее древние из датированных раннепротерозойских образований известны также из зоны Кусинско-Зюраткульского структурного шва в пределах Кусинского рудного поля. Одной из скважин Южного участка на глубине 40 м (данные В. С. Мясникова) подсечен тонкослоистый мелкозернистый кварц-плагноклазовый биотитовый гнейс, показавший по

ТАБЛИЦА 33
 Возраст пород тараташской серии Южного Урала, млн. лет

Место взятия образца	Анализируемый минерал	Метод						α-свинцовый	Литературный источник
		Аргоновый	Стронциевый	Свинцовый					
				Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²		
Гора Тараташ	Серый гранит, полевой шпат	2078	—	—	—	—	—	}	[56]
Там же	Гранодиорит (?), биотит	2000	—	—	—	—	—		
»	Пегматоид в гнейсах, полевой шпат	1920	—	—	—	—	—		
»	Граносиенит биотитовый	—	1870	—	—	—	—		
»	То же, биотит	—	1780	—	—	—	—		
Гора Малый Тараташ	Гранит, циркон	—	—	1945	1800	1855	—	}	[264]
Там же	То же	—	—	2100	—	—	2260±210		
»	То же, монацит	—	—	1985	1290	1550	1830	}	[264]
Пос. Куватал	Инъекционный гнейс, циркон	—	—	2130	2260	2180	—		
Там же	Очковый гнейс, циркон	—	—	2230	2225	2230	1370	}	[104]
»	То же, полевой шпат	—	2200	—	—	—	2730±200		
5 км к юго-западу от пос. Куватал	Очковый гнейс, полевой шпат	—	2000	—	—	—	—	}	[104]
Малый Куватал, ключ Галлчский	Пегматит, мусковит	—	1720	—	—	—	—		
Гора Тагаяк	Очковый гнейс, циркон	—	—	1915	2000	1945	1980	}	[74]
Там же	То же	—	—	2100	—	—	2790±230		
»	Пегматоидный гранит	—	1640	—	—	—	—	}	[74]
Гора Шигир	Гранит, циркон	—	—	2390	2110	2240	2110		
Там же	Лейкократовый гранодиорит	—	1940	—	—	—	—	}	[74]
»	Амфиболит	2060	—	—	—	—	—		
Восточнее пос. Аршинский	Лейкократовый гранит	—	1623	—	—	—	—	}	[74]
Там же	То же, полевой шпат	—	1765	—	—	—	—		

биотиту возраст 2530 млн. лет. Залегание его на уровне рифейского структурного этажа может быть объяснено лишь тектоническими причинами. Подобные гнейсы широко распространены среди суперкрустальных образований нижнего протерозоя фундамента восточной части Русской платформы.

Единственный на Урале крупный выход пород фундамента миогеосинклинали области приурочен к Тараташскому тектоническому блоку, который по сравнению с ближайшим Татарским выступом фундамента восточной части Русской платформы приподнят почти на 2 км.

Выделенная М. И. Гаранем [55] тараташская серия подразделена им по горизонту железистых кварцитов на нижнюю свиту инъекционных и верхнюю очковых гнейсов. По данным поисково-съемочных работ последних лет отложения тараташской серии расчленены более детально. Выяснено, что железистые кварциты слагают несколько выклинивающихся по простиранию горизонтов как в средней, так и в нижней частях серии. В нижней ее части (мощность более 800 м) преобладают мигматизированные двупироксеновые кристаллические сланцы с отдельными телами пироксенитов. Средняя часть (около 1000 м) сложена гранатовыми и силлиманитовыми гнейсами и мигматитами с прослоями амфиболитов, двупироксеновых кристаллических сланцев и (выше) железистых кварцитов. В верхах этой части появляются плагиогнейсы и кварцито-гнейсы. Разрез тараташской серии венчается толщей (около 350 м) мигматизированных (в том числе очковых) гранатовых, силлиманитовых и биотитовых гнейсов с прослоями кварцитов.

Суперкрустальные образования интродированы габброидами и гранитоидами, метасоматически гранитизированы, после чего прорваны рифейскими и более молодыми дайками основного состава.

Радиологическое изучение тараташской серии с применением аргонного, стронциевого и α -свинцового методов [56, 71, 104, 168, 188, 264] позволило в общих чертах выяснить возраст магматических и метаморфических образований серии. Что касается времени отложения ее осадков, то оно заведомо древнее 2200 и, вероятно, даже древнее 2390 млн. лет, поскольку эти максимальные возрастные значения, полученные для цирконов, характеризуют процессы наложенной микроклинизации или внедрения гранитов (табл. 33).

Очередность процессов интрузивного магматизма и метаморфизма по геолого-радиологическим данным представляется в следующем виде. Наиболее древние из датированных интрузий — это габбро-нориты раннепротерозойского возраста (2250 млн. лет *). Их прорывают серые граниты и гранодиориты, время формирования которых тремя методами датируется в интервале от 1940 до 2250 млн. лет *. Ксенолит амфиболита из гранитов горы Шигир имеет близкий к гранитоидам возраст 2060 млн. лет.

С внедрением раннепротерозойских гранитоидов связаны проявления калишпатизации во вмещающих гнейсах тараташской серии. На западном склоне горы Тараташ синевато-серый калишпат из пегматоидного участка показал возраст 1920 млн. лет (табл. 33). На этом, видимо, завершается формирование раннепротерозойского структурного этажа, но окончательная его консолидация имеет место уже в среднепротерозойское время.

К эндогенным образованиям среднего протерозоя относятся лейкократовые (обычно розовые) граносиениты, микроклиновые граниты, близкого состава метасоматиты и различные диафориты с аргоновым и стронциевым возрастом от 1900 до 1600 млн. лет. Граносиениты, по-видимому, представляют собой самостоятельную наиболее древнюю (1870 млн. лет) интрузивную фазу. Розовые микроклиновые, нередко пегматоидные

* Эти значения не приведены в табл. 33. — *Прим. ред.*

граниты по возрасту (1625, 1640 млн. лет) близки к пегматитам и кварц-мусковитовым жилам (1720, 1690 млн. лет). По данным Л. Н. Овчинникова, В. А. Дунаева и А. А. Краснобаева [264], эти жилы пересекают свиту очковых гнейсов, на которую наложен кремне-калиевый метасоматоз. Время его проявления относится к интервалу от 1800 до 1660 млн. лет. Представляется, что именно в результате метасоматической микроклинизации породы свиты приобрели очковый характер.

Образование пегматитов, видимо, фиксирует время завершения гранитового магматизма, метасоматоза и консолидации дорифейского кристаллического фундамента миогеосинклинальной области Урала. В дальнейшем эндогенные процессы здесь проявлялись лишь локально, преимущественно в активных дизъюнктивных зонах, с которыми связаны рифейские интрузии и катакстическое, термическое или гидротермально-метасоматическое «омоложение» вмещающих тараташских пород. Одна из таких самых крупных и интересных зон — Кусинско-Зюраткульский глубинный разлом — представляет собой конкретный пример долгоживущего структурного шва, к которому приурочены как фрагменты древнейших пород, так и самые молодые — герцинские новообразования.

Аргоновые датировки локально омоложенных в позднем протерозое метаморфических пород тараташской серии показывают, что этапы этого «омоложения» близки по возрасту к главным рубежам позднего протерозоя (т. е. к датам около 1600, 1350, 1100 и 680 млн. лет).

По геологическим (стратиграфическим, литолого-петрографическим) и радиологическим данным тараташская серия может быть сопоставлена с нижнепротерозойскими курской и криворожской. На породы тараташской серии воздействовали рифейские интрузии габбро-диабазов, формирование новых зон разломов и другие эндогенные факторы.

При сравнении нижнего докембрия западного склона Урала и восточных районов Русской платформы отмечаются черты как сходства, так и различия. Главным различием является то, что на Урале вскрыты более глубокие части разреза нижнего докембрия, среди которых присутствуют метаморфизованные породы ультраосновного состава. Что касается основных и кислых интрузий, то их характер, последовательность формирования и возраст очень сходны. Как на Урале, так и на Русской платформе главными представителями раннепротерозойского этапа магматизма являются габбро-нориты, диориты и граниты с возрастом около 2000 млн. лет. Для среднепротерозойского этапа в обоих регионах отмечаются проявления лейкократовых микроклиновых гранитов, но на Урале наряду с метасоматическими устанавливаются и интрузивные. Вероятно, на востоке Русской платформы последние также присутствуют, но труднее выявляются по керновому материалу.

Несколько различаются продукты среднепротерозойской гранитизации. В частности, для тараташского комплекса не характерны разновидности гранито-гнейсов, типичные для фундамента Русской платформы.

Заканчивая на этом рассмотрение геохронологических материалов по раннему докембрию Урала, отметим, что геологически и радиологически его образования установлены только в миогеосинклинальной области Южного Урала, причем архейские породы найдены лишь в ксенолитах или тектонических фрагментах, раннепротерозойские же составляют основной мощный структурный этаж кристаллического фундамента, а среднепротерозойские известны главным образом в виде интрузивных тел и продуктов метаморфизма (в том числе метасоматической гранитизации).

Одной из важнейших задач дальнейших исследований является выяснение вопроса о присутствии отдельных блоков нижнего докембрия в пределах зоны Уралтау, восточного склона Урала и Мугоджар.

ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ УРАЛА, ТИМАНА И МУГОДЖАР

Западная зона миогеосинклинали области Южного Урала (Башкирский антиклинорий, горст Каратау) является стратотипической местностью для рифея, выделенного Н. С. Шатским в 1945 г. В дальнейшем в результате стратиграфических, биостратиграфических и геохронологических исследований распространение рифея было доказано также для Басегского антиклинория и Полюдова крыжа. В составе верхнего протерозоя в Тимано-Урало-Мугоджарской области также был выделен венд.

Предметом дискуссии остается наличие рифея в зонах Уралтау, Восточно-Уральского и Зауральского мегантиклинориев и соответствующих структурах Мугоджар. Что касается венда, то его распространение в этих зонах, а также на Тимане обосновано достаточно убедительно.

Для венда характерны два типа разрезов: миогеосинклиналиный и эвгеосинклиналиный, причем второй изучен еще слабо, и само его существование устанавливается главным образом по данным радиологического датирования кристаллических пород (тиманский и белорецкий комплексы, интрузивные и метаморфические комплексы некоторых районов Уралтауского и Восточноуральского магантиклинориев и их продолжения в Мугоджарах).

В разрезах эвгеосинклиналиного типа вендские кристаллические образования обычно ассоциируют с ранне- и среднекембрийскими, так как и те и другие участвуют в строении байкальских складчатых структур. В связи с этим проведение и датирование границы между вендом и кембрием на Урале встречает большие трудности. В разрезах миогеосинклиналиного типа на венде обычно залегает ордовик. По указанным причинам возрастной рубеж между вендом и кембрием (570 млн. лет) принят нами с учетом косвенных уральских данных в соответствии с единой геохронологической шкалой 1964 г. [64]. Остальные внешние и внутренние рубежи венда и рифея датированы на основании совокупности геологических (стратиграфических, биостратиграфических, тектонических) и геохронологических данных. Последние опираются на взаимоконтролирующее сочетание возрастных значений, полученных для осадочных пород (по глаукониту), и для прорывающих соответствующий структурный этаж интрузий.

В основу региональной геохронологической шкалы и стратиграфической схемы позднего протерозоя (табл. 34) положены главным образом опубликованные материалы [56, 66, 74, 264] по стратотипическому миогеосинклиналиному разрезу Южного Урала и сопредельной части Русской платформы.

При составлении очерка использованы результаты геолого-радиологических исследований, выполненных с применением аргонового, стронциевого, свинцового и α -свинцового методов в лабораториях Башкирского, Уральского и Коми филиалов АН СССР, ГИН АН СССР, ИГЕМ АН СССР и ГЕОХИ АН СССР, ВСЕГЕИ, УТГУ и МГУ. Опорные данные по стратиграфической позиции глауконитов контролировались Б. М. Келлером.

Отложения нижнего рифея, налегающие на тараташскую серию с резким стратиграфическим и угловым несогласием, а местами с тектоническим контактом представлены мощной толщей бурзянской серии (около 4000 м). В состав ее входят свиты (снизу вверх): 1) айская, сложенная вулканогенными образованиями, конгломератами, аркозами, глинистыми сланцами; 2) саткинская, представленная доломитами, известняками и мергелями

ТАБЛИЦА 34

Корреляционная схема Позднего докембрия западного склона Урала и восточной части Русской платформы *

Стратиграфические подразделения	Рубеж шкалы, млн. лет	Восточная часть Русской платформы		Южный Урал		Северный Урал		Интрузивные и вулканогенные образования
		Серия	Свита	Миогеосинклиналиальная область				
				Серия	Свита	Серия	Свита	
Ранний палеозой								
Венд	570 ± 10	Верхнебавлинская	Шкаповская Каировская	Ашинская	Зиганская Кук-караукская Басинская, 575 Урюкская, 600	Чурочная	Кочешорская Ильвовожская, 620-640 Дресвянская Верхнечурочинская, 628 Среднечурочинская Устьчурочинская, 660-690	Габбро-диабазы, 560 Пепловые туфы, 585 Пироксениты, 600; микроклиновые граниты, 600 Вулканогенные породы, 600
	Ранний							Укская, 615-665
Рифей	680 ± 10	Среднебавлинская	Леонидовская	Карагауская	Миньярская, 680-790 Инзерская, 865-930 Катавская, 965 Зильмердакская, 1100	Низвенская, 775 Деминская, 860 Рассольнинская, 860-930	Габбро, 1100; габбро-диабазы, 1100-1150	
	1100 ± 50	Нижнебавлинская	Серафимовская, 1290-1325 Верхнекалтасинская (калтасинская)	Юрма-тинская	Авзянская, 1260 Зигазино-комаровская Зильгальгинская, 1330 ** Машакская	Не вскрыто		
	1350 ± 50		Тюрюшевская, нижнекалтасинская, арланская, 1440-1530	Бурзянская	Бакальская Саткинская Айская		Основные и кислые эффузивы, 1330; габбро, 1380; габбро-диабазы, 1350; граниты 1380-1400 Вулканогенные породы; габброиды, микроклиновые граниты среднего протерозоя, 1650	

* Осадочные породы датированы аргонным методом по глаукониту; интрузивные и вулканогенные - по амфиболом, биотитам, полевым шпатам и породе в целом, млн. лет.

** Возраст фосфатного цемента по отношению Rb^{207}/Rb^{206} .

со строматолитами раннего рифея, включающая залежи магнетитов, и 3) бакальская, сложенная глинистыми сланцами, песчаниками, известняками и доломитами с залежами метасоматических сидеритов.

Саткинская свита интродуцирована крупным Бердяушским плутоном гранитов рапакиви, прорванным в свою очередь щелочными сиенитами и габбро-диабазам. Судя по отсутствию несогласия между саткинской и бакальской свитами, Бердяушский плутон внедрился после отложения бакальской свиты. На породы саткинской и бакальской свит наложены позднейшие метасоматические изменения, связанные с образованием залежей магнетитов и сидеритов.

Радиологические данные по раннему рифею, полученные аргоновым, свинцовым, стронциевым и α -свинцовым методами, так же как и при изучении нижележащей тараташской серии, при правильной их интерпретации хорошо увязываются друг с другом и геологическими данными. Заниженные значения аргонового возраста относятся к палеотипным вулканогенным породам айской свиты (навышенская толща), показавшим величины, лежащие в интервале от 935 до 462 млн. лет [249]. Потери радиогенного аргона из эффузивных пород, как показано в упомянутой работе, связаны с раскристаллизацией и другими изменениями эффузивов. α -свинцовые датировки кластогенного циркона из базальных песчаников и конгломератов айской свиты показали значения возраста от 2180 ± 200 до $1640 \pm \pm 150$ млн. лет [166]. Это позволяет считать, что в начале отложения осадков айской свиты размыту подверглись ниже- и среднепротерозойские магматические и метаморфические образования. Последние в раннем рифее местами претерпели диафторез, а возможно, и калиевый метасоматоз. Так, возраст «очков» микроклина из катаклазированного гнейса тараташской серии горы Бильдим равен 1452 млн. лет. К подобным же локально омоложенным в раннем рифее породам тараташской серии, приподнятым в виде отдельных блоков в зоне структурного шва, относятся, вероятно, биотитовые гранито-гнейсы, инъекционные гнейсы и кристаллические сланцы Ахтенско-Александровской и Кусинско-Зюраткульской зон глубинных разломов, по которым аргоновым и стронциевым методами по слюдам и полевым шпатам получены значения возраста от 1425 до 1480 млн. лет. Второй вариант трактовки приведенных данных сводится к признанию возможности локального огнейсования (приразломный метаморфизм) в этих зонах отложений нижнего рифея.

Верхний возрастной предел бурзянской серии определяется временем внедрения Бердяушского плутона (табл. 35). Большое количество датировок, полученных аргоновым (биотиты, порода), свинцово-изотопным (цирканы), α -свинцовым (циркон) и стронциевым (биотит) методами, удовлетворительно совпадают между собой (табл. 35), давая в среднем значение возраста, равное 1400 млн. лет. Эти данные находятся в полном соответствии с геологическими представлениями о возрасте плутона. Однако наряду с этим установлены более молодые значения — 1290 млн. лет (α -свинцовый метод, циркон) [168] — и более древние — 1560 млн. лет (стронциевый изохронный метод по породе в целом) [377]*.

Особо следует остановиться на датировке, полученной стронциевым изохронным методом. Этим методом анализировалась серия образцов с двух участков массива: района Пятой речки (коллекция А. Н. Заварицкого, 3 шт.) и ст. Бердяуш (2 шт.). По нашему мнению, повышенное значение возраста может иметь следующее объяснение.

1. Можно считать, что для анализа были использованы не вполне представительные пробы. Как известно, для Бердяушского массива

* Для циркона, извлеченного из анализируемой пробы, свинцовым методом по равным отношениям изотопов свинца и урана получены близкие значения возраста (1575—1510 млн. лет).

Возраст позднекембрийских массивов Южного Урала, млн. лет

	Анализируемый материал	Метод		
		Аргоновый	Стронциевый	Свинцовый
Бердяушский массив: граниты, граниты рапакиви	Порода	1410 ± 10	1560 ± 30 * [337]	—
	Биотит	1360—1415	1440 [264]	—
	Циркон	—	—	1260 ± 100 ** [166]
	»	—	—	1390 [71]
Губенский массив: гранито-гнейсы	Порода	1055—1474 [264]	—	—
	Калиевый полевой шпат	1180, 1287 [264]	—	—
	Биотит	1380	—	—
	Циркон	—	—	1040 ± 100 ** [166]
	»	—	—	1350 [71]
Рябиновский массив: граниты, гранито- гнейсы	»	—	—	1260 ± 130 ** [166]
	»	—	—	1300—1380 *** [71]
	Калиевый полевой шпат	980 ± 30 [264]	—	—
		—	—	—

* Возраст получен стронциевым изохронным методом.

** Данные α -свинцового метода.

*** Результаты по изотопному отношению Rb^{206}/Rb^{207} .

характерно наличие большого разнообразия гибридных разностей пород, содержащих ксенолиты древних вмещающих толщ*.

2. Стронциевый изохронный метод датирует время гомогенизации изотопного состава, что может быть значительно более ранним, чем внедрение гранита. По Н. Г. Судовикову, первая, наиболее длительная стадия становления гранитов рапакиви протекает в глубинных условиях и включает гранитизацию и порфиробластез исходного субстрата при интенсивном воздействии щелочного метасоматоза. Вторая стадия — перемещение интрузирующей массы на более высокий уровень — и, наконец, третья — собственно внедрение и кристаллизация породы. Таким образом, время внедрения плутона 1400 млн. лет может оказаться более поздним, чем показывает стронциевый изохронный метод.

Губенский массив близок по возрасту к Бердяушскому. Аргоновый возраст (табл. 35) практически совпадает со средним значением аргонового возраста Бердяушского плутона (1380 и 1389 млн. лет). К этим датировкам близки также значения, полученные по отношению Rb^{207}/Rb^{206} для циркона. Однако приуроченность Губенского массива к зоне крупного структурного шва, для которого отмечены различные магматические, ме-

* Ввиду большой принципиальности вопроса о возрасте Бердяушского плутона представительность проб, анализированных стронциевым изохронным методом, была рассмотрена специальной комиссией, созданной по инициативе редакции монографии, в составе Г. А. Муриной, Ю. Ир. Половинкиной, Л. И. Салопа и М. М. Рубинштейна. Ознакомление с образцами анализированных пород и данными микроскопического их изучения позволило заключить, что все анализированные породы являются, несомненно, гранитами Бердяушского плутона. — *Прим. ред.*

таморфические и гидротермальные проявления с возрастом около 1100, 650 и 450 млн. лет, определила значительный разброс датировок по другим изотопным отношениям свинцового, а также по стронциевому и α -свинцовому методам. Особенно это касается рассланцованных и мусковитизированных гранито-гнейсов.

Интересно, что удрененное стронциевое значение 1474 млн. лет получено по граниту с наложенной мусковитизацией.

Аналогичная картина наблюдается и в Рябиновском массиве (табл. 35), для которого наиболее близкими к возрасту Бердяшского и Губенского массивов являются датировки 1360 и 1380 млн. лет.

Несколько более древними, чем гранитоиды трех названных массивов, являются габбро из Копанского массива, аргоновый возраст которых по биотиту составляет 1428 млн. лет (Л. Л. Шанин, по материалам В. С. Мясникова и О. В. Карповой). По тем же данным в Кусинском районе биотит из дайки плагиогранита, секущей амфиболиты, имеет возраст 1380 млн. лет.

Близко к рубежу раннего и среднего рифея в миогеосинклинальной области Урала имело место заложение ряда глубинных разломов, в том числе Кусинско-Зюраткульского структурного шва, к которому и приурочены габбро и плагиограниты. Обломки габброидов известны в базальных конгломератах зигальгинской свиты среднего рифея.

Средний рифей на Южном Урале представлен отложениями юрматинской серии. В основании залегает вулканогенно-осадочная толща машакской свиты; над нею — сложенная преимущественно кварцитами зигальгинская свита; выше — зигазино-комаровская (глинистые сланцы с прослоями доломитов, алевролитов и песчаников) и авзянская (преимущественно известняки и доломиты) со строматолитами среднерифейского комплекса.

Возрастные данные по среднему рифею Урала немногочисленны. Аргоновым методом по глаукониту определен возраст авзянской свиты в 1263 млн. лет [288]. Для терригенных пород зигальгинской свиты по фосфатному цементу песчаников получен приближенный возраст 1430 млн. лет [108]. Возможно, что указанное значение, выведенное из отношения Pb^{206}/Pb^{207} , несколько завышено за счет свинца более древних пород, содержащегося в обломочном материале. По измененным эффузивным породам машакской свиты аргоновым методом получен ряд в различной степени омоложенных значений [249]. Наиболее древние из них дали кайнотипные кислые эффузивы — 1330 млн. лет [57].

В конце среднего рифея и на рубеже его с поздним снова наблюдается оживление эндогенных процессов. В зонах дизъюнктивных нарушений (особенно крупных структурных швов) формируются интрузии и дайки габброидов. К ним принадлежат габбро, габбро-диабазы и амфиболиты Кусинского района, в частности Копанского массива (1115—1033 млн. лет по аргоновому и стронциевому методам), габбро-диабазы, рассекающие Бердяшский массив (1080 млн. лет) и бакальскую свиту Бакальского района (1040 млн. лет).

Верхний рифей западного склона Урала представлен в области Башкирского антиклинория и на Каратау мощной толщей отложений каратауской серии, в разрезах которой выделяются образования двух циклов седиментации. К первому циклу принадлежат зильмердакская свита, состоящая из обломочных пород (от конгломератов до аргиллитов с преобладанием песчаников), и катавская, представленная известняками и ленточными мергелями с обильными остатками строматолитов позднерифейского комплекса. Второй цикл включает инзерскую (песчаники, алевролиты и аргиллиты) и миньярскую (доломиты и известняки) свиты. Отложения каратауской серии прорываются дайками и пластовыми интрузиями габбро-диабазов. Инзерская свита, как известно, обнаружена также в Предуральском прогибе [56, 376].

В геохронологическом отношении верхний рифей Южного Урала изучен относительно хорошо. Многочисленные определения по глаукониту имеются для всех карбонатных свит. Они хорошо согласуются между собой, с датировками, полученными для кластогенного материала и послеминьярских жильных пород, а также со стратиграфической позицией соответствующих объектов.

Нижний возрастной предел каратауской серии определяется тем, что в нее не проникают дайки габбро-диабазов с возрастом около 1100 млн. лет и что в базальных песчаниках зильмердакской свиты содержится обломочный циркон с возрастом не моложе 1100—1160 млн. лет (α -свинцовый метод [166]). С учетом возрастов наиболее древних глауконитов из каратауской серии граница между средним и поздним рифеем установлена нами в 1100 ± 50 млн. лет. Верхний возрастной предел рифея в его стратотипическом разрезе определяется тем, что отложения каратауской серии интродуцируются габбро-диабазами с возрастом около 670 млн. лет, а наиболее древние значения, полученные по глауконитовым песчаникам из перекрывающей миньярскую свиту укской, тоже близки к 670 млн. лет.

Непосредственные датировки по глауконитам [66] показали следующие значения: для катавской свиты получено 965 млн. лет, для инзерской многочисленные определения ложатся в пределы 930—865 млн. лет и для миньярской — от 790 до 680 млн. лет.

Венд залегает в западной зоне миогеосинклинальной области Южного Урала на верхнем рифее с перерывом и начинается с карбонатной толщи укской свиты, содержащей в известняках и доломитах многочисленные микрофитоциты вендского комплекса, а в терригенных пачках — обильные прослой с глауконитом, по которым получены датировки в интервале от 665 до 615 млн. лет*.

Для урюкской свиты известно значение 598 млн. лет [130] и для басынской — 573 млн. лет [266]. Приближенное значение 565 млн. лет получено нами по ашинскому глауконитовому песчанику, из которого, к сожалению, не удалось выделить чистый глауконит (р. Катав, близ д. Орловки, коллекция В. А. Романова).

Второй разрез верхнего протерозоя, охарактеризованный датировками по глауконитам, относится к Северному Уралу. Здесь на Полюдовом кряже известны аналоги каратауской серии. Рассольнинская свита, лежащая в основании разреза, включает глаукониты с возрастом 927—862 млн. лет, что позволяет сопоставить ее с каратауской свитой Южного Урала. По литологическому составу как терригенная некоторыми авторами она сопоставляется с зильмердакской свитой Южного Урала. Перекрывающая рассольнинскую деминская карбонатная свита датирована по глаукониту в 860 млн. лет, а вышележащая, тоже карбонатная, низьвенская, охарактеризованная строматолитами миньярского типа; имеет возраст 775 млн. лет.

К венду относится залегающая с перерывом и размывом на низьвенской свите чурочная серия, представленная снизу вверх терригенными отложениями устьчурочинской свиты, затем сланцами с прослоями доломитов и тиллитовидных конгломератов среднечурочинской свиты, а выше — песчано-сланцевой ильвожской и терригенной же (с конгломератами в основании) кочешорской.

* В верховьях р. Зилима, по данным Ю. Р. Беккера и В. А. Козлова, на укских известняках и доломитах лежит бакеевская свита, сложенная внизу ожелезненными глауконитовыми песчаниками, а выше — алевролитами и сланцами. Определения возраста глауконитов из бакеевских песчаников дали значения 618 и 625 млн. лет. Выше с размывом залегает урюкская свита ашинской серии. В восточных ее разрезах располагается пачка тиллитовидных конгломератов (Кривая Лука). Здесь бакеевские и урюкские отложения обычно выделялись под именем криволукской серии. — *Прим. ред.*

Этот разрез еще слабо изучен геохронологически. По данным М. А. Гаррис, Т. А. Казакова, Б. М. Келлера, Н. И. Полевой, М. А. Семихатова [66], возраст устьчурочинской свиты по глаукониту лежит в пределах 693—658 млн. лет, что позволяет считать ее аналогом укской и криволукской свит. Однако четырех определений недостаточно для однозначного решения этого вопроса. Среднечурочинская свита радиологически пока не охарактеризована. М. И. Гарань обе свиты сопоставляет с криволукской и серебрянской сериями. Ильявожская свита по глауконитам датируется в 622 млн. лет, что ставит ее стратиграфически ниже ашинской. Кочешорская свита радиологически почти не охарактеризована.

В последнее время в разрезе венда Полюдова кряжа выделены снизу вверх устьчурочинская, средне-, верхнечурочинские и дресвянская свиты [2], причем радиологически охарактеризованные глауконитовые песчаники нижней свиты (693 млн. лет) авторы относят к верхнему рифею, а вышележащие свиты — к венду. Наиболее молодую из приведенных по глаукониту датировок (628 млн. лет) авторы считают принадлежащей породам верхнечурочинской свиты. Разрез Полюдова кряжа нуждается в тщательном геохронологическом изучении с целью сопоставления его с другими разрезами венда Урала.

Кроме разрезов Башкирского антиклинория и Полюдова кряжа, где благодаря слабому метаморфизму отложений сохранился глауконит, венд развит также в Басегско-Синегорском антиклинории Среднего Урала и в Верхнепечорско-Исовском антиклинории Северного Урала. Однако для этих разрезов не удалось получить радиологических данных, непосредственно датирующих те или иные породы (вследствие их измененности). Так, на Среднем Урале (Басегско-Синегорский антиклинорий) в связи с наложением палеозойского метаморфизма и магматизма радиологические датировки относятся к продуктам этих процессов. Прорывающая клыктанскую свиту дайка габбро-диабазы имеет возраст 490 млн. лет. По данным С. В. Младших и Б. Д. Аблизина [227], с каратауской сопоставляются отложения кедровской серии в составе песчано-глинистой синегорской свиты и вышележащей клыктанской (глинистые породы, эффузивы, известняки и доломиты). По И. Н. Крылову [173], в карбонатных отложениях клыктанской свиты содержится та же руководящая форма строматолитов (*Linella ukka* С r у l.), что и в укской Южного Урала.

В составе венда на Среднем Урале выделяются басегская, серебрянская и сылвицкая серии. Первые две серии, сложенные терригенными породами с прослоями вулканогенных образований и тиллитовидных конгломератов, сопоставляются с криволукской серией Южного Урала, а сылвицкая, представленная чередующимися песчаниками, алевритами и аргиллитами, — с ашинской серией Южного Урала.

Определения возраста магматических образований из венда Среднего Урала не позволили установить возраст вмещающих пород. Кварцевые порфиры из щегровитской свиты басегской серии оказались сильно измененными и показали омоложенный возраст 500, 450, 459 и даже 270 млн. лет*. Наиболее древний, но тоже заниженный возраст 520 млн. лет получен по измененным габбро-диабазам из вильвенской свиты серебрянской серии. Дайки габбро-диабазов, интрузирующие верхнюю — керносскую — свиту серебрянской серии, являются ордовикскими (450—460 млн. лет); близкий, но явно омоложенный возраст (450 млн. лет) получен по сильно измененному диабазовому порфиру сылвицкой серии.

Определенный палеогеографический интерес представляет возраст плагиогранита из валуна, залегающего в базальном конгломерате сылвицкой серии, — 1610 млн. лет. Это указывает на его происхождение из пород кристаллического фундамента.

* Порода рассланцована и сильно серицитизирована.

Для пород чувальской свиты, сопоставляемой Б. Д. Аблизиним и другими исследователями [2] с басегской серией, нами получены датировки, относящиеся к наложенному метаморфизму. Наиболее древняя из них — 500 млн. лет. Еще более древний возраст, характеризующий последендские габбро-диабазы Среднего Урала, равен 560 млн. лет (р. Улс), что близко к возрасту дайки габбро-диабазы, секущей криволукскую свиту.

Верхний докембрий Верхнепечорско-Исовского антиклинория Северного Урала радиологически почти совершенно не изучен.

То же самое относится к западному склону Приполярного и Полярного Урала. Ни для одной из свит, выделенных в разрезе верхнего докембрия этих районов, не удалось получить время их образования. Полевощатово-кварцевый гравелит хобейнской свиты показал 630 млн. лет, что можно рассматривать как омоложенный возраст кластогенного материала. Возраст вышележащей маньинской свиты, отнесенный К. А. Львовым [197] к кембрию, по материалам Северного Урала уточнился в сторону удревнения, поскольку для серицит-хлоритового сланца получено 598 млн. лет. (возраст метаморфизма). На Приполярном Урале (верховье р. Торговой) туфопесчаники маньинской свиты прорываются жильным гранодиоритом, возраст которого 535 млн. лет. По М. И. Гараню, маньинская, щекурьтинская, пуйвинская и ашизская свиты Приполярного Урала и их стратиграфические аналоги на Полярном Урале входят в состав венда.

В стратиграфии докембрия Тимано-Канинской области еще много неясного. До 1959—1960 гг. верхняя сланцево-карбонатная толща Тимана рядом авторов относилась к кембрию. После проведения стратиграфических и биостратиграфических исследований группой сотрудников ГИН АН СССР [147, 172, 243, 309] появились веские доказательства докембрийского возраста этих отложений. В течение шестидесятих годов опубликовано несколько стратиграфических схем досилурийских образований Тимано-Канинской области [46, 116, 117, 201, 241, 350], а также работ по магматизму [127, 199, 200] и тектонике [315], в которых также затрагиваются вопросы стратиграфии.

Ряд авторов сходится на выделении верхнего рифея в составе двух серий: нижней — джежимской, верхней — быстринской, или быструхинской. В среднем рифее Ю. Д. Смирнов [350] устанавливает верхнюю (четласскую) и нижнюю (светлинскую) серии, другие исследователи [46] — визингскую, бобровскую и светлинскую свиты, объединяемые в четласскую серию. Четласская серия сопоставляется ими с юматинской, а вышележащая южнотиманская, залегающая с перерывом в основании, параллелизуется с каратауской. В. А. Разницын [315] считает, что западный четласский «комплекс» соответствует инзерско-миньярскому или вендскому комплексам. Стратиграфическая схема им рисуется в двух вариантах, причем в обоих четласская свита поставлена выше джежимской, последняя рассматривается в качестве аналога светлинской; быструхинская в первом варианте считается древнее джежимской и четласской, а во втором — моложе. Приведенные данные показывают, насколько для Тимано-Канинской области важны радиологические доказательства возраста тех или иных серий и свит.

Геохронологические данные с несомненностью доказывают присутствие в этой зоне не только верхнего, но и среднего рифея. Подтверждается также развитие венда, который был намечен Э. А. Журавлевой [315] в качестве аналога юдомского комплекса.

Наиболее древняя из аргоновых датировок (1300 млн. лет) относится к калиевому полевому шпату из гранитов Большого Камешка на Северном Тимане [201]. Это единичное значение может интерпретироваться как предположительно указывающее на возможное наличие на Северном Тимане аналогов Бердяшского и Губенского массивов. Возраст 1220—1230 млн. лет получен для метабазитов из быструхинской свиты [200],

что, кажется, подтверждает первый вариант схемы В. А. Разницына и позволяет относить вмещающие отложения к среднему рифею. Наиболее древнее значение возраста (скв. Большие Пороги-1), датирующее метаморфизм, наложенный на породы четласской свиты, равно 1130 млн. лет [292] и показывает, что соответствующие филлиты правильнее относить к среднему, чем к верхнему рифею. Имеются датировки по метаморфическим слюдам (812 млн. лет), свидетельствующие о локальных проявлениях метаморфизма в позднем рифее.

Геохронологические данные по аналогам верхнего рифея на полуостровах Тиман и Канин пока отсутствуют. Отдельные датировки, лежащие в интервале 790—687 млн. лет (Э. К. Герлинг), характеризуют метаморфизм очпармских пород * [315]. По-видимому, они несколько удревнены в связи с примесью непереработанного кластогенного материала и характеризуют ранневендский метаморфизм.

Большая часть датировок магматических и метаморфических пород Тимана укладывается в пределы вендско-кембрийского времени. Это позволяет считать, что на Тимане широко проявился байкальский тектономагматический цикл. Последний понимается нами в возрастных границах 680—520 млн. лет (верхний рубеж — перед поздним кембрием или внутри его). В этот интервал укладывается возраст почти всех датированных интрузивных и жильных, интенсивно метаморфизованных пород Тиманско-Канинской области (за исключением нескольких значений, характеризующих омоложенные или более молодые образования).

Среди довендских интрузивных образований Тимано-Канинской области известны габброиды п-ова Канин, Северного и Среднего Тимана. В первых двух районах они залегают в виде силлов и штоков, дислоцированных вместе с вмещающими породами [127]. По-видимому, это рифейские базиты, один из представителей которых датирован 1220—1230 млн. лет (Средний Тиман). На Северном Тимане имеются, кроме того, позднерифейские и вендские габбро-диабазы (750—650 млн. лет).

К байкальскому циклу принадлежат также ультраосновные породы, граниты и связанные с ними пегматиты, сиениты, а также различные метасоматиты (в том числе гидротермалиты) и метаморфические образования. Граниты Северного и Южного Тимана прорывают все толщи разреза, включая терригенно-карбонатную, а сами трансгрессивно перекрываются верхним силуром и нижним девоном. Гипербазиты радиологически не датированы, но геологически Ю. П. Ивенсен [127] выделяет среди них две группы: досиенитовые, близкие к пикритам, и послесиенитовые лампрофиры различного состава. Биотит из лампрофира со Среднего Тимана показал возраст 640 млн. лет **. Граниты Нижней Омры датируются 656—622, Верхней Чути — 530, кварцевый монзонит Изкось-горы — 578 млн. лет. Возраст мусковита из пегматита и зон наложенной мусковитизации гранитов — в пределах 625—520 млн. лет (п-ов Канин и Нижняя Омра).

Следует отметить, что байкальские гранитоиды Тимана по их минералогическим и геохимическим особенностям [344] принадлежат к редкоземельному типу, что характерно также для соответствующей возрастной группы гранитоидов Урала. Возраст сиенита с р. Косью (Средний Тиман) лежит в пределах 640—600 млн. лет, а различных гидротермально-метасоматических жил и их оторочек — в пределах 600—575 млн. лет. Датировки вмещающих сланцев и филлитов по слюдам и по породе в целом находятся в границах 640—510 млн. лет.

Значительный разброс аргоновых данных связан с неравномерностью проявления поздне- и постмагматического щелочного метасоматоза. Кроме

* Очпармские отложения, по В. А. Разницыну, либо аналоги четласских, либо залегают стратиграфически ниже.

** Здесь и ниже датировки приводятся преимущественно по Ю. П. Ивенсену.

того, обычная погрешность в этом интервале возрастов составляет около ± 20 млн. лет. Весьма показательно пространственное распределение байкальских пород. Габброиды и граниты вместе с вмещающими их кристаллическими сланцами развиты только в западной (северо-западной) зоне Тимано-Канинского пояса, начиная на севере от Канинского Камня, через Северный Тиман и Вымско-Вольскую гряду, Нижнюю Омру и Верхнюю Чуть до Изкось-горы на юге. Эту зону Ю. П. Ивенсен [127] называет внутренней структурно-фациальной зоной рифейской миогеосинклинали. В ней распространены также сенилиты и лампрофиры. Во внешней структурно-фациальной зоне, к которой принадлежат Четласский Камень, Оч-Парма и Джежим-Парма, из названного комплекса кристаллических пород известны только сенилиты и лампрофиры (южная часть Четласского Камня).

На основании петрологических особенностей и характерной последовательности магматических формаций, достаточно хорошо геологически обоснованной Ю. П. Ивенсеном, а также отмеченной им зональности Тимано-Канинской области, мы с учетом совокупности геохронологических данных считаем, что восточная зона представляет собой не рифейскую миогеосинклинали, а вендско-допозднекембрийскую эвгеосинклиналию зону, причленившуюся к рифейской миогеосинклинали (западная зона, по Ю. П. Ивенсену). Разрез венда, принадлежащий к эвгеосинклиналию типу, в связи с более глубоким метаморфизмом пород остался на Тимане почти не изученным.

В байкальской эвгеосинклиналию зоне Урала и Мугоджар, которая, по нашим представлениям, окаймляет миогеосинклиналию зону западного склона [57], изучение венда встречает еще большие трудности в связи с частым наложением влияния каледонского и герцинского магматизма и метаморфизма. По этой причине при геохронологической характеристике позднекембрийских образований, принадлежащих к Приуралтауской и Уралтауской зонам и к восточному склону Урала и Мугоджар (до границ Зауральского антиклинория), мы вынуждены останавливаться только на магматических и метаморфических породах. В геологической литературе интрузивные образования позднего докембрия обычно рассматриваются как палеозойские доордовикские или (в Мугоджарах) как раннекембрийские. Для метаморфических пород в отношении возраста метаморфизма можно встретить самые разнообразные суждения, но глубоко-метаморфизованные (амфиболитовая фация) чаще всего считаются тоже раннекембрийскими.

Таким образом, само установление в названных зонах Урала и Мугоджар позднекембрийских магматических пород и метаморфизма соответствующего возраста не могло быть произведено без данных радиологического датирования. Использование аргонового (БашФАН СССР, КомиФАН СССР, УФАН СССР, ГЕОХИ АН СССР, МГУ, УТГУ) и α -свинцового (УФАН СССР) методов позволило выделить в указанном регионе, как и на Тимане, вендско-кембрийские (байкальские) образования и позднерифейские породы. Последние выделяются под вопросом, поскольку для них получено всего 5 датировок аргоновым методом, а остальные (около 25) α -свинцовым методом, по отношению к которому выше приводились данные о случаях удрежнения возрастных значений в связи с неучтенной примесью обыкновенного свинца.

Среди датированных пород, принадлежащих венду, известны гипербазиты, габброиды, гранитоиды, пегматиты, кислые жильные породы, эклотиты, амфиболиты, гнейсы, мигматиты, сланцы и различные метасоматиты.

В пределах Полярного и Приполярного Урала, по данным Ф. А. Апельцина, В. М. Морковкиной, Л. Н. Овчинникова, В. А. Дунаева, А. А. Краснобаева, Н. Г. Удовкиной, М. В. Фишмана, Н. Н. Юшкина,

Б. А. Гольдина, Е. П. Калинина и других исследователей, в зоне Уралтау (Центрально-Уральское поднятие) и восточного склона Урала (Харматалоуско-Войкарский район) на основании результатов почти двухсот возрастных определений среди доордовикских кристаллических образований выделяются как позднерифейские, так и вендско-кембрийские. Что касается первых, то для них получены только единичные определения по породе в целом для перидотита (Слюдяная Горка, коллекция Г. Д. Афанасьева) и мигматитов (верховья р. Наягар-Нео-Шор, коллекция Н. Г. Удовкиной). Значения возраста около 800 млн. лет в обоих случаях, возможно, удревнены, так как в ультраосновных породах содержится добавочный аргон, а в метаморфических — более древний, не полностью переработанный кластический материал. Это косвенно подтверждается тем, что по биотиту из того же магматита получено значение 670 млн. лет. Однако нельзя также исключать возможность присутствия тектонических блоков рифейских пород, особенно в структуре шовной горст-антиклинали хр. Марун-Кеу, приуроченной к зоне главного Уральского глубинного разлома [385].

К венду и байкальскому тектоно-магматическому циклу кроме упомянутого биотитового мигматита (инъектита) относятся: метаморфизм, наложенный на апоперидотитовые и апогабброидные эклогиты (655—615 млн. лет), и оливковое габбро Слюдяной Горки (660 млн. лет), диориты р. Малый Паток (600 млн. лет), кварцевый диорит из Парнукского массива (518 млн. лет), гранодиориты Торговского массива (535 ± 25 млн. лет), мигматизированные гранодиориты с р. Наягар-Нео-Шор (биотит, 525 ± 20 млн. лет), граниты Няртинского и Сальнерского массивов (544 и 521 млн. лет), лейкократовые граниты верховьев Наягар-Нео-Шор (527 млн. лет), пегматиты Малдинского гранитного массива (525 млн. лет). α -свинцовый метод показал возраст циркона из диорито-гнейса среднего течения р. Харбей 615 ± 60 млн. лет (А. А. Краснобаев). Гипербазиты Харматалоуско-Войкарского района оказались древнее 450 млн. лет [229].

Таким образом, для изучавшихся районов Полярного и Приполярного Урала получены данные о последовательной эволюции магматизма от ультраосновных пород до кислых. Гранитоиды и пегматиты характеризуют завершающие фазы байкальского цикла и принадлежат уже к кембрию. Н. Г. Удовкина отмечает, что к этому времени относится поздний метаморфизм эклогитов (550 млн. лет для кианитового эклогита Слюдяной Горки).

На Северном и Среднем Урале байкальские образования изучены очень слабо. Наиболее древнее значение 640 ± 70 млн. лет дает циркон из Мойвинской малой интрузии западного склона [256]. Биотит из пироксенитов Суроямского массива показал возраст 593 млн. лет (А. П. Гревцова, коллекция С. А. Зорина). Эта датировка, а также единичные определения, полученные нами для серпентинизированного пироксенита (590 млн. лет) и слабобиотитизированных и актинолитизированных габбро-диабазов (560, 520 млн. лет, материалы Н. П. Старкова и С. В. Младших), позволяют считать, что байкальские гипербазиты и жильные базиты формировались и в этих районах. Приведенные значения возраста, по-видимому, занижены, так как все породы изменены. Возраст их, судя по более свежим разностям из других районов, вероятно, близок к 650 млн. лет. К концу байкальского цикла на Северном и Среднем Урале относятся эффузивные кварцевые порфиры плато Кваркуш (530 млн. лет) и Нязепетровского района (563 млн. лет).

Для территории Приуралтауской и Уралтауской зон Южного Урала получено довольно большое количество возрастных данных, характеризующих интрузивные породы ультраосновного, основного и кислого состава регионально-, локально- и контактово-метаморфические образования, а также различные метасоматиты рудных полей и зон структурных швов.

Ультраосновные породы, развитые в Уралтауской зоне Южного Урала в составе максютовского комплекса, не датированы, но принадлежность их к венду весьма вероятна. С ними пространственно и генетически связаны эклогиты, время глубинного диафтореза которых близко к 400—420 млн. лет [187].

Жильные измененные габбро-диабазы показали возраст 658, 618 (лиственитизированные) и серицитизированные габбро-диабазы Бакальского месторождения) и 635 млн. лет.

Гранитоиды байкальского цикла на Южном Урале были вскрыты бурением в пределах так называемого белорецкого комплекса. Для микроклиновых биотитовых гранитов Ахмеровского массива наиболее древние значения (по биотиту) равны 600 млн. лет. Грейзенизированные граниты датируются в 552—543 млн. лет, а пегматиты — в 540 млн. лет. По аксессуариям (циркон), петрографической и геохимической характеристике эти граниты весьма напоминают тиманские и полярноуральские. Вмещающие породы испытали региональный и контактовый метаморфизм, возраст которого по данным определений лежит в интервале 660—530 млн. лет. Продолжение байкальской складчатой зоны Южного Урала, по-видимому, простирается под палеозоем Зилаирского синклинория в район Медногорска, где имеются выходы тектонических блоков доордовикских метаморфических пород [188].

Метаморфизм байкальского тектоно-магматического цикла наложен местами и на породы рифея миогеосинклинальной области. Так, глинистые алевролиты авзянской и зильмердакской свит местами превращены в мусковит-кварцевые сланцы с возрастом слюды около 550 млн. лет. К интервалу 550—560 млн. лет относится гидротермальная серицитизация и лиственитизация пород нижнего рифея Бакало-Саткинского района, перекристаллизация фельзитов машакской свиты горы Большой Шатак, зеленосланцевый метаморфизм рифея Ямантауского антиклинория и др.

К крупным разломам, ограничивающим западную и срединную зоны западного склона Южного Урала, особенно к Кусинско-Зюраткульскому структурному шву, приурочены продукты диафтореза — слюды в гнейсах и амфиболитах, возраст которых лежит в пределах 680—540 млн. лет, а также жильные габброиды (750 млн. лет), гранитоиды и полевошпатовые выделения (545 млн. лет).

Для восточного склона Северного, Среднего и Южного Урала в последние годы получены новые геологические и радиологические данные [105, 256], позволяющие и здесь выделять позднепротерозойские образования.

Наиболее древние, палеонтологически охарактеризованные отложения, залегающие в составе мощного разреза и включающие прослой слабо измененных известняков с онколитами, известны в Зауральском антиклинории (в районе поселков Мариновского и Городищенского). Они отнесены к городищенской свите среднего рифея И. В. Евлентьевым [105], который считает, что она лежит на мариновской свите глубокометаморфизованных пород и перекрывается алексеевской свитой, сложенной различными сланцами и кварцитами.

Второй палеонтологически охарактеризованный горизонт (микрофосиллии, ламинариевые водоросли, онколиты и катаграфии) приурочен, по И. В. Евлентьеву, к карбонатным прослоям песчано-сланцевой тогузак-аятской свиты, которая на основании комплекса органических остатков отнесена им к верхнему венду и сопоставлена с медведевской свитой Троицкого района и ашинской западного склона Урала. Тогузак-аятская свита перекрывается средним ордовиком, а сама залегает на алексеевской с размывом и большим перерывом. Она относится к миогеосинклинальному типу разреза венда. Алексеевскую и мариновскую свиты И. В. Евлентьев сопоставляет с чулаксайской и кусоканской свитами.

Не считая уместным полемизировать в данной работе по вопросу о возрасте последних четырех свит, укажем только, что мариновская «свита» может рассматриваться скорее как метаморфический комплекс, сформировавшийся при участии ранневендского магматизма и метаморфизма.

Радиологические данные, подтверждающие наличие в Зауральской зоне верхнего докембрия, отсутствуют. Имеется лишь одно определение возраста роговой обманки из габбро-диорита (слияние рек Берсуата и Синашта), показавшее 525 млн. лет [256], что может считаться результатом проявления здесь байкальской эндогенной активности.

В пределах эвгеосинклинальной зоны восточного склона Урала единичные датировки, полученные по габбро, роговой обманке и роговику из Кумбинского, Кытлымского, Качканарского и Ревдинского массивов и лежащие в пределах 695—570 млн. лет [256], позволяют ставить вопрос о присутствии в этой зоне габброидов вендского возраста.

Подобные же отрывочные данные известны [256] для метаморфических Уфалейского и Сысертского комплексов. Для первого по роговой обманке из амфиболита получено 545 и 595 млн. лет, для второго по циркону из гнейса — 590 ± 60 млн. лет (α -свинцовый метод).

С использованием α -свинцового метода А. А. Краснобаев [256] исследовал большое количество цирконов из гнейсов, мигматитов, фенитов и даже из одного амфиболита Ильменогорского метаморфического комплекса, а также несколько проб из гнейсов Исетско-Салдинского поднятия и Троицкого района. Полученные возрастные значения лежат в пределах 1260—520 млн. лет. Достаточно обоснованная однозначная интерпретация этих данных в настоящее время не может быть предложена. Как и в других случаях (см. выше), необходимо учитывать возможность удренения α -свинцовых датировок в связи с примесью нерадиогенного свинца, а также в связи с присутствием в пробах терригенных цирконов.

Более интересны датировки 575 ± 45 и 605 ± 50 млн. лет, полученные тем же автором для гранитов с р. Котансу, что позволяет предполагать присутствие в Котансинском комплексе кроме палеозойских гранитов также и вендских гранодиоритов (возможно, в виде ксенолитов).

В Мугоджарах, в результате геологических и радиологических исследований последнего десятилетия, проведенных МГУ, ГЕОХИ АН СССР, ИГН АН КазССР, КазИМС, ИГ БашФАН и ИГГ УФАН СССР, выявлены магматические, метаморфические и палеонтологически охарактеризованные осадочные образования верхнего рифея и венда-кембрия. Первые данные о вендском возрасте (630 млн. лет) гнейса из фундамента Тургайской впадины (скважина Кара-Шилик) получены нами 10 лет назад. На территории Орь-Илекского и Мугоджарского антиклинориев развиты почти все главные представители байкальских эвгеосинклинальных магматических формаций — гипербазиты, габброиды, гранитоиды.

Возраст гипербазитов непосредственно определить не удалось, но судя по возрасту габбро-амфиболитов из Кемпирсайского гипербазитового массива (520—570 млн. лет), этот последний относится к венду.

Габброиды Хабарнинского массива также, вероятно, относятся к байкальскому тектоно-магматическому циклу, поскольку наиболее древние из наложенных минералов (биотит, амфибол) имеют возраст 485—425 млн. лет. Амфиболитизация основных эффузивов (?) с р. Олы-Талдык имеет возраст 570—520 млн. лет [221].

Среди кислых пород байкальского тектоно-магматического цикла представлены гранитоиды и пегматиты (Орь-Илекское междуречье, Балаталдык Олыталдык и др.). Датировки первых лежат в интервале 520—500, а вторых — 650—575 млн. лет. Возраст гранитов определен по 5 валовым пробам пород [221]. С характером проб, возможно, и связано уклонение полученных данных в сторону омоложения. Для пегматитов и кварц-мусковитовых

жил [32, 221] Олыталдыкского, Мильсайского и Тик-Бутакского пегматитовых полей в большинстве анализировались слюды и полевые шпаты.

Возраст метаморфизма вмещающих пород, превращенных в гнейсы и сланцы, лежит в пределах 685—500 млн. лет [188, 221]. Единичные позднерифейские значения (705 и 850 млн. лет), полученные для кварцсерицитовых сланцев, вероятно, обязаны удрежняющей примеси непрерывно кристаллизованного терригенного материала.

Среди большого количества (около 300) имеющихся для Мугоджар аргонных и свинцовых датировок к числу довендских относятся всего пять — 1020, 1100, 820, 735 и 733 млн. лет [221, 362]. Наиболее древняя характеризует биотитовый плагиогранит с р. Балаталдык, следующая — биотит из гранита, прорывающего талдыкскую серию, далее микроклинпертит из порфировидного гранита, лейкократовый гранит из Карагандысайского массива и последняя — пегматит с р. Карасай. Не исключено, что приведенные возрастные значения относятся к небольшим анорогеным интрузиям, которые, как и на западном склоне Урала и в некоторых других областях, встречаются в пределах миогеосинклинальных (для рифея) зон. По пяти определениям преждевременно устанавливать в Мугоджарах позднерифейскую гранитоидную формацию, но работать над этим вопросом необходимо, особенно в связи с выделением осадочных формаций рифея.

Для территории Южных Мугоджар (Китарсай, Бугетысай) присутствие рифея, в том числе среднего, доказывается на основании комплексов акритарх и колониальных водорослей, содержащихся в мраморизованных известняках и графитистых кварцитах улыталдыкской толщи, изучавшейся И. А. Ефимовым и Г. И. Бурдом [111]. Там, где рифейские и вендские породы в позднебайкальскую эпоху метаморфизованы в амфиболитовой фации, они превращены в гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы, которые по признаку глубокого метаморфизма принимались ранее за архейско-нижнепротерозойские.

Таким образом, и в Мугоджарах для конца позднего протерозоя — начала палеозоя характерны эвгеосинклинальные условия развития.

Подводя итоги изложенным выше геохронологическим данным по позднему докембрию Тимана, Урала и Мугоджар, следует отметить черты сходства в геологическом развитии этих территорий.

В рифее, кроме западных миогеосинклинальных зон Тимана и Урала, намечается восточная (в створе Зауральского антиклинория) миогеосинклинальная зона Урала, которая продолжается в Мугоджары. Первые крупные глубинные (до базальтового слоя) разломы субмеридионального простирания закладываются в миогеосинклинальной области Урала на рубеже раннего и среднего рифея. На рубеже среднего и позднего рифея образуются новые и подновляются ранее возникшие разломы.

С венда вдоль восточного края западной миогеосинклинальной области начинается первая для пространного Канинско-Тимано-Мугоджарского геосинклинального пояса эвгеосинклинальная зона. В ней отмечается типичный набор магматических формаций от гипербазитов до лейкократовых гранитов с редкометальной специализацией и щелочных пород. Тектоно-магматическая консолидация этой зоны завершается во второй половине кембрия. К концу кембрия относятся постмагматические процессы, следующие за внедрением складчатых гранитоидов. С байкальской складчатой зоной связан собственный комплекс полезных ископаемых, распределение которых, как и размещение рудоносных интрузий гипербазитов и гранитоидов, подчиняется особенностям внутренней структуры эвгеосинклинальной зоны.

Учитывая единство вендско-кембрийского (байкальского) тектоно-магматического цикла, геохронологические данные по эндогенным образованиям кембрия (во избежание повторений) в т. II монографии не включены.

Глава 8 СРЕДНЯЯ АЗИЯ

Докембрий в Средней Азии установлен в следующих крупных геологических структурах: 1) Северном и Среднем Тянь-Шане, 2) Гиссарской зоне Тянь-Шаня, 3) Северном Памире и 4) Юго-Западном Памире. Ниже приводятся краткие очерки по геохронологии докембрия этих регионов, а также попытка датирования этапов метаморфизма в толщах Юго-Западного Памира.

СЕВЕРНЫЙ И СРЕДНИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Докембрийские образования распространены на территории Северного и Среднего Тянь-Шаня в пределах Киргизской ССР (рис. 14). В Южном Тянь-Шане имеется только один выход проблематичного докембрия (хр. Атбаши). Докембрий представлен осадочными, метаморфическими и изверженными породами раннего, среднего и позднего протерозоя*.

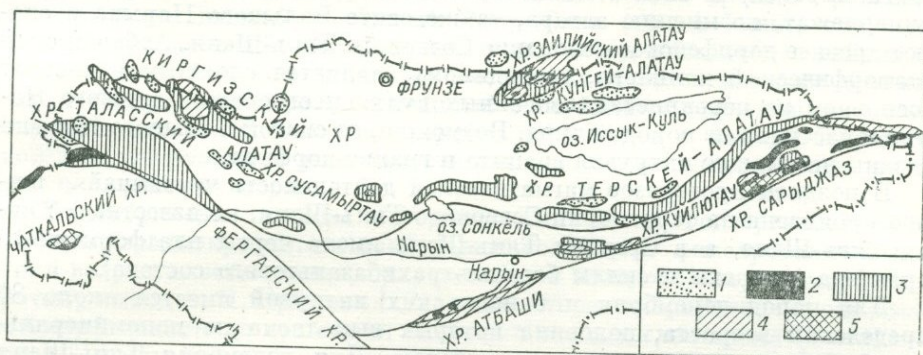


Рис. 14. Схема распространения докембрия в Тянь-Шане.

Интрузии: 1 — позднпротерозойские-раннекембрийские (байкальские), 2 — протерозойские; толщи: 3 — верхнепротерозойские, 4 — среднепротерозойские, 5 — нижнепротерозойские метаморфические.

Сюда же отнесены интрузии позднпротерозойско-раннекембрийского возраста (байкальские). Предлагаемая геохронологическая схема стратиграфии и магматизма основана на тематических петрологических исследованиях последних лет. Необходимо оговорить, что все существующие схемы являются в значительной мере условными вследствие отсутствия обоснованных геологических данных.

Наиболее древние породы (ранний протерозой?), соответствующие амфиболитовой фазии метаморфизма, выходят в Среднем Тянь-Шане — свита куйлю (хр. Сарыджаз) и ее вероятный аналог кассанский метаморфический комплекс (Чаткало-Кураминская зона). Они интродированы гранитоидами и кварцевыми диоритами, внедрение которых, вероятно, происходило на рубеже раннего и среднего протерозоя.

Условно к среднему протерозою относятся вулканогенные свиты: аштурукская и Большого Нарына. Первая из них распространена по северной окраине восточной части Среднего Тянь-Шаня. Она относилась ранее к верхнему докембрию Северного Тянь-Шаня [363]. Работами

* Толщи, по-прежнему понимаемые некоторыми исследователями [16] как архейские, по геохронологической шкале 1964 г. принадлежат протерозою.

последних лет установлено, что она перекрывается джетымской серией и, следовательно, принадлежит разрезу докембрия Среднего Тянь-Шаня. Основание свиты не вскрыто, взаимоотношения с сарыджазскими гранитоидами не установлены; метаморфизм ее пород соответствует зеленосланцевой фации. Свита интродуцируется плагиогранитами и кварцевыми диоритами (мингтурский комплекс) и со следами глубокого размыва перекрывается верхнепротерозойскими отложениями джетымской серии. Свита Большого Нарына сложена вулканогенными породами липаритового состава, их туфами и, вероятно, метаигнимбритами. Основание свиты не вскрыто. Наблюдения М. М. Пуркина [363] о налегании свиты Большого Нарына на древние граниты при полевой проверке не подтвердились; контакт с гранитами тектонический.

В центральной части Среднего Тянь-Шаня (хр. Джетымтау, р. Нарын) вулканогенные породы характеризуются слабым метаморфизмом; лишь местами отмечается рассланцевание, серицитизация и альбитизация. В краевой части Среднего Тянь-Шаня (северный склон хр. Атбаши) кварцевые порфиры перекристаллизованы и нередко превращены в мусковитовые гнейсы. Перекристаллизованные и гнейсированные кварцевые порфиры и фельзиты, известные под названием сарыторских (южные отроги Терскея) и актюзских (Заилийский срединный массив) гнейсов, принадлежат, по мнению автора, также свите Большого Нарына и слагают древнее дорифейское основание Северного Тянь-Шаня. Атбашинский метаморфический комплекс, по-видимому, является сложным и состоит в основном из перекристаллизованных вулканитов свиты Большого Нарына и частично из пород силура. Возможно, со свитой Большого Нарына связаны небольшие интрузии гранита и гранит-порфира.

В позднем протерозое магматическая деятельность чрезвычайно широко проявлена на территории Северного Тянь-Шаня, не известна в Южном Тянь-Шане, а в Среднем Тянь-Шане имела черты платформенного характера (покровы и силлы базальт-трахибазальтового состава).

Для пород докембрия и байкальских интрузий имеется около 80 определений возраста, половина которых выполнена по мономинеральным фракциям слюд аргоновым методом. Для докембрия Тянь-Шаня пока не получены значения, подтверждающие их предполагаемый древний возраст. Это объясняется, с одной стороны, сложностью геологического развития — многократным возобновлением магматической деятельности и процессов метаморфизма, а с другой — недостаточной геохронологической изученностью территории Тянь-Шаня.

Несомненный интерес представляют значения возраста 886 и 830 млн. лет, полученные для пород разного генезиса, состава и из пространственно разобщенных участков. Эти значения в сочетании с анализом геологических материалов позволяют сделать заключение о том, что древнее дорифейское основание в Среднем Тянь-Шане было поднято из глубинной зоны приблизительно в интервале 900—800 млн. лет назад. Поднятие сопровождалось излияниями базальтов и внедрением силлов габбро-диабазов, которые продолжались до конца протерозоя. Для габброидов этого типа (массив Чанашу) по амфиболу получен возраст 556 млн. лет. По данным рентгенометрического анализа амфибол принадлежит актинолиту, по данным термического анализа — щелочному ряду, а в шлифах он обнаруживает свойства полущелочной роговой обманки. Такие свойства амфибола объясняются его сложной историей: сначала по пироксену габбро-диабаз образовался актинолит, который при щелочном метасоматозе, происходившем в постпротерозойское время, обогатился щелочами. Таким образом, время внедрения габброидов Чанашу можно уверенно датировать поздним протерозоем. Поднятию Среднего Тянь-Шаня в Северном соответствует образование глубокого прогиба и развитие интенсивного инициального вулканизма, завершившегося интрузиями габбро-

гипербазитовой формации. Для габбро этой формации получен возраст 530 млн. лет по амфиболу (Киргизский хребет, р. Корумды), что, учитывая интенсивную неоднократную гранитизацию, наложенную на эти габброиды, позволяет достаточно уверенно относить их к позднему докембрию.

Для байкальских интрузий значения 570—500 млн. лет вполне соответствуют их геологическому положению. Остальные данные возраста, установленные для докембрийских метаморфических и изверженных пород, сильно искажены вследствие процессов метаморфизма. Интерпретация возрастных данных не всегда возможна, и в каждом конкретном случае необходимы дополнительные материалы для правильного анализа геологического развития района. Ярким примером кажущегося несоответствия геологических наблюдений и радиологического возраста является Койсуйский массив гнейсовидных адамеллитов, выделенный из состава Кунгейского батолита. Адамеллиты по геологическим данным — протерозойские, а их возраст по биотиту определен в 378 млн. лет. Биотит в этих адамеллитах настолько свеж, что не оставляет сомнений в его метасоматическом происхождении, так как в докембрийских гранитах Тянь-Шаня биотит в той или иной степени (чаще всего полностью) разложен.

Для древних пород Среднего Тянь-Шаня в зоне краевого разлома, разделяющего Средний и Южный Тянь-Шань (хр. Атбаши), получены значения возраста 425—345 млн. лет, а для пород Кассанского района — 355—210 млн. лет. Эти значения соответствуют геологическим данным; в хр. Атбаши метаморфизм, связанный с глубинным разломом, протекал в конце среднего палеозоя (до среднего карбона), а в Чаткало-Кураминской зоне интрузивная деятельность развивалась со среднего карбона до начала пермского периода.

Докембрийские породы Северного Тянь-Шаня подвергались метаморфизму неоднократно, но наибольшее количество фиксированных значений возраста, естественно, получается для каледонского метаморфизма, поэтому вывод А. Я. Крылова [171] о том, что докембрийские породы были метаморфизованы до состояния гнейсов в каледонское время (2 этапа — 460 и 370 млн. лет), нам представляется не совсем правильным. В докембрийских породах Северного Тянь-Шаня наблюдается, по крайней мере, две ступени метаморфизма: актюзская и верхнепротерозойская серии.

В заключение следует отметить, что докембрийские образования Тянь-Шаня изучены явно недостаточно. В дальнейшем необходимо привлечь свинцовый и стронциевый методы и провести геохронологические исследования в комплексе с геолого-петрологическими.

ГИССАРСКАЯ ЗОНА ТЯНЬ-ШАНЯ

Докембрийские высокометаморфизованные образования слагают кристаллический фундамент Гиссарской зоны и выходят на дневную поверхность в юго-западных отрогах Гиссара (метаморфический комплекс) и Каратегине (гармская толща). Эти две подзоны образовались синхронно, очень схожи по составу и степени метаморфизма и представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами и амфиболитами. Докембрийский возраст толщ устанавливается главным образом по аналогии этих образований с заведомо докембрийскими породами других районов Средней Азии [16, 17, 286, 321]. Гнейсы Юго-Западно-Гиссарской подзоны, относимые к докембрию, с резким несогласием перекрываются шаргуньской свитой, охарактеризованной силурийской фауной.

Южный склон Гиссарского хребта, включая его юго-западные отроги и Каратегин, характеризуется значительным развитием изверженных пород разного состава. Они слагают здесь ряд крупных тел, а также

образуют разнообразные вулканогенные толщи и субвулканические интрузии. Формирование магматических пород связано с развитием варисского подвижного пояса Южного Тянь-Шаня от силура до начала мезозоя. Метаморфические толщи прорваны гранитоидами разного состава и возраста, в экзоконтактах которых гнейсы интенсивно мигматизированы.

Значения возраста, полученные аргоновым методом для биотитов и роговых обманок из пород метаморфического комплекса Юго-Западного Гиссара, варьируют преимущественно в пределах 295—366 млн. лет [402]. В тех же пределах колеблются данные, установленные для слюд и роговых обманок из палеозойских гранитоидов, — 297—360 млн. лет [11]. Наиболее древнее значение возраста 645 ± 34 млн. лет определено аргоновым методом для амфиболита горы Чак-Гар [245]. Полученная датировка, хотя и свидетельствует о докембрийском возрасте анализируемых пород, вряд ли может расцениваться как истинная. Вероятнее всего, она характеризует относительно менее интенсивное «омоложение» этих пород в период палеозойского тектоно-магматического цикла.

Данные аргонового метода для метаморфических пород гармской толщи Каратегина также не подтверждают их докембрийского возраста и находятся в пределах 248—306 млн. лет [402]; т. е. близки к значениям возраста, характерным для интрузивных образований, широко развитых на этой территории [11].

В последнее время во ВСЕГЕИ получены новые данные, подтверждающие докембрийский возраст глубокометаморфизованных пород Гиссарской зоны. Анализовались гнейсы из гармской толщи, в наименьшей степени затронутые более поздними процессами гранитизации. Геологический материал по докембрийским породам гармской толщи собран в 1968 г. коллективом геологов Южно-Таджикской геологоразведочной экспедиции. Для участия в этой работе были приглашены сотрудники ВСЕГЕИ Б. Я. Хорева и Г. А. Мурина, под руководством которых отбирались пробы для радиологического изучения.

Определение возраста выполнено свинцово-изохронным методом по валовым пробам пород (4 образца) и получены следующие результаты, млн. лет: $Rb^{207}/Rb^{206} - 2980 \pm 620$, $Rb^{206}/U^{238} - 2590 \pm 800$, $Rb^{207}/U^{235} - 3000 \pm 510$, $Rb^{208}/Th^{232} - 2800 \pm 600$.

Эти данные свидетельствуют о древнем возрасте гнейсов, составляющем примерно 2000—3000 млн. лет. Невысокая точность измерений связана в основном с неблагоприятным соотношением свинца и урана в анализируемых образцах, что послужило причиной обнаружения в них свинца с мало отличающимся изотопным составом.

Для подтверждения одновозрастности глубокометаморфизованных пород гармской толщи Каратегина с метаморфическим комплексом Юго-Западного Гиссара необходимы аналогичные исследования и для пород этой подзоны. Таким образом, совокупность данных аргонового и свинцово-изохронного методов говорит в пользу предположения, что древние толщи гиссарской зоны Тянь-Шаня испытали несколько этапов метаморфизма, связанных с разными тектоно-магматическими циклами, проявленными на этой территории.

СЕВЕРНЫЙ ПАМИР

Докембрийские (?) метаморфические породы на Северном Памире, входящем в Куньлуньскую складчатую систему, распространены неширокой полосой (от 1 до 10 км) от правобережья р. Пянджа до ледника Федченко. Докембрийские (?) метаморфические толщи слагают нижнюю часть разреза Калайхумб-Сауксайской тектонической зоны [138].

Стратиграфическое подразделение докембрийских (?) образований проводится по Н. Г. Власову и А. Х. Кафарскому, которые относят мета-

морфические породы Северного Памира к протерозою (?), именуя их боршитской серией. Эта серия делится на шодакскую и тогмайскую свиты.

Шодакская свита представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми, двуслюдяными, кварц-биотитовыми, роговообманковыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Мощность ее 2000—4000 м. Тогмайская свита, завершающая разрез протерозоя (?) и согласно залегающая на шодакской, сложена кварцитами, мраморами, парагнейсами, кварц-слюдяными сланцами. Мощность ее до 1000 м.

Возраст боршитской серии условно принимается протерозойским по несогласному налеганию на нее висхарвской свиты, из пород которой определены кембрий-ордовикские споры.

К ядрам Курговатской антиклинали, сложенной породами боршитской серии, приурочены массивы протерозойского (?) курговатского комплекса, представленного преимущественно гранодиорито- и гранито-гнейсами неостоянного минерального состава, в которых наблюдаются следы складчатых структур вмещающих метаморфических пород [43]. По мнению Ю. А. Сорокина [360], формирование курговатских гранито-гнейсов происходило в два этапа: на границе протерозоя (?) и раннего палеозоя образовались породы плагиигранитового ряда, реликты которых отмечены в Курговатском массиве, а позднее на них наложился мощные процессы калиевого и кварцевого метасоматоза, связанные с замыканием геосинклинали и внедрением позднегерцинских гранитоидов. На размытой поверхности гранито-гнейсов курговатского комплекса залегают каменноугольные отложения, которые также несут на себе некоторые следы метасоматоза. По биотиту возраст метаморфизма пород боршитской серии определен в 190—200 млн. лет и так же датируется возраст пегматитов курговатского комплекса (162 млн. лет по породе в целом, 210 млн. лет по мусковиту).

Итак, по геологическим данным возраст метаморфических толщ боршитской серии протерозойский (?), а гранито-гнейсов курговатского комплекса — докаменноугольный. Почти все радиологические данные укладываются в интервале 190—210 млн. лет, отражая более молодые тектоно-магматические процессы позднегерцинского (?) времени. Интересно, что и по биотитам нижнепермской шихарвской свиты получен возраст того же порядка (183 млн. лет).

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ПАМИР

Территория развития докембрийских кристаллических толщ Юго-Западного Памира охватывает обширные пространства междуречья Гунт—Пяндж, включающие Шугнанский, Шахдаринский, Ваханский и Южно-Аличурский хребты. На северо-западе граница этой территории почти совпадает с долиной р. Гунта, далее на восток она протягивается по приводораздельной части Рушанского хребта и долине р. Аличура в район оз. Зоркуль; южная и западная границы региона практически проходят по рекам Памиру и Пянджу.

В тектоническом отношении эта область представляет собой часть докембрийского срединного массива в киммерийской складчатой системе Южного Памира [12, 18, 236]. Несмотря на значительный объем уже проведенных исследований, важнейшие проблемы геологии Юго-Западного Памира еще недостаточно разработаны.

Массив сложен толщами метаморфических и ультраметаморфических пород, которые В. П. Булин подразделяет на две серии: ваханскую и аличурскую. Нормальные стратиграфические взаимоотношения этих серий с породами обрамления отсутствуют, и геологическими границами служат крупные тектонические нарушения, по которым в ряде случаев локализованы интрузивные тела молодых гранитов [12, 90, 212]. На западе и северо-западе

срединный массив Юго-Западного Памира ограничивается Гунтским региональным разломом и выходом гранитоидов Звордаринского интрузива, отделяющими его от верхнепалеозойских и мезозойских метаморфических пород Рушанско-Пшартской структурно-фациальной зоны. С севера он окаймляется серией интрузивов гранитоидного состава. На северо-востоке и востоке соприкасается со структурно-фациальной зоной Юго-Восточного Памира по Аличурскому региональному разлому, который протягивается в юго-восточном направлении до оз. Зоркуль. Здесь Аличурский разлом сочленяется с субширотным Южнопамирским глубинным разломом, который служит южной границей докембрийского срединного массива и отделяет его от верхнепалеозойских и мезозойских пород левобережья р. Пянджа (Афганистан).

Ваханская серия, по В. П. Булину, расчленяется на шесть согласно залегающих друг на друге свит (снизу вверх): горанскую (биотитовые, роговообманковые, гранатовые гнейсы, кварциты, мраморы и кальцифиры с линзами амфиболитов; видимая мощность свиты 3500 м); хорогскую (роговообманковые, биотит-роговообманковые, гранат-биотитовые гнейсы с редкими прослоями кианитовых гнейсов, мраморы с амфиболитами; мощность свиты 100—1500 м); даршайскую (биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-роговообманковые, силлиманит- и кианитсодержащие гнейсы с маломощными прослоями мраморов; мощность свиты 1500 м); шугнанскую (биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы с редкими прослоями роговообманковых, силлиманитовых, кианитовых гнейсов и мраморов; мощность свиты 1500 м); врангскую (биотитовые, гранат-биотитовые, кианит- и силлиманитсодержащие гнейсы, прослои роговообманковых гнейсов и мраморов; мощность свиты 1500 м); друмдаринскую (биотитовые и роговообманковые гнейсы, мраморы; мощность свиты 1500 м).

Породы ваханской серии, слагающие Шахдаринский, Ваханский и частично Шугнанский хребты, метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации; породы аличурской серии, распространенные в Южно-Аличурском хребте и на северном склоне Шугнанского, — в фации зеленых сланцев.

Большинство исследователей рассматривают ваханскую серию как единый, последовательно наслоенный разновозрастный комплекс пород [12; 90, 91, 212]. Согласно другой точке зрения [4, 237, 396—398] ваханская серия не является единой толщей отложений и подразделяется на три самостоятельные разновозрастные серии: нижнюю — горанскую, соответствующую по объему одноименной свите, среднюю — шахдаринскую, включающую все остальные свиты, кроме аличурской, и верхнюю — аличурскую.

В аличурской серии Б. П. Булин выделяет четыре свиты: звордаринскую (плотчатые порфирированные мигматиты, чередующиеся со слоями сильно измененных основных эффузивов); лянгарскую (кварциты, биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы, часто гранитизированные и окварцованные, мигматиты); марджанайскую (мраморы с прослоями гнейсов и сланцев); рамаифскую (кварц-слюдяные сланцы, роговики, кварциты, метаморфизованные основные эффузивы). Стратиграфическое положение звордаринской свиты неясно; остальные залегают согласно друг на друге в указанной выше последовательности. Общая мощность серии 3000—3500 м.

Породы аличурской серии отделяются от ваханской региональным Мац-Кокбайским разломом [28].

Метаморфические толщи Юго-Западного Памира смяты в сложную систему складчатых структур, ориентированных преимущественно в двух главных направлениях: субмеридиональном (в западной части района) и субширотном (в восточной). Наиболее крупные антиклинальные структуры отчетливо выражены в рельефе; оси ваханской, шахдаринской и али-

чурской антиклиналей примерно совпадают с осевыми частями соответственно Ваханского, Шахдаринского и Южно-Аличурского хребтов [29].

Магматическая деятельность в Юго-Западном Памире проявлялась интенсивно и неоднократно. Эффузивный магматизм достоверно не устанавливается; интрузивные же образования распространены неравномерно, однако мигматизация имеет региональное развитие. Наиболее полная схема интрузивной деятельности разработана В. А. Масленниковым [212], уточнена и дополнена исследованиями В. И. Буданова, А. М. Месхи и других [29, 139, 218, 258].

В настоящее время нет единого мнения о происхождении и возрасте магматических пород Юго-Западного Памира, тем не менее большинство исследователей выделяют в регионе две возрастные группы интрузивных образований: древние, распространенные повсеместно, и молодые, крупные тела которых приурочены к периферическим частям ваханской серии *. Каждая группа состоит из нескольких интрузивных комплексов, но выделение последних еще не завершено.

К древним (предположительно докембрийским) интрузиям принадлежат мелкие, обычно согласные тела основных пород (амфиболиты, габбро-амфиболиты) и очень редко ультраосновного состава (пироксениты, горн-блендиты). К этой же группе относятся сравнительно небольшие, в основном согласные тела аплитовидных лейкократовых гнейсо-гранитов, гнейсовидных гранодиоритов и их жильных производных (аплиты, пегматиты, ортотектиты). Предполагается, что с комплексом гранитоидов генетически связаны известные на Юго-Западном Памире месторождения флогопита и лазурита.

Вопрос о возрасте ваханской серии до сих пор окончательно не решен и остается дискуссионным. Большинство исследователей относят ее к докембрийским образованиям [12, 212, 261, 397]. Согласно другим представлениям вероятнее палеозойский и даже мезозойский ее возраст [90, 91, 248]. В основе этих точек зрения лежат косвенные данные, поскольку прямые геологические доказательства возраста (фауна, нормальные стратиграфические контакты кристаллической толщи Юго-Западного Памира с окружающими осадочными и метаосадочными комплексами), как известно, отсутствуют **. Поэтому при рассмотрении возраста геологических образований Юго-Западного Памира важное значение приобретают радиологические данные.

Породы ваханской серии охарактеризованы более чем 130 определениями возраста. Большая часть возрастных значений (около 100) получена аргоновым методом по биотитам, флогопитам, амфиболам, калиевым полевым шпатам и породе в целом; около 25 образцов минералов (преимущественно флогопита) и пород исследовано стронциевым и стронциево-изохронным методами; для нескольких образцов ортита из мигматитов имеются урано-свинцовые датировки. Большая часть возрастных значений опубликована [4, 5, 12, 29, 237, 261, 397].

Полученные значения возраста крайне разноречивы и неопределенны. Аргоновые датировки характеризуются резкими расхождениями и располагаются в пределах 10—1730 млн. лет, причем большинство определенных попадает в интервал 10—40 млн. лет. Возраст биотитов из различных пород варьирует от 8 до 122 млн. лет. По породам в целом получены значения возраста, которые либо совпадают со значениями по биотиту (от 12 до 103 млн. лет), либо несколько древнее последних (220, 230, 260 млн. лет). Возраст амфибола из амфиболового гнейса составляет 27 млн. лет, из

* Мигматитовые поля, связанные со становлением молодых (памирско-шугнанских) гранитов, распространены по всей территории ваханской серии.

** На территории Афганистана метаморфические породы Кабульского кристаллического массива, считающиеся аналогами пород ваханской серии, перекрываются осадками с фаунистическими остатками ордовика.

амфиболитов — 38 и 65 млн. лет; более древние значения показали паргаситы из флогопитоносных тел (246, 298 и 416 млн. лет). Для большинства изученных калиевых полевых шпатов получены значения возраста, которые укладываются в пределы 10—50 млн. лет, хотя отдельные образцы показали более высокие датировки (230, 560, 1000 млн. лет). Многочисленные определения возраста флогопитов (около 30) из флогопитовых месторождений характеризуются значениями от 9 до 1730 млн. лет.

Стронциевые исследования проводились в основном по тем же образцам флогопитов, для которых были выполнены аргоновые определения [237, 261, 397]. Стронциевые датировки нередко значительно древнее аргоновых, но аналогично последним также колеблются в широких пределах (от 10 до 1740 млн. лет). Изохронным методом для метаморфических пород Ляджвардаринского месторождения флогопита установлен возраст 1675 ± 100 млн. лет [261]. Еще более древний стронциевый возраст (2490 млн. лет) получен по породе в целом для мигматитов (одиночное определение) [397]. Свинцовые датировки по ортитам из мигматитов характеризуются близкими значениями и соответствуют 350 млн. лет [397].

Сопоставление возрастных данных различных методов показывает чрезвычайно широкий разброс значений, что особенно характерно для флогопитов. Действительно, и аргоновый и стронциевый возраст флогопитов варьируют от 10 до 1740 млн. лет. Такой большой разброс датировок при бесспорной геологической одновозрастности изученных флогопитов является, как было показано, результатом омоложения в неогеновое время различных минеральных образований ваханской серии, в том числе и флогопита [237, 261, 397]. Среди датировок по флогопитам отчетливо выделяются три группы значений, полученных параллельно аргоновым и стронциевым методами, млн. лет: 1) $t_{Ar} = t_{Sr} \approx 10 \div 30$; 2) $t_{Ar} \ll t_{Sr}$; 3) $t_{Ar} = t_{Sr} = 1730 \div 1740$ [262]. Авторы полагают, что наиболее молодые возрастные значения (10—30 млн. лет) отражают время окончания действия процессов омоложения. Вторая группа значений с общей особенностью $t_{Ar} \ll t_{Sr}$ показывает промежуточные значения возраста не до конца омоложенных в неогеновое время докембрийских образований. Группа наиболее древних значений (1730—1740 млн. лет), по-видимому, ближе всего отвечает времени флогопитообразования.

Некоторым подтверждением этому служат данные свинцово-изохронного метода, полученные по карбонатным породам: 2700 млн. лет для горанской и хорогской свит, 2500—2400 млн. лет для остальных свит ваханской серии и около 1000 млн. лет для аличурской серии [398]. Приведенные значения возраста дали основания для разделения ваханской толщи на две самостоятельные серии — горанскую и шахдаринскую. Однако этот вывод нам кажется пока слабо обоснованным геологически.

Возрастное значение в 1675 ± 100 млн. лет, полученное изохронным методом для метаморфических пород, вмещающих флогопитоносные скарны, практически совпадает с максимальными возрастными флогопитов (1730—1740 млн. лет). Предполагается, что процессы регионального метаморфизма пород ваханской серии, региональной мигматизации, гранитизации и флогопитообразования были сближены во времени и происходили, по крайней мере, в среднем протерозое [261]. Вместе с тем, учитывая почти повсеместное омоложение минеральных образований ваханской серии, не исключены для них еще более древние датировки. Большой интерес в связи с этим представляет стронциевое значение в 2490 млн. лет, полученное для очково-порфиробластического мигматита по породе в целом [397], которое принимается авторами за возраст субстрата мигматита.

Наиболее надежными датировками метаморфических толщ ваханской серии следует считать 1700—1800 млн. лет, установленные параллельно по флогопитам аргоновым и стронциевым методами и подтвержденные по гнейсам стронциевым изохронным. Возраст первичных отложений

ваханской серии, несомненно, более древний, по-видимому, раннепротерозойский или, возможно, архейский.

Высказанные сомнения в истинности большинства датировок ваханской серии в полной мере относятся и к магматическим образованиям района. Изотопные возрастные данные, полученные для магматических пород аргоновым, стронциевым и стронциевым изохронным методами по отдельным минералам (биотит, мусковит, полевой шпат, ортит) и породам в целом, укладываются в пределах от 9 до 350 млн. лет. Эти датировки не позволяют относить те или иные анализированные породы к докембрийским образованиям. Вместе с тем геолого-петрологические данные в совокупности с радиологическими определенно указывают на существование таковых. В частности, пегматиты и ортотектиты, метасоматически замещаемые флогопитоносными скарнами, несомненно, являются докембрийскими, поскольку возрастные значения по флогопитам достигают 1730—1740 млн. лет. Очевидно также, что докембрийский возраст должны иметь те гранитоиды, со становлением которых связано флогопитообразование в Юго-Западном Памире.

ВОЗРАСТ ЭТАПОВ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА *

Анализ геолого-петрологического материала, полученного различными коллективами геологов на протяжении сорокалетнего изучения кристаллических пород Юго-Западного Памира, позволяет выделить на этой территории четыре этапа, каждый из которых отвечает определенному тектоническому циклу, характеризующемуся специфическими особенностями процессов регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и интрузивного магматизма.

К I древнейшему (раннедокембрийскому) этапу относится образование наиболее глубокометаморфизованных и позднее ультраметаморфизованных толщ горанской и шахдаринской серий, которые слагают архейский кристаллический фундамент Ваханской подзоны Юго-Западного Памира [395, 397]. Этот этап был наиболее длительным и протекал в течение следующих стадий:

а) седиментация и региональный метаморфизм роговообманково-гранулитовой фации с образованием кварцито-гнейсо-мраморных толщ горанской серии;

б) седиментация и региональный метаморфизм амфиболитовой фации с образованием амфиболито-гнейсо-мраморных толщ шахдаринской серии;

в) региональный ультраметаморфизм метаморфических пород обеих серий;

г) магнезиальный метасоматоз, сопровождающийся образованием месторождений флогопита, лазурита, талька, благородной шпинели.

Во II (также докембрийском) этапе происходили седиментация и региональный метаморфизм фации зеленых сланцев с образованием известняково-кварцито-сланцевых толщ аличурской серии, слагающей байкальское складчатое основание Койтезекской подзоны Юго-Западного Памира.

Горанская, шахдаринская и аличурская серии стратифицированных метаморфических пород, возникшие в докембрийские этапы истории геологического развития Юго-Западного Памира, образуют фундамент, на котором формировались ныне почти эродированные, слабометаморфизованные толщи палеозоя, а на обрамлении зоны — верхнего триаса.

* Авторы этого очерка делят ваханскую серию на две самостоятельные серии: горанскую и шахдаринскую.

Последующие (палеозойский и мезозойский) этапы развития зоны Юго-Западного Памира характеризуются проявлением гранитоидного магматизма в породах аличурской серии байкальского складчатого основания и палеозойского структурного этажа, прогрессивным региональным метаморфизмом и кремне-калиевым метасоматозом относительно слабометаморфизованных пород аличурской серии; в породах горанской и шахдаринской серий архейского кристаллического фундамента протекают синхронные (палеозойские и мезозойские) процессы ультраметаморфизма с образованием мигматит-гранитных формаций.

К III (палеозойскому) этапу относится образование в породах горанской и шахдаринской серий Ваханской подзоны предварительно милонитизированных в зоне Даршайского разлома ортитсодержащих очковых мигматитов, аплитовидных гнейсо-гранитов и ресморфических гранодиорито-гнейсов, образующих цепочку диапир-плутонов, вытянутых по простиранию зоны Даршайского разлома, приуроченного к сочленению горанской и шахдаринской серий архея.

В Койтезекской подзоне в течение этого же этапа происходит зональный прогрессивный метаморфизм пород аличурской серии с образованием ортитсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов, которые прорываются многофазным Койтезекским массивом диоритов, гранодиоритов и гранитов, содержащих в качестве акцессорного минерала ортит такого же типа, как и в метаморфических и ультраметаморфических очковых породах. Ортит, образующийся в течение рассматриваемого этапа, резко отличается от ортита ультраметаморфических гранито-гнейсов докембрийского этапа принадлежностью к иному кристаллохимическому типу, отсутствием метамиктности.

Таким образом, палеозойский этап развития зоны Юго-Западного Памира отделен от докембрийского периодом интенсивных тектонических движений, с которыми связано формирование региональных надвигов, маркирующихся зонами милонитизации типа Даршайской и Мац-Кокбайской. Последняя является границей Ваханской и Койтезекской подзон Юго-Западного Памира.

IV (мезозойский) этап развития зоны Юго-Западного Памира начинается с проявления интенсивных деформаций с образованием зон катаклизатов, наложенных на очково-порфиробластические палеозойские мигматиты и гранодиорито-гнейсы. На этой стадии происходит внедрение дайковых пород габбро-пикритовой формации, залечивающих зону Даршайского разлома и секущих ортитсодержащие палеозойские ультраметаморфические породы. Процессы гранитизации и прогрессивного метаморфизма смещаются в северо-восточном и северном направлениях и протекают в условиях меньшей глубинности, локализуясь не внутри архейского кристаллического фундамента (как в случае палеозойской гранитизации), а на границе фундамента с байкальским складчатым основанием (Мац-Кокбайский разлом) или с палеозойским структурным этажом, или же в обрамлении зоны Юго-Западного Памира (Гунтский надвиг). К этому этапу относится образование монацитоносных мигматитов и гранито-гнейсов, вмещающих Памирский и Шугнанский массивы двуслюдяных гранитов, которые рассматривались до сих пор как ранняя фаза формирования этих массивов. Их, видимо, следует считать более древними образованиями и сопоставлять с Джижевско-Хиджиским комплексом юрского возраста.

Мезозойский этап завершается внедрением двуслюдяных гранитов, которые большинством геологов, в том числе и нами, считаются меловыми. Вопрос о возрасте этих гранитов специально рассматривается в т. II настоящей монографии.

Длительная и многоэтапная история развития зоны Юго-Западного Памира нашла свое отражение в широком спектре возрастных значений,

полученных радиологическими методами для слагающих его пород (от 10 до 2700 млн. лет). Совокупность этих данных свидетельствует не только о одновременности образования исследованных геологических объектов, но и о различной степени их омоложения под влиянием более поздних проявлений метаморфизма.

Установление возраста отдельных этапов метаморфизма с помощью радиологических методов в подобной геологической обстановке связано с большими трудностями и зависит главным образом от решения следующих задач: от возможности отбора представительного геологического материала, в наименьшей степени измененного проявлениями последующих этапов метаморфизма, и от выбора наиболее надежного метода датирования. Такое целенаправленное исследование метаморфических толщ Юго-Западного Памира было проведено во ВСЕГЕИ. Тщательное геолого-петрографическое изучение материала служило основой при решении первой задачи исследования. Вторая задача решалась путем применения комплекса радиологических методов.

Датирование ранних этапов развития Юго-Западного Памира осуществлялось главным образом свинцово-изохронным методом по породе в целом. Как известно, этот метод был успешно использован Э. В. Соболичем и В. А. Рудником для установления возраста древних метаморфических толщ Алдана [327—333]. При датировании метаморфических пород Юго-Западного Памира свинцово-изохронный метод был впервые применен для определения возраста карбонатных пород (мраморов).

Известно, что карбонатные породы — одни из наиболее устойчивых по отношению к процессам гранитизации. Миграция элементов, входящих в состав карбонатных пород, возможна лишь при определенных геохимических и термодинамических условиях, обеспечивающих диссоциацию карбоната. Такие условия, как правило, имеют локальный характер. В обычных же условиях метаморфизма карбонатные породы подвергаются лишь изохимической перекристаллизации и превращаются в мраморы. Поэтому можно ожидать сохранения в мраморах первичных отношений изотопов свинца, отвечающих периоду седиментации, тем более, что карбонатные породы слагают региональные метаморфические серии, в которых разрыв во времени между процессами седиментации и региональной изохимической перекристаллизации невелик и находится в пределах точности свинцово-изохронного метода.

Действительно, исследованные мраморы из наиболее древних метаморфических серий Юго-Западного Памира показали очень древний возраст: из верхней части горанской серии (ляджвардаринская свита) — 2690—2700, а из вышележащей шахдаринской (хорогская и шугнанская свиты) — 2400—2540 млн. лет (табл. 36). Удовлетворительное совпадение возрастных значений, полученных по разным изотопным отношениям для каждой из анализированных групп мраморов, позволяет считать, что исследованные породы оставались практически закрытыми системами относительно урана и свинца на протяжении соответствующих отрезков времени.

Для амфиболитов и биотитовых гнейсов из шахдаринской серии (хорогская свита) свинцово-изохронным методом по изотопному отношению Pb^{207}/Pb^{206} получены соответственно значения возраста 2630 и 2480 млн. лет. Данные свинцово-изохронного метода хорошо согласуются со значением возраста, которое было установлено нами стронциевым методом по породе в целом для очковых мигматитов (2490 млн. лет) и интерпретировалось как возраст субстрата последних, относимого к породам шахдаринской серии [237, 397].

Вышеизложенное дает основание считать достаточно надежными датировки древнего этапа метаморфической истории Юго-Западного Памира

ТАБЛИЦА 36

Докембрийские этапы формирования полиметаморфических комплексов Юго-Западного Памира, млн. лет

Группа	Подгруппа	Комплекс, серия	Анализируемый материал (количество проб)	Метод		Литературный источник
				Свинцово-изохронный метод	Стронциевый метод	
Протерозой	Поздний	Аличурская серия	Известняк (3)	900—1900 *	—	[398]
	Ранний	Флогопитовые месторождения	Флогопит	—	1740 **	[261]
		Плагио-ортоклазовый мигматитовый комплекс	Гнейсы (3)	—	1675 ***	[261]
Архей		Плагиоклазовый мигматитовый комплекс	Мигматит	—	2490	[397]
		Шахдаринская серия	Мраморы (3)	2400—2540	—	[398]
			Биотитовые гнейсы (4)	2480	—	—
			Амфиболиты (4)	2630	—	—
	Горанская серия	Мраморы (4)	2690—2700	—	[398]	

* Свинцовый модельный возраст.

** Для этого же образца флогопита аргоновым методом получен возраст 1730 млн. лет.

*** Стронциевый изохронный возраст; образцы анализируемых пород взяты вблизи от контакта с флогопитовыми телами.

и отражающими время седиментации или первого регионального метаморфизма пород исследованных серий.

Заключительная стадия раннедокембрийского этапа развития зоны Юго-Западного Памира характеризуется проявлением магнезиального метасоматоза. Для флогопитов, образование которых связывают именно с этим процессом, аргоновый и стронциевый методы дают широкий разброс значений возраста (от 10 до 1740 млн. лет). Максимальные значения возраста, полученные этими двумя методами для флогопитов Ляджвардаринского месторождения, совпадают между собой (1730 и 1740 млн. лет) и близки к данным стронциевого изохронного метода для вмещающих гнейсов, взятых вблизи контакта с флогопитовыми телами (1675 ± 100 млн. лет). Эти значения получены в лаборатории ИГЕМ АН СССР [261] и с радиологических позиций могут рассматриваться как достаточно достоверная дата, характеризующая время флогопитообразования.

Однако такая интерпретация не вполне согласуется с геологическими представлениями, согласно которым возраст флогопитов Юго-Западного Памира, имеющих много общих черт с флогопитовыми Алдана, должен быть несколько древнее и близким к 2000 млн. лет.

Позднекембрийский этап развития зоны Юго-Западного Памира, с которым связано образование (седиментация и первичный региональный метаморфизм) пород аличурской серии, слабо охарактеризован радио-

логическими данными. Для мраморизованных известняков этой серии установлен свинцовым методом лишь их модельный возраст, на основании которого можно говорить только о том, что они образовались не позже 800—900 млн. лет назад.

Геохронологические данные, полученные с помощью радиологических методов для пород, характеризующих время появления процессов ультраметаморфизма, прогрессивного метаморфизма докембрийских толщ, а также интрузивного магматизма палеозойского и мезозойского этапов, приводятся в т. II.

Глава 9

ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН

Заключенный между Уральской, Тянь-Шаньской и Алтае-Саянской складчатыми областями, Восточный Казахстан имеет сложное геологическое строение. Докембрийские образования здесь развиты главным образом в северной и северо-западной его частях (в Кокчетавской и Улугтау-Джезказганской структурах). Кроме того, они наблюдаются в центральных частях крупных складчатых систем: Еремантау-Баянаульской, Чу-Балхаш-Илийской, Каратауской, Тектурмасской, Чингиз-Тарбагатайской, Караганда-Прибалхашской и Джунгарской (рис. 15). Это глубокометаморфизованные образования, возраст которых в значительной степени определяется условно по характеру и степени метаморфизма пород, а также по сопоставлению их с аналогичными породами, развитыми в других районах.

Прямые доказательства докембрийского возраста имеются лишь в отдельных районах для верхних частей разреза рифея и венда. Условность определения возраста большинства докембрийских образований привела к появлению большого количества трудно сопоставимых стратиграфических схем (Р. А. Борукаев, А. А. Богданов, И. Ф. Трусова, Е. Д. Шлыгин, Н. А. Штрейс, Л. И. Боровиков и другие), свидетельствующих также о недостаточной изученности этих отложений.

Среди докембрийских образований в настоящее время большинство исследователей выделяют отложения архея, нижнего, среднего и верхнего протерозоя, относя к последнему также венд (табл. 37).

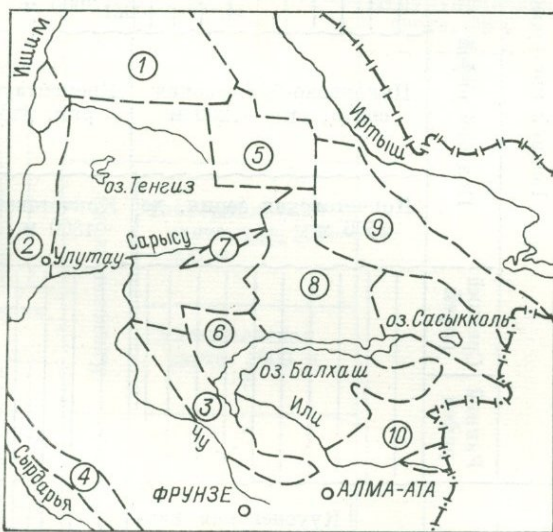


Рис. 15. Районы развития докембрийских образований Восточного Казахстана.

1 — Кокчетавский; 2 — Улугтау-Джезказганский; 3 — Чу-Балхаш-Илийский; 4 — Каратауский; 5 — Еремантау-Баянаульский; 6 — Атасу-Моинтинский; 7 — Тектурмасский; 8 — Прибалхашский; 9 — Чингиз-Тарбагатайский; 10 — Джунгарский.

ТАБЛИ
Корреляционная схема до

Стратиграфические подразделения	Кокчетавский массив с его южным обрамлением	Еремантауния, Ишкеульмес	Байконурский синклиорий	
Кембрий		Акдымская серия, 2500 м	Коктавская свита (трилобиты верхнего кембрия в верху разреза), 200—500 м	
Поздний протерозой	Авалонг венедского комплекса	Карашатская, байконурская свиты, 150—200 м	Улутауская серия, до 1200 м	
		Мпнайская свита, 500 м	Жельтауская свита, 350—520 м	
		Братолюбовская (гаршинская) свита, до 2500 м	Акбулакская серия, 1350 м	
	Поздний рифей		Телескольская свита, 3000 м ?	
		Никольско-бурлукская свита, 1100—1200 м	Еремантауская серия, 3500 м	Коксуйская серия, 3500 м ?
		Кокчетавская серия, до 2500 м	Кокчетавская серия, 1500 м	
Средний рифей				
	Ранний рифей			
Ранний—средний протерозой?	Боровская серия	Кууспецкая свита, 2200 м		
		Ефимовская свита, около 5000 м		
Архей (?)—ранний протерозой	Зерендинская серия, 9000 м	Ошагандинская свита, 500—600 м		
		Осакаровская свита, >700 м Шингаревская свита, 2000 м		

ЦА 37
кембрия Восточного Казахстана

Улутау		Юго-восточная часть Атасу-Моинтинского водораздела	Северо-Восточное Прибалхашье
Майтубинский антиклинорий	Улутауский антиклинорий и Карсакийский синклиорий		
		Узеньская серия (басганская, аксуранская, капальская свиты), 1000—2500 м	Тюретайская свита, до 1500 м Кызылкая свита, 1000 м
	Жельтауская свита, 350 м	Котырмас-айкардинская серия (байаншинская, алтын-сынганская, актауская и кенелайская свиты), 1500—2000 м	Итмурундинская свита, 3500 м
		Белсутинская серия, 3000 м	?
	Кокчетавская серия, 1200 м	Кышская серия	Таскоралинская свита, 500—900 м Суламапанская свита, 2000 м ?
	Боздакская серия, до 3000 м		
	Майтубинская серия, 9000 м		
	Жийдинская серия, 4600 м		
		Карсакпайская серия, 4000 м	
		Аралбайская серия, 6800 м	
		Бектурганская серия, 5000 м	

Сводная таблица радиологических данных для докембрия Восточного Казахстана, млн. лет

Стратиграфические подразделения	Серия, свита, толща	Интрузивный комплекс, массив	Минерал, порода	Метод						
				Свинцово-изотопный	Свинцово-изохронный	Стронциевый	α -спяночный	Аргонный		
Поздний протерозой	Венд 600 ± 50	Актасский комплекс субщелочных гранитов	Циркон	710 ± 60	610 ± 50	—	580 ± 60	—		
		Карсакайский массив щелочных гранитов	»	990	—	—	625 ± 60	—		
	Рифей		Плагииграниты, секции уртыжальскую серию	Биотит	—	—	—	—	770 ± 50	
			Габброиды, секции итмурундинскую свиту	Пироксен	—	—	—	—	890	
		Толща базальтовых порфиритов	Кожжотская серия (сланцы, песчаники, туфы)	»	—	—	—	—	1270	
				Порода	—	—	—	—	565	
				Мусковит	—	—	—	—	700	
		Кайнарская свита (сланцы, известняки)	Жаункарский комплекс биотитовых гранитов	Циркон	—	—	—	—	1200 ± 100	—
				Комплексе гранито-гнейсов	Монацит Циркон	— —	— —	— —	940 ± 100 $930-990 \pm 100$	— —

1600 ± 100		Узенжальский комплекс гранито-гнейсов	»	1400 ± 100	—	—	—	—
		Еремантауская серия (гнейсовая свита основных эффузивов)	Пироксен	—	—	—	—	1270
		Кварциты *	Циркон	—	—	—	$1360-1420$	—
Ранний-средний терозой 2600 ± 100	Боровская серия	Кварциты, слюдяные сланцы **	Слюды Циркон	$1310-1420$	—	—	$850 \pm 70-1485 \pm 120$	$425-450$ —
		Кууспекская свита (порфиритовидов)	»	$1040-1240$	—	—	—	—
Архей (?)	Зерендинская серия (гнейсы, слюдяные сланцы, мигматиты, эклогиты)	Мусковит	—	$100-1300$	$870 \pm 150-1240 \pm 200$	—	$340-555$	
		Биотит	—	$600-1000$	$580 \pm 100-770 \pm 150$	—	$375-725$	
		Гнейсы, слюдяные сланцы	—	—	—	—	$400-475$	
		Эклогиты	—	1300 ± 600	1300	—	—	
		Пироксен (из скарнов берлыкской свиты)	—	—	—	—	$562-1256$	
		Циркон	—	$1070-1320$	—	—	$990-1030$	—

* Эти породы ранее выделялись в составе акдамской серии позднего протерозоя, позже последняя на основании находок Н. К. Двойченко безамковых брахиопод в кремнистых породах отнесена к кембрию.

** Ранее эти породы относились к кончатевской свите боровской серии.

В Кокчетавском районе древние метаморфические толщи, относимые к докембрию, развиты довольно широко. Наиболее древние из них выделены в зерендинскую серию, мощность которой достигает 9000 м. Эта глубоко измененная первично-осадочная толща с широким развитием гнейсов, слюдяных сланцев, мигматитов, мраморов и эклогитов подвергалась многоэтапному метаморфизму, отвечающему гранулитовой и амфиболитовой фациям. К первично-магматическим породам относятся, по-видимому, только гиперстеновые гранулиты и гранатовые оливиниты, слагающие небольшие по размерам тела, спорадически встречающиеся среди пород серии.

Большинство исследователей Казахстана относят эти метаморфические образования к архею. Однако по современным представлениям ряда геологов (Л. И. Боровиков, В. Ф. Беспалов и другие), среди глубоко-метаморфизованных пород зерендинской серии нет архейских образований. Поэтому радиологические исследования древних образований Восточного Казахстана представляют несомненный интерес. К сожалению, количество определений возраста пород этой сложной серии невелико и материал для них отбирался не целеустремленно, без должной привязки проб к тому или иному разрезу. Это преимущественно разрозненные пробы, собранные разными исследователями в разное время.

Все определения возраста докембрийских образований, произведенные аргоновым, стронциевым, α -свинцовым, свинцовым и свинцово-изохронным методами (всего 85 определений), представлены в табл. 38.

Большое количество аргоновых датировок получено по породе в целом и по слюдам из гнейсов и слюдяных сланцев районов Кокчетав, Златополя, Красного Мая, Даулет и др. Исследования показали значительный разброс значений возраста от 340 до 725 млн. лет, что не соответствует стратиграфическому положению этих образований. Очевидно, аргоновый метод следует считать малоприемлемым для решения данного вопроса. Значения возраста 1256 млн. лет, полученное по пироксену из скарнов берлыкской свиты Жолдыбайского участка, может представлять интерес в совокупности с данными других методов.

Возраст, определенный свинцовым методом по сингенетичным цирконам из гнейсов ур. Катар-тас, равен 1070—1220 млн. лет [265], по α -свинцовому — 960—1030 млн. лет [272]. Э. В. Собонович [355] исследовал эклогиты, развитые юго-западнее г. Кокчетав, и получил для них 1300 ± 600 млн. лет свинцово-изохронным методом. Стронциевый метод (биотит, фенгит из апоэклогитовых слюдяных сланцев) датирует возраст эклогитов в 1300 млн. лет. Вероятно, это значение возраста, полученное по разным минералам и различными методами, соответствует одному из поздних этапов регионального метаморфизма пород этой серии.

Боровская серия, несогласно залегающая на гнейсо-амфиболитах «архейского» комплекса, представлена метаморфизованными эффузивными, туфогенными и осадочными породами. Эти отложения развиты преимущественно в северной и северо-западных частях Центрального Казахстана (Кокчетавский, Улутау-Джезказганский и Еремантау-Баянаульский районы), где они выполняют обширные прогибы и отдельные наложенные впадины. В этой серии выделены свиты: ефимовская сланцевая (хлорит-серицитовые, серицит-кварцевые и другие сланцы), кууспекская порфиритоидная и кокчетавская* (преимущественно кварцитовая). Все свиты большинством исследователей относятся к нижнему протерозою.

В настоящее время для пород боровской серии имеется очень небольшое количество определений возраста. Аргоновые датировки по породам

* Решением совещания по стратиграфии докембрия Казахстана (1969 г.) выделена особая кокчетавская серия, отнесенная к верхнему протерозою.

и слюдам, отобранным из сланцев (10 проб), показали колебания в пределах 380—550 млн. лет, т. е. порядок значений оказался тем же, что и для пород зерендинской серии.

Большой интерес представляют данные свинцового метода для цирконов из порфиритоидов кууспекской свиты района гор Галчевка, Илекта и слюдяных кварцитов кокчетавской свиты (пос. Алексеевка, Светогоровка). Для первых из них установлен возраст в интервале 1040—1240 млн. лет, для второго — 1310—1420 млн. лет [265]. Датировки α -свинцовым методом по цирконам из пород боровской серии, развитых юго-западнее г. Кокчетавы, показали значительный разброс значений от 850 до 1484 млн. лет, что, по-видимому, можно объяснить только потерей свинца или промежуточных продуктов распада в тех или иных цирконах.

Отложения верхнего протерозоя, по данным ряда геологов, в описываемом районе развиты широко; к ним относятся кварциты акдымской серии *, развитые в районе гор Ишкеульмес. Завершается разрез докембрийских образований Кокчетавского района конгломератами, песчаниками и алевролитами вендского возраста.

Радиологические исследования этой части разреза касаются только акдымской серии; из ее кварцитов выделены цирконы, возраст которых по данным свинцового метода определяется в интервале 1360—1420 млн. лет. Более древний возраст отложений верхней части разреза протерозоя А. И. Тугаринов и другие исследователи объясняют наличием реликтов древних пород, существовавших в момент накопления осадков акдымской серии. Однако этому можно дать и другое толкование. Результаты радиологических исследований показывают, что возрастные данные для докембрийских образований Кокчетавского района колеблются в интервале 1000—500 млн. лет и свидетельствуют о разновозрастных геологических процессах, участвовавших в формировании этих пород. Разграничить образования различных серий докембрия, выделенных по геологическим наблюдениям, пока не представляется возможным вследствие малого количества радиологических данных, что затрудняет и решение ряда других вопросов геологии региона. Возможно также, что правы и те геологи, которые считают, что среди метаморфических толщ района нет образований древнее верхнего протерозоя.

Амфиболито-гнейсовый комплекс докембрия, широко развитый в пределах Улутау-Джезказганского района, изучался многими исследователями (Ю. А. Зайцев, Л. И. Филатова, Н. А. Штрейс и другие). Стратиграфические схемы докембрия разных авторов имеют существенные различия и трудно сопоставимы.

Л. И. Филатова наиболее древние образования описываемого района относит к архею, расчленяя его на две серии: бектурганскую (нижнюю) и аралбайскую (верхнюю). Мощность каждой серии 3000—4000 м. В западной части Улутауского антиклинория выделены отложения нижнего протерозоя, представленные порфироидами, порфиритоидами, амфиболитами, различными кристаллическими сланцами, кварцитами и мраморами. Положение ряда серий, выделенных в разрезе нижнего протерозоя, в южной и северной частях Улутау не увязано. Верхнепротерозойские толщи развиты главным образом в южной и северо-западной частях района, где они образуют две вытянутые в меридиональном направлении полосы. Радиологическими методами эти толщи не изучались.

Для района Карсакпайского поднятия интересным является наличие докембрийских гранитоидных пород, приуроченных к верхним частям стратиграфического разреза. Здесь Ю. А. Зайцев и Л. И. Филатова среди метаморфических толщ, относимых ими к верхнему рифею (майтюбинская

* Н. К. Двойченко в кремнистых породах акдымской серии обнаружила базамковые брахиоподы, на основании которых она относит эту серию к кембрию.

и боздакская серии), выделили комплексы гранито-гнейсов, биотитовых крупнозернистых разгнейсованных гранитов (жаункарский) и субщелочных лейкократовых гранитов (актасский).

Комплекс гранито-гнейсов имеет постепенные переходы к порфириодам и сланцам майтюбинской серии, за счет которой они образовались. Верхняя возрастная граница комплекса определяется наличием гальки пород в конгломератах сатанской свиты верхов рифея или венда. Возрастные значения, полученные α -свинцовым методом по цирконам и монациту, выделенным из гранито-гнейсов, колеблются в пределах 930—990 млн. лет.

Жаункарский комплекс разгнейсованных биотитовых и лейкократовых гранитов прорывает нижние свиты майтюбинской серии и перекрывается обломочными кварцитами жаункарской свиты. Галька гранитов присутствует в конгломератах басальтауской свиты, в которой наблюдается проблематика вендского облика. Определения возраста α -свинцовым методом по циркону [260] дали разброс значений 1100—1350 млн. лет. Среднее из 5 определений, равное 1180 ± 100 млн. лет, хорошо согласуется с геологическим положением этого комплекса.

Актасский комплекс субщелочных лейкократовых гранитов прорывает и ороговиковывает лаву коксуйской серии (верхний рифей), а галька пород присутствует в конгломератах акбулакской серии венда. Позднерифейский возраст комплекса подтверждается также радиологическими определениями: 580 ± 60 млн. лет по данным α -свинцового метода и 710 ± 60 млн. лет по данным свинцового. По изохроне для цирконов Актасского массива получен возраст 610 ± 50 млн. лет [260].

С актасским комплексом субщелочных гранитов Ю. А. Зайцев и Л. И. Филатова сопоставляют щелочные граниты Карсакайского массива, для которого получены возрасты 625 ± 60 млн. лет α -свинцовым и 950 млн. лет свинцовым методами (среднее из 4 определений).

Особенности геологического строения Чу-Балхаш-Илийского района обусловлены его положением на стыке двух крупных структур — каледонской Чу-Балхашской и герцинской Балхашской, — а также пересечением его одной из самых долгоживущих подвижных зон — Жалаир-Найманской. Докембрийские образования развиты здесь нешироко, обнажены в ядрах антиклинорий, прослеживаются в виде узких полос северо-западного простирания, и встречаются в виде отдельных блоков среди палеозойских отложений.

В Чу-Илийских горах (гора Анракай, реки Катау-Сай, Коянды-Сай и др.) глубокометаморфизованные породы, представленные гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, относятся большинством исследователей к нижнему протерозою. Среди них выделен (П. В. Хохлов и другие) ряд серий: анракайская, сарыбулакская, тюлькулинская и др. Характерным для них является широкое проявление процессов мигматизации и гранитизации. Небольшие по размерам пластовые тела габбро-амфиболитов и гранито-гнейсов прорывают образования анракайской серии, а их галька присутствует в базальных конгломератах верхнего кембрия. Геохронологического изучения докембрийских пород этого района по существу не проводилось. В настоящее время для анракайской серии имеется всего лишь три определения возраста аргоновым методом: одно (445 млн. лет) по биотиту из биотит-плагноклазовых гнейсов (р. Катау-Сай) и два по породам — мигматиту (481 млн. лет) и аплитовой жиле (428 млн. лет). Эти данные могут характеризовать лишь время наиболее поздних процессов изменения этих пород.

В пределах Каратауского района отложения докембрия распространены нешироко, обнажаются в ядрах антиклиналей. К нижнему протерозою здесь условно отнесены глубоко измененные породы, слагающие линзовидные участки в зоне глубинного разлома у северо-западного подножья

гор Мынжилки. Отложения верхнего протерозоя (рифей) изучены лучше. Они обнажены в виде узких полос, протягивающихся с северо-запада на юго-восток в хр. Малый и Большой Каратау и расчленены (В. Н. Вебер и другие) на две серии: кокджотскую и бассазскую. К верхнему рифею-венду условно отнесена здесь каройская серия (Б. М. Келлер, Н. Н. Покровская).

Кокджотская серия сложена глинистыми и глинисто-филлитовыми сланцами с подчиненными им песчаниками, реже туфами, известняками. Возраст серии определяется тем, что ее отложения несогласно перекрыты нижним кембрием. Аргоновые датировки по породе в целом дали омоложенные значения, из которых наибольшее 565 млн. лет. Для кайнарской свиты, залегающей в основании разреза серии, по мусковиту из сланцев получен возраст 700 ± 15 млн. лет *. Этих данных недостаточно для суждения о возрасте докембрийских образований района.

Отложения верхней части разреза докембрия (рифей) проявлены в различных частях Восточного Казахстана в Ерементауском, Атасу-Моинтинском, Тектурмаском и Итмурундинском антиклинориях, а также в Северо-Западном Предчиргизье и Северо-Восточном Прибалхашье.

В Ерементауском антиклинории они развиты широко, выделены в ерементаускую серию (Р. А. Борукаев), подразделяющуюся на две свиты: тиесскую, в составе которой преобладают основные эффузивы, и жельтаускую, сложенную яшмами, яшмо-кварцитами, кварцитами, известняками и основными эффузивами. Возраст жельтауской свиты определен по наличию в известняках онколитов и катаграфий среднего рифея (Б. Ш. Клиnger). Возраст эффузивов тиесской свиты, определенный аргоновым методом по пироксену, равен 1270 млн. лет.

Докембрийские толщи Атасу-Моинтинского района слагают вместе с нижнепалеозойскими отложениями дугообразно вытянутый Атасу-Моинтинский антиклинорий, являющийся сложной системой сжатых, нередко изоклинальных складок, изменяющих свое простирание от север-северо-западного в горах Жельдытау до меридионального и северо-восточного в горах Актау, Байэпше и субширотного в восточной части района.

В разрезе докембрийских образований В. Д. Вознесенский выделил три серии. Нижняя из них катантауская (киикская) серия включает сулуманакскую сланцевую свиту мощностью 2000 м, содержащую акритархи верхнего рифея и нижнего кембрия, и таскоралинскую, сложенную кварцитовидными песчаниками, массивными и сланцеватыми кварцитами, кварцитовыми и кварц-слюдяными сланцами. Стратиграфически выше с несогласием залегают котырмас-айкарлинская серия (мощность 1500—2000 м), в составе которой выделены кенелинская и актауская свиты, сложенные в основном кварцитами, и алтын-сынганская, представленная метаморфизованными линзами и туфами липаритового состава, выше которых лежат аркозовые песчаники байэпшинской свиты. Верхняя — узеньская — серия сложена капальской свитой туффитов, алевролитов с обломками кварцитов, известняков, яшм («тиллитоподобные породы»), песчаников и известняков. В районе горы Шунды капальская свита перекрыта аксуранской известняково-песчано-сланцевой с фауной среднего кембрия, а в верховьях р. Чажагана — басагинской свитой известняков с фауной ордовика. Таким образом, только низы узеньской серии (капальская свита) относятся к докембрию.

К докембрийским образованиям В. Д. Вознесенский относит согласные тела милонитизированных и катаклазированных гранитов узеньжальского

* Для каройской серии Л. И. Боровиковым получены аргоновые значения возраста: для малокаройской свиты 360—455 млн. лет по глаукониту, для большекаройской по породе в целом 740—845 млн. лет.

комплекса, залегающие в верхах сулуманакской свиты. В строении комплекса принимают участие крупно- и среднезернистые граниты ранней фазы внедрения и мелкозернистые граниты более поздней, имеющие активный контакт с эффузивами алтынсынганской свиты. Галька пород комплекса присутствует в базальных конгломератах силура. Возраст гранитов узеньжальского комплекса по данным свинцово-изотопного метода равен 1400 млн. лет. На этом основании, по мнению Д. В. Вознесенского, к верхнему протерозою должны быть отнесены все древние свиты Атасу-Моинтинского водораздела, включая капальскую.

В Тектурмасском антиклинории допалеозойские образования представлены уртынжальской серией верхнего рифея, сложенной эффузивами, яшмами, кварцитами. По данным А. А. Богданова и Н. П. Четвериковой, эти отложения в верховьях рек Сыртке, Карасу, Косбак и в других участках несогласно (с базальными конгломератами в основании) перекрываются отложениями ордовика. Биотит из плагиогранитов, прорывающих уртынжальскую серию, имеет возраст 770 ± 50 млн. лет, последний можно считать верхней возрастной границей этой серии.

Подобные образования, развитые в Северо-Восточном Прибалхашье (Итмурундинский антиклинорий), изучали В. Я. Кошкин и Р. М. Антонюк. В разрезе серии ими выделен ряд свит: итмурундинская (эффузивно-кремнистая), казыкская (яшмовая) и тюретайская (эффузивно-яшмовая). В отложениях итмурундинской свиты присутствуют онколиты и катаграфии с руководящей формой позднего рифея (*Osagia aculeata* Z. Zhur.). В ур. Джаманшурук и западнее месторождения Тесиктас итмурундинская с резким несогласием перекрыта джаманшурукской свитой верхнего ордовика [7]. Интрузивные породы, прорывающие отложения итмурундинской свиты, представлены габброидами. По пироксену аргоновым методом получен возраст 890 млн. лет, отвечающий позднему рифею.

В Северо-Западном Предчингизье (горы Токай) выделена (Р. М. Антонюк и другие) толща основных эффузивов с яшмами, кварцитами, известняками и глинисто-кремнистыми алевролитами, на которую с разрывом ложатся конгломераты, гравелиты и песчаники, перекрытые (горы Жандос) палеонтологически охарактеризованными отложениями среднего кембрия. Севернее гор Токай в линзах известняков, прослеживаемых в базальтовых порфиритах, обнаружена микропроблематика (онколиты) с руководящей формой верхнего рифея [7]. Из базальтовых порфиритов этого же участка выделен пироксен, давший аргоновый возраст 1270 млн. лет, хорошо согласующийся с геологическим положением этой толщи.

В других районах Восточного Казахстана — Заилийский и Джунгарский Алатау — образования докембрия выделены условно. В Джунгарском Алатау к отложениям верхнего протерозоя (рифея) условно отнесены гнейсы, кварц-серицитовые и гранат-хлорит-мусковитовые сланцы сарычабынской свиты, залегающей в основании стратиграфического разреза. Аргоновым методом по слюдам и породе в целом получены сильно омоложенные значения возраста — 250—300 млн. лет.

В заключение следует отметить, что для докембрийских образований Восточного Казахстана мы располагаем очень небольшим количеством радиологических определений. Полученные значения возраста для зерендинской и боровской серий свидетельствуют лишь о процессах метаморфизма, неоднократно протекавших в этих породах. Образования рифея (ерементавская серия) датируются 1270—1028 млн. лет.

Впервые для Казахстана радиологически определен возраст докембрийских интрузивных пород — жаункарского комплекса гранитов, относящегося к рифею, 1200 ± 100 млн. лет и актасского-вендского — 600—700 млн. лет. Для отдельных интрузий, секущих отложения ерементавской и уртынжальской серий, получены возрастные значения 770—890 млн. лет, свидетельствующие о их принадлежности к позднему рифею.

Дальнейшие радиологические исследования следует направить на датирование геологически хорошо изученных разрезов с систематическим отбором материала для всестороннего его исследования, что, несомненно, расширит наши представления об истории развития этого региона в докембрии. В частности, представляет несомненно большой интерес определение возраста карбонатных пород зерендинской и боровской серий свинцово-изохронным методом.

Глава 10

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Алтае-Саянская область охватывает территорию Тувы, Западного Саяна, Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Горного Алтая.

Докембрийские образования распространены здесь сравнительно ограниченно. Изученность их относительно невелика, и стратиграфия разработана еще недостаточно. Поэтому отнесение тех или иных толщ к определенным подразделениям докембрия нередко базируется на далеких аналогиях. Принятая в решениях Новосибирского совещания 1965 г. стратиграфическая схема докембрия Алтае-Саянской области с учетом геохронологических данных, мощностей свит и вероятных скоростей осадконакопления вызывает необходимость уточнения положения конкретных толщ на шкале времени. Предлагаемая нами схема представлена на рис. 16.

По возрасту, составу и степени метаморфизма докембрийские образования региона разделяются на два комплекса: верхний, существенно карбонатный, и нижний метаморфический, существенно сланцевый.

В Кузнецком Алатау и Горной Шории к верхнему комплексу относятся енисейская серия известняков с доломитами, силицилитами и местами с основными эффузивами; в Салаире — кремнисто-карбонатная кивидинская свита; в Горном Алтае — баратальская свита мраморизованных известняков с силицилитами и прослоями вулканогенных пород.

По структурным, стратиграфическим и формационным признакам верхний комплекс тесно связан с кембрийскими отложениями. От стратиграфически ниже лежащего метаморфического комплекса он отделен региональным несогласием и перерывом. Однако принадлежность его пород к верхам докембрийского разреза подтверждается находкой органических остатков водорослей *Newlandia*, *Osagia*, *Collenia* и др. Возрастными подразделениями породы верхнего комплекса не охарактеризованы.

Нижний метаморфический комплекс слагает выступы глубинных частей докембрийского фундамента в центральных частях каледонид Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Горного Алтая и Восточной Тувы.

В геологическом и геохронологическом отношениях нижний метаморфический комплекс относительно лучше изучен в пределах осевой части Кузнецкого Алатау. По данным А. Г. Поспелова [303], выходы докембрийских пород в полосе шириной от 5 до 20 км протягиваются почти вдоль всего Кузнецкого Алатау от бассейна р. Лебеди на юге до бассейна рек Золотой Китат и Яя на его северном окончании. Наиболее полно они вскрыты в Томском кристаллическом массиве и Терсинском выступе.

В Томском массиве породы метаморфизованы более интенсивно и представлены гранат-биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, амфиболитами, мраморами и реже кристаллическими сланцами. В Терсинском выступе метаморфизм проявлен слабее: породы представлены

главным образом кристаллическими сланцами; в меньшей степени распространены мраморы и амфиболиты. Метаморфические породы прорваны обильными, иногда крупными телами гранитоидных интрузий.

Вопрос о возрасте пород нижней части разреза Кузнецкого Алатау обсуждался в работах К. В. Радугина, В. А. Кузнецова, В. К. Монича, А. Л. Додина и многих других исследователей, однако их стратиграфическое

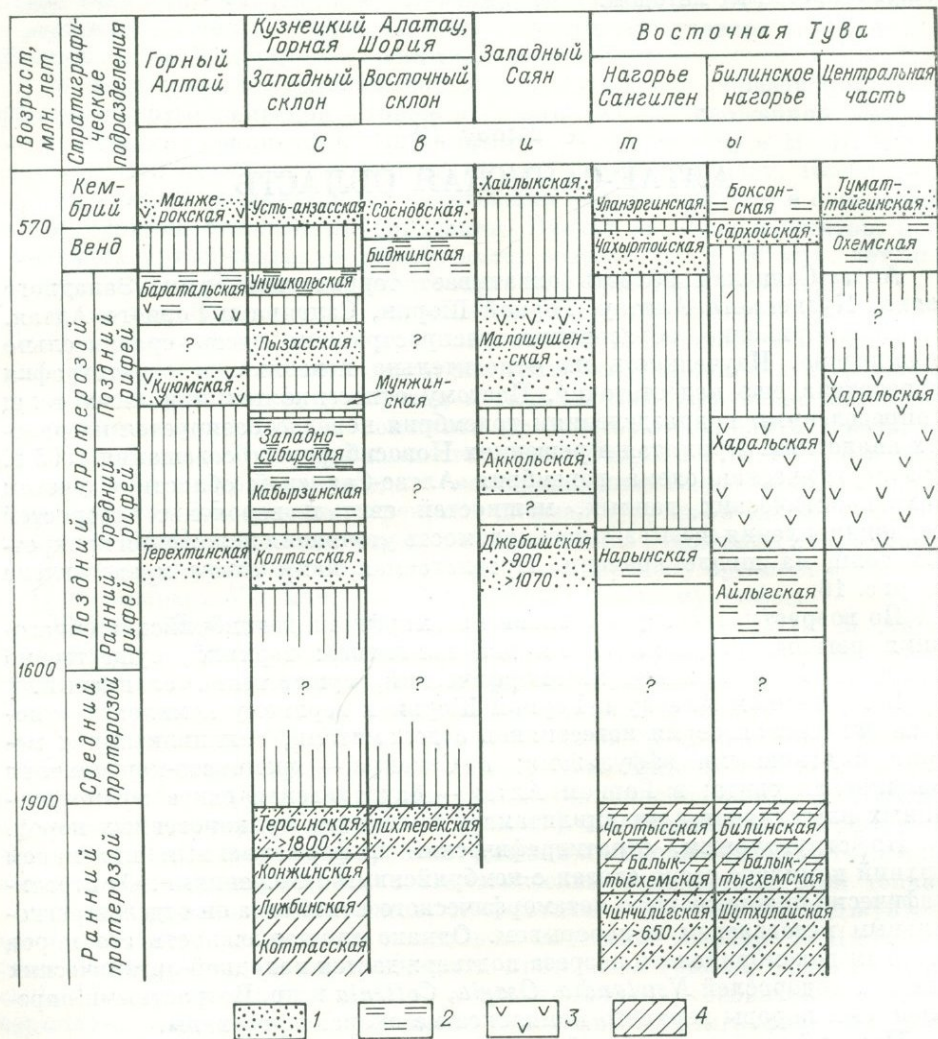


Рис. 16. Геохронологическая схема Алтае-Саянской области.

Породы: 1 — преимущественно терригенные; 2 — преимущественно карбонатные; 3 — аффузивные; 4 — метаморфические.

положение продолжает оставаться дискуссионным. Некоторые исследователи относят эти породы к архею, другие связывают формирование Томского массива и всех глубокометаморфизованных первично-осадочных и вулканогенных образований и интрузий с развитием раннепротерозойской геосинклинали; третьи считают, что в строении Томского массива участвуют как позднеархейские, так и протерозойские образования; и, наконец, четвертые полагают метаморфические толщи Кузнецкого Алатау в целом, в частности Томского массива, метаморфизованными аналогами кембрийских отложений в зонах инъекционного и дислокационного метаморфизма. В последнее время работниками Западно-Сибирского геологи-

ческого управления выдвигается представление о средне-позднедокембрийском времени формирования томского интрузивного комплекса.

Однако если учесть, что к настоящему времени работами многих исследователей палеонтологически доказано наличие в Кузнецком Алатау верхнепротерозойских пород, отделенных региональным несогласием от мощных нижележащих метаморфических толщ, то принадлежность последних к более ранним докембрийским образованиям представляется бесспорной.

Здесь, кстати, следует напомнить, что Томский массив и Терсинский выступ резко выделяются среди других образований Кузнецкого Алатау отрицательными магнитными аномалиями напряженностью до 700 гамм [240], что обычно для докембрийских пород. Сами же породы метаморфического комплекса по литологическим, структурным и геохимическим признакам весьма близки к нижнепротерозойским и архейским образованиям Восточного Саяна, Енисейского кряжа и других районов Сибири.

Для докембрийских пород Томского массива и в меньшей степени для пород Терсинского выступа в лабораториях ВСЕГЕИ, ЗСГУ, ИГ и Г СО АН СССР и СНИИГГИМС выполнено большое число определений возраста аргоновым методом по биотитам, полевым шпатам и породе в целом. В Институте геологии и геохронологии докембрия АН СССР тем же методом определялся возраст по амфиболам, а в Томском университете * — возраст нескольких проб свинца, выделенного из пород Ташелгинской рудной зоны изотопно-спектральным методом. Модельный возраст вычислялся по изотопным отношениям Pb^{206}/Pb^{207} и Pb^{208}/Pb^{207} .

При определении возраста как гнейсов, так и гранитоидов по слюдам, полевым шпатам и породе в целом аргоновым методом получен значительный разброс значений (от 500 до 140 млн. лет), отвечающих палеозойскому и даже мезозойскому времени (рис. 17). Только для одного образца гнейса терсинской свиты установлен возраст 930 млн. лет. Докембрийские значения возраста (1060 млн. лет) определены для амфиболового диорита по породе в целом и для гранита горы Камных по полевому шпату (1020 млн. лет). Последнее значение возраста подтверждается также изотопно-спектральным методом: модельный возраст свинца, выделенного из гранита горы Камных, равен 1100 млн. лет.

Еще более убедительные результаты получены в ИГГД АН СССР по амфиболам, выделенным из пород различных участков Томского и Терсинского выступов Кузнецкого Алатау, которые варьируют в интервале от 650 до 177 млн. лет. Все эти данные не только подтверждают принадлежность пород метаморфического комплекса Кузнецкого Алатау к докембрийским образованиям, но и позволяют предполагать, что в строении этих выступов принимают участие разновозрастные образования. Наиболее древними из них являются породы терсинской свиты, минимальный возраст метаморфизма которых составляет около 1800 млн. лет, что отвечает границе раннего и среднего протерозоя. Накопление первичных пород этих толщ, несомненно, протекало в раннепротерозойское и, возможно, в архейское время.

Несколько сложнее обстоит дело с выяснением времени формирования томского интрузивного комплекса гранитоидов. Томские граниты в юго-западной части Томского массива прорывают и метаморфизуют породы терсинской свиты. Вблизи контакта вмещающие породы милонитизированы и мигматизированы, граниты обогащены биотитом и роговой обманкой. Активных взаимоотношений томских гранитов с верхнепротерозойской колтасской свитой не имеется. Таким образом, есть все основания считать, что формирование томских гранитов связано

* Определения возраста выполнили в Лаборатории радиоактивных изотопов В. С. Лепик и Г. П. Сальников.

с раннепротерозойским тектоно-магматическим циклом и синхронно с прогрессивным метаморфизмом терсинской свиты, однако имеющиеся геохронологические данные не подтверждают этого представления.

Наиболее древние значения возраста, полученные для гранитоидов Томского массива аргоновым методом по породе, калиевому полевому шпату и амфиболу, близки между собой и колеблются в интервале 940—1060 млн. лет. Основываясь на этих данных, можно считать, что формирование томского интрузивного комплекса протекало в позднепротерозойское время. Известно, что гранитоидный магматизм этого времени широко проявился в Енисейском кряже, Восточном Саяне и других регионах Сибири. Однако учитывая вышеизложенные материалы по взаимоотношению томских гранитов с окружающими породами и явно недостаточную геохронологическую изученность, по-видимому, более правильно

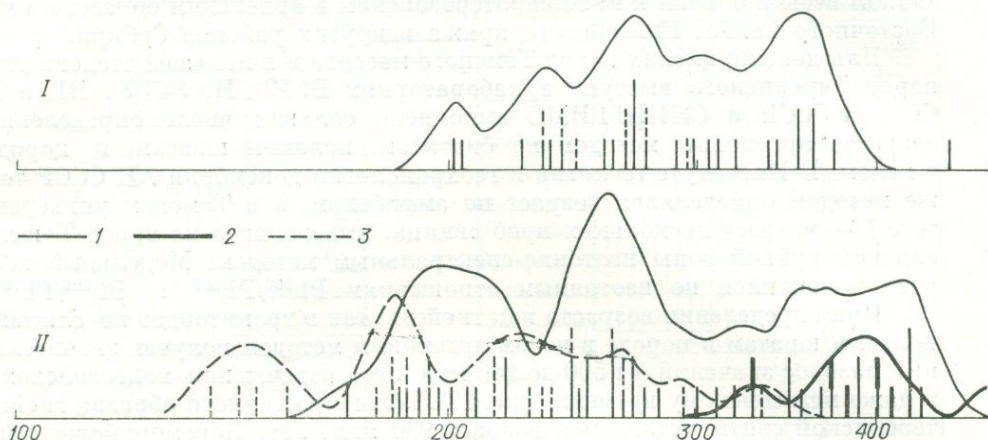


Рис. 17. Гистограмма значений возраста докембрийских

Значения возраста, млн. лет: I — гнейсов, вмещающих гранитоиды массива, II — то же, интрузии или по

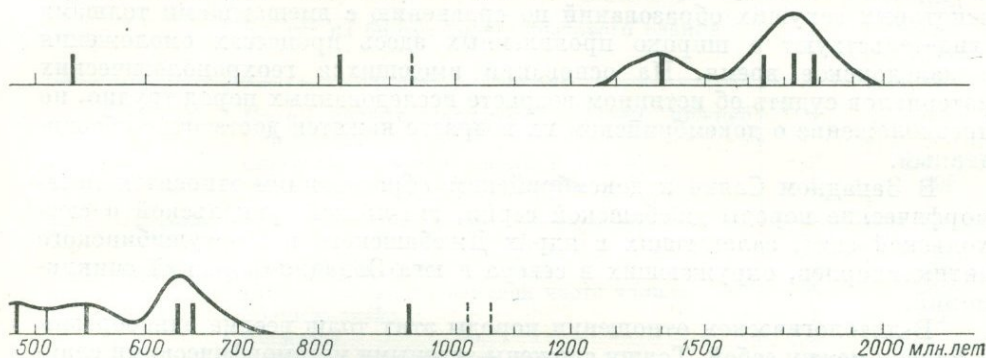
пока считать, что полученные позднепротерозойские значения характеризуют возраст метаморфизма. В этом убеждает нас и то, что аналогичное томским гранитам стратиграфическое положение имеет интрузия габбро, габбро-диоритов, диоритовых порфиритов Ташелгино-Майзасской зоны, превращенных позже в амфиболиты. Интрузия прорывает образования терсинской свиты нижнего протерозоя, но нигде не соприкасается с более молодыми породами метаморфического комплекса. Сама интрузия рассекается и метаморфизуется более молодыми гранитами. Возраст же горнблендитов, являющихся обычными представителями интрузии, аргоновым методом определен по амфиболу в 820 млн. лет. Модельный возраст фельдшпатолитов, полиметаллических руд и пегматитов, располагающихся в метаморфизованных породах интрузии, определен в интервале от 600 до 900 млн. лет. Эти значения, вероятно, не отвечают действительному возрасту пород и, по-видимому, характеризуют время повторного метаморфизма.

Имеющиеся возрастные данные подтверждают представление тех исследователей, которые обосновали докембрийский возраст толщ центральных частей Кузнецкого Алатау и указывают на принадлежность их к раннедокембрийским образованиям, претерпевшим региональный метаморфизм не позднее конца раннего протерозоя.

Геохронологические исследования вскрывают сложную историю развития Томского кристаллического массива, в частности выявляют наличие относительно молодых этапов метаморфизма, не устанавливаемых обычными геологическими методами.

Статистический анализ возрастных данных (рис. 17) показывает, что возраст как гнейсов, так и гранитоидов, определенный аргоновым методом по слюдам, укладывается в интервале 200—400 млн. лет, давая наиболее четкие максимумы в области около 420, 350, 260 и 200 млн. лет. Все эти значения, не отражая действительного возраста пород, характеризуют проявления наложенных процессов в каледонское, герцинское и раннемезозойское время. При этом, судя по величине и характеру пиков на гистограммах, наибольшая информация сохранилась о герцинском этапе омоложения. Нижнепалеозойские этапы омоложения выражены слабее, а докембрийские (около 650, 950 млн. лет) выявляются только при определении возраста по амфиболам. Это, видимо, связано не столько с интенсивностью соответствующих процессов омоложения, сколько с уничтожением возрастной информации о ранних процессах более поздними.

Выходы докембрийских толщ в осевой части Кузнецкого Алатау пространственно размещаются в подвижной области Кузнецко-Алтайского



пород Томского кристаллического массива.

живных пород массива; 1 — по слюдам; 2 — по амфиболам; 3 — по калиевым полевым шпатам роде.

глубинного разлома. Томский массив вытянут вдоль этого регионального разлома на 40 км. В центральной части ослабленной зоны этого же разлома располагаются Терсинский выступ на севере и Телецкий на юге. Тесная пространственная связь Томского кристаллического массива с Кузнецко-Алтайским глубинным разломом длительного развития позволяет предполагать, что выявленные этапы омоложения обусловлены активизацией тектонической, магматической и особенно гидротермальной деятельности в областях этого разлома в каледонское, герцинское и раннемезозойское время. Вероятность такого предположения подтверждается наличием в непосредственной близости к Томскому массиву последевонских интрузивов, даек сиенит-аплитов также последевонского возраста и послеюрских диабазов в Казынахской грабен-синклинали, раннемезозойских базальтов в Кузбассе. В Канымской зоне, в поле развития пород мундыбашской свиты, выявлены дайки оливинных базальтовых порфиритов, секущие структуры почти под прямым углом. В. П. Студеникин рассматривает эти дайки как подводящие каналы триасовых покровных базальтов Кузбасса.

Докембрийские образования распространены также в восточной части Тувы — в нагорье Сангилен, бассейне Малого Енисея, среднем и верхнем течении Большого Енисея. Верхняя часть тувинского докембрия, содержащая органические остатки и в ряде мест структурно тесно связанная с кембрием, относится исследователями к верхнему протерозою. Эти отложения представлены известняками, зелеными сланцами и в подчиненном количестве эффузивами.

К нижнепротерозойским отложениям относятся толщи, слагающие нижнюю часть докембрийского разреза Тувы, представленную гнейсами, кристаллическими сланцами чинчилигской свиты; в ней присутствуют железистые кварциты. В верхней части нижнепротерозойского разреза развиты мраморы (балыктыгхемская и чартысская свиты) при подчиненном положении гнейсов и сланцев.

В геохронологическом отношении тувинский докембрий изучен весьма слабо. Имеется лишь небольшое число определений возраста аргоновым методом по слюдам, причем по всем пробам гнейсов и сланцев и большому числу проб пегматитов и гранитов получены значения, отвечающие палеозойскому времени. Эти значения группируются в два максимума — 520 и 450 млн. лет. Возраст пегматитов, пересекающих чинчилигские гнейсы и сланцы в районе Мугурского и Мюренского месторождений варьирует от 370 до 695 млн. лет. Близкое значение возраста получено для гранита р. Тарбагатай (685—648 млн. лет).

Значительный разброс возрастных данных и более древний возраст некоторых секущих образований по сравнению с вмещающими толщами свидетельствуют о широко проявленных здесь процессах омоложения в каледонское время. На основании имеющихся геохронологических материалов судить об истинном возрасте исследованных пород трудно, но предположение о докембрийском их возрасте кажется достаточно обоснованным.

В Западном Саяне к докембрийским образованиям относятся метаморфические породы джебашской серии, амыльской, аккольской и сютхольской свит, залегающих в ядрах Джебашского и Куртушибинского антиклинориев, окружающих в севера и юга Западно-Саянский синклиниорий.

В литологическом отношении породы этих толщ весьма однообразны и близки между собой. Толщи сложены зелеными метаморфическими сланцами преимущественно кварц-альбит-карбонат-хлорит-серицитового состава. Подчиненно присутствуют актинолитовые, актинолит-тремолитовые и тальковые сланцы, биотитовые гнейсы, мраморы, пьомонитовые сланцы и кварциты, в том числе железистые и графитистые. Джебашские сланцы пронизаны дайками габбро и диабазов, превращенных в амфиболиты.

Вопрос о возрасте джебашской толщи однозначно еще не решен, однако большинство исследователей считают ее докембрийской, так как она залегаєт в ядре Джебашского антиклинория, крылья которого сложены отложениями, содержащими местами остатки нижнекембрийских археоциат. Аналогичное соотношение наблюдается и для аккольской свиты на южном склоне Западного Саяна. В мраморах аккольской свиты найдены онколиты *Osagia*. Породы, относимые к джебашской толще, характеризуются более высоким метаморфизмом (в фации зеленых сланцев), чем породы покрывающей ее свиты, метаморфизованные в фации филлитов (начальной стадии).

По породам метаморфического комплекса Западного Саяна выполнено некоторое количество аргоновых определений возраста (табл. 39), показывающих большой разброс значений — от 1070 до 280 млн. лет. Этот разброс И. Н. Казаков связывает с разными этапами омоложения. Так как анализировались породы приблизительно одинакового состава, но из разных частей толщи, это предположение представляется достаточно убедительным.

В Горном Алтае нижний метаморфический комплекс докембрия распространен ограниченно. Он представлен метаморфическими породами Телецкого горста, Башкаусского и Терехтинского выступов фундамента.

В Телецком горсте глубокометаморфизованные породы представлены кристаллическими сланцами и гнейсами, возраст которых не установлен.

ТАБЛИЦА 39
Возраст докембрийских пород Западного Саяна

Толща	Порода	Количество проб	Возраст, млн. лет
Джебашская	Слюдяные сланцы верхней части толщи	7	347—496 313, 556
	То же, нижней	3	364, 448, 531
	Слюдистый кварцит нижней части толщи	1	417
	Хлорит-серицитовый сланец верховьев р. Чегана	2	493, 893
	Серицит из кварц-хлорит-серицитового сланца	1	348
Сютхольская	Слюдяные и слюдяно-хлоритовые сланцы	5	405—539 1070
	Биотит из биотит-полевошпатового сланца	1	284
Амыльская	Кварц-серицит-хлоритовый сланец нижней подсвиты	1	491
	Слюдистый кварцит верхней подсвиты	2	419, 456
	Парасланец верхней подсвиты	1	398
Коларская	Гнейс верхней части толщи	1	594
	Биотит из гнейса верхней части толщи	1	364
	Гранито-гнейс	1	460
	Пегматит	2	316, 340
	Мусковит из пегматита	1	356

Одни исследователи относят их к протерозою, параллелизуя с терехтинской серией Терехтинского горста центральной части Горного Алтая и джебашской толщей Западного Саяна; другие полагают, что кристаллические сланцы и гнейсы возникли за счет пород разного возраста (главным образом палеозойских) в результате контактового метаморфизма, сопряженного с динамометаморфизмом. Работами ряда исследователей [343] показано, что фаунистически охарактеризованные, слабометаморфизованные и собранные в пологие складки отложения ордовика по составу и характеру дислокаций не сопоставимы с рассматриваемыми метаморфическими породами. Они несогласно налегают на кембрийские породы (тоже незначительно регионально метаморфизованные), контактирующие по разлому и весьма интенсивно регионально метаморфизованными древнейшими образованиями Телецкого горста [36]. Вероятно, в геологическом строении горста участвуют как протерозойские, так и нижнепалеозойские образования, хотя в ряде случаев разделение их затруднительно в связи со сходством конечных продуктов метаморфизма.

Метаморфические толщи Телецкого горста прорваны вытянутыми по простиранию вмещающих толщ небольшими массивами и мелкими телами гранодиоритов, плагиогранитов, реже кварцевых диоритов, диоритов, биотитовых, двуслюдяных и лейкократовых гранитов. Большинство тел катаклазировано, что сопровождается окварцеванием, эпидотизацией и хлоритизацией. Местами наблюдается милонитизация и образование гнейсовидных пород. Внутри массивов содержится большое количество останцов кристаллических сланцев и гнейсов, связанных с гранитоидами постепенными

переходами и ориентированных параллельно сланцеватости вмещающих пород. Резкие контакты гранитоидов с вмещающими породами обычно отсутствуют, а массивы окаймлены широкими поясами инъекционных гнейсов, мигматитов и полостчатых сланцев, в пределах которых встречаются небольшие по размерам выходы порфиروبластических гнейсовидных гранитов, пегматоидных гранитов и пегматитовых жил. Такой характер взаимоотношений, по мнению К. Н. Вифанского [39], свидетельствует о метаморфизме интрузивных пород совместно с вмещающими их толщами.

Таким образом, хотя имеющиеся геологические данные как будто сейчас однозначно указывают на докембрийский возраст метаморфических и интрузивных пород Телецкого горста, положение их в докембрийском разрезе не ясно. Не дали пока четкого ответа на этот вопрос и проведенные геохронологические исследования.

Известный в литературе возраст 780 млн. лет, полученный аргоновым методом в лаборатории Радиевого института по гальке гранита из конгломератов верхнего кембрия соседней с Телецким горстом Уйменской депрессии [39], будто бы указывает на верхнепротерозойский возраст гранитоидов горста, однако идентификация анализированной гальки с породами Телецкого района не надежна.

По биотиту из гранито-гнейса нижнего течения р. Кокши определен возраст 580 млн. лет, что также указывает только на принадлежность исходных пород к докембрию. Полученное значение не характеризует, по-видимому, даже времени их прогрессивного метаморфизма. Все остальные данные возраста явно омоложены и варьируют от 355 до 118 млн. лет. Омоложенные значения возраста получены для слюдястых сланцев (222 млн. лет) р. Чульчи, гранитоидов Чульчинского (300, 217, 204 млн. лет), Алтынтауского (300 млн. лет) и Абаканского (355 млн. лет) массивов. Пегматиты Кокшинского массива имеют возраст, варьирующий от 250 до 160 млн. лет. Резко омоложенный возраст получен для гнейсовидного гранита горы Тоголок (180 млн. лет), гранитов м. Кырсай (168 млн. лет), двуслюдяного гранита р. Большой Чили (118 млн. лет) и т. д. Все приведенные данные показывают, что породы Телецкого выступа, так же как и Томского массива в Кузнецком Алатау, имеют позднепалеозойский и даже мезозойский возраст омоложения.

Того же порядка значения получены во многих случаях для интрузивных и метаморфизованных пород к югу от Телецкого озера в бассейне р. Чульчи, правого притока р. Чулышман, в поле развития палеозойских образований. Важно, что эти породы не несут заметных следов изменений, с которыми можно было бы связывать такое резкое омоложение. В то же время сравнительно хорошее совпадение возрастов, полученных для разных протерозойских и палеозойских пород, распространенных на широкой площади, не может быть случайным. Естественно предположить, что эти возрастные значения отражают время геологических процессов, протекавших в мезозойское (?) время.

Прителецкий район, как и докембрийские выступы Кузнецкого Алатау, находятся в пределах подвижной области длительно живущего Кузнецко-Алтайского глубинного разлома, разделяющего на всем протяжении от северных склонов Кузнецкого Алатау до МНГ разные структурно-формационные зоны. В связи с тектонической активизацией в его пределах проявился глубинный эффузивный палеозойский магматизм. Формирование этой структуры продолжалось и в кайнозойское время, а сейчас в ее пределах фиксируется повышенная сейсмичность [211].

На наличие в Горном Алтае и Кузнецком Алатау мезозойских фаз тектогенеза, а также магматических и гидротермальных образований указывали еще М. А. Усов, Н. Н. Горностаев и Ф. Н. Шахов. В. А. Кузнецов [178] считает, что глыбовая складчатость мезозоя сопровождалась

вулканической деятельностью — излиянием базальтов в Кузбассе и Минусинской котловине, Кузнецком Алатау и Горном Алтае.

Геологические исследования последних лет установили много проявлений мезозойской магматической и гидротермальной деятельности, приуроченной к области Кузнецко-Алтайского глубинного разлома.

В правом борту р. Тузаса среди юрских отложений Б. Н. Лапин обнаружил витрофиры и лимбургиты, оливиновые долериты с необычной пойкилитовой структурой, отличные от пермо-триасовых диабазов периферии Кузбасса. Кайнотипный облик пород подчеркивается обилием в них бурого стекла. Юрские песчаники в контакте с оливиновыми долеритами пересечены кварц-альбитовыми и карбонат-баритовыми жилками, доломитизированы, баритизированы и кальцитизированы. Дайки порфиров, прорывающие юрские угленосные отложения, описаны П. А. Пономаревым в 18 км от с. Тисуль. Возраст рудной минерализации южнее пос. Казаны по определению свинцовым методом равен 180 млн. лет, что отвечает ранней юре.

Все эти данные показывают, что в мезозойское время глубинные разломы Алтае-Саянской области переживали активизацию, обусловившую крупные дифференциальные перемещения отдельных блоков, проявление магматических и гидротермальных процессов, вызвавших те изменения, которые мы сейчас фиксируем в виде регионального омоложения пород, пространственно приуроченных к ослабленным областям глубинных разломов.

Терехтинский выступ находится в центральной части Горного Алтая. Породы метаморфического комплекса (терехтинская свита или серия) представлены кварц-мусковит-хлоритовыми парасланцами, образовавшимися за счет терригенных и карбонатных пород. В небольшом количестве имеются кварциты и графитистые сланцы. Относительно возраста этих образований у исследователей нет единого мнения. В. П. Нехорошев [246], Н. Н. Амшинский [6], В. С. Попов [302] и некоторые другие исследователи считают их аналогами метаморфизованных нижнепалеозойских толщ. В. А. Кузнецов [178] относит их к нижнепротерозойским образованиям. Терехтинская свита несогласно перекрывается предположительно ниже-среднекембрийскими эффузивно-осадочными отложениями с конгломератами в основании [98].

По метаморфическим породам Терехтинского горста выполнено всего три определения возраста, показавшие большой разброс значений и явное несоответствие стратиграфическому положению (310—445 млн. лет). Те же значения возраста получены и для гранитоидов Тургундинского массива, прорывающего метаморфический комплекс Терехтинского горста (430—200 млн. лет). Только для гранодиорита этого массива установлено относительно высокое значение 570 млн. лет, подтверждающее докембрийский возраст интрузии и вмещающих ее пород терехтинской свиты.

Аналогичным образом и в районе Тонгулакского хребта, где присутствуют метаморфические породы, подобные терехтинским, большинство значений возраста характеризуют палеозойские этапы омоложения, и только для диорита Кубадринского массива по амфиболу получен возраст около 800 млн. лет, соответствующий представлениям о докембрийском возрасте как самого массива, так и вмещающих толщ.

Близкие к этим значениям возраста определены по ряду проб кристаллических сланцев, гнейсов и гранодиоритов из рамы Белокурихинского гранитного массива (735—670 млн. лет), что является дополнительным подтверждением наличия протерозойских образований в фундаменте Горного Алтая.

В заключение приходится констатировать, что радиологические данные хотя и подтверждают принадлежность толщ области к докембрию, но не позволяют датировать надежно даже возраст метаморфизма. Только

в Кузнецком Алатау достаточно уверенно датируется раннепротерозойский возраст формирования пород нижнего метаморфического комплекса. Отсюда естественно, что для выводов о геохронологическом развитии Алтае-Саянской области в раннем и позднем докембрии имеющихся материалов явно недостаточно.

Подавляющее большинство значений аргонового возраста слюд или пород в целом не отвечают не только стратиграфическому положению толщ или интрузивных пород, но, как правило, не характеризуют и возраста первичного метаморфизма. Статистическая обработка имеющихся данных позволяет выявить этапы наложения повторных метаморфических процессов.

Пространственная связь выступов докембрийских пород в Кузнецком Алатау и восточной части Горного Алтая с Кузнецко-Алтайским глубинным разломом длительного развития позволяет предполагать генетическую связь разновозрастных процессов наложенного метаморфизма, обусловивших разновозрастные этапы омоложения, с импульсами активизации тектонической, магматической и гидротермальной деятельности в подвижных частях глубинных разломов.

Глава 11

ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН И ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ хр. ХАМАР-ДАБАН)

Большая часть рассматриваемой территории сложена докембрийскими породами — архейскими, ниже-, средне- и верхнепротерозойскими.

Корреляционные схемы докембрийских метаморфических и магматических пород различных структур Восточного Саяна приведены в табл. 40 и 41. В пределах Восточно-Саянской складчатой области выделяются структуры среднепротерозойской консолидации — айтканиды (Присаянский краевой выступ), байкалиды ранние (Бирюсинский горст) и поздние (Тункинско-Хамар-Дабанская, Онотско-Бельская, Шутхулайская и другие глыбы, Китойский синклиорий, Окинский и Дербинский антиклинорий) и каледониды (Кизир-Казырский, Манский, Бийхем-Утхумский, Сархойский синклиории). Границей айтканид и байкалид является глубинный Саяно-Байкальский разлом.

Сводка и анализ датировок, имеющихся для докембрийских пород Восточного Саяна до 1965 г. включительно, приведены в книге «Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления» [67]. В этой монографии учтены и новые радиологические данные, полученные после 1965 г.

Архейские складчатые сооружения в современном эрозионном срезе слагают Присаянский краевой выступ фундамента Сибирской платформы и глыбы в системах байкалид — Бирюсинскую, Канскую, Арзубейскую, Онотско-Бельскую, Гарганскую, Тункинско-Хамар-Дабанскую, Хараталогийскую и Шутхулайскую (рис. 18).

Архейский метаморфический комплекс представлен разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами и кальцифирами. В его составе выделяются три толщи (снизу вверх): шарыжалгайская (существенно гнейсово-сланцевая), сложенная биотитовыми, гранат-, пироксен- и амфиболсодержащими гнейсами, кристаллическими

Схема корреляции докембрийских метаморфических образований (свит) Восточно-Саянской складчатой области

Стратиграфические подразделения	Ажитканиды		Байкалиды			Ранние каледониды	
	Присаянский краевой выступ	Ранние	Поздние		Тункинско-Хамар-Дабанская, Гарганская, Онотско-Вельская, Шутхулайская, Канская, Аравбийская глыбы	Базыбайская глыба	
		Бирюсинский горст	Дербинский и Окинский антиклинории, Китойский синклинорий				
Ранний палеозой	Мотская, 610 ^В	Устьтагульская	Анастасьинская (сархойская)			Аналоги сархойской	
Прогерозой	570-600	Оселочная Карагасская		Изыкская (дибинская)			
	Поздний	Ермосохинская (калбазыкская), 1570 ^Б		Бахтинская Манская (монгопинская), 710 ^Б Урманская (окинская), 1200 ^Б	Монгопинская, 870 Кувайская серия Окинская	Кувайская серия	
	1550-1600	Сублукская, 1750 ^А Урикская, 1690 ^А Белореченская, 2080 ^А	Сублукская Туманшетская, 750 ^А Кукшерская, 470	Дербинская серия	Жайминская (уртагольская), 500 ± 50 ^Б Дербинская, 1240 ± 250 ^А (иркутская, 2800 ^Б) Алыгджарская (хонголдояская, 740)	Битуджидинская, 1075 Зунмуринская, 1020 ^Б Архутская	Базыбайская толща, 1500 ^А
	1900-2100	Свита Соснового Байца, 1790 Камчадальская, 1880					
	2500-2700	Мангатгольская толща, 2080 ^А Слюдянская толща Шарьжалгайская толща, 2400 ^А (2900 ± 300) ^Г	Бирюсинская толща	Тепсинская Нерсинская Ензинская, 1080 980 ^А		Слюдянская, 790 ± 60 ^В (шутхулайская, 580 ^А , бирюсинская, 1460 ^А) толща Шарьжалгайская толща, 2400 ^А	

Примечания. 1. Значения возраста для данной свиты или толщи — максимальные из полученных, млн. лет. 2. Метод определения возраста: аргоновый — без индекса — по биотитам, ^А — по амфиболом, ^Б — по валовым пробам; ^В — стронциевый, изохронный; ^Г — точка современного свинца.

ТАБЛИЦА 41

Корреляция докембрийских магматических комплексов * Восточно-Саянской складчатой области

Стратиграфические подразделения	Ажитканиды		Байкалиды		Ранние каледониды
	Присаянский краевой выступ	Бирюсинский горст	Ранние	Поздние	
			Тункинско-Хамар-Дабанская глыба, центральная часть Дербинского антиклинория	Дербинский (краевая часть) и Окинский антиклинорий, Китойский синклинорий	Кизир-Казырский, Манский, Вийхем-Утхумский, Сархойский синклинорий
Ранний палеозой — 550 ± 10		Ботогольский 520—460 Огнинский, сархойский, 500—340, 530—330 ^б , 530—480 ^а Нерсинский			Ольховский, 580—460 * Ильчирский, селезневский
Поздний протерозой — 1600 ± 50	Игнокский	Амбартагольский, арашойский, сыдинский, 1210 ^а , 600—300, 380—340. Лысанский, 620			
Средний протерозой — 2100 ± 100	Саянский, 1430—1080	Бильчирский, 614—380 Бирюсинский, 560—460, 592—438	Дербинский, 600—420, 560—480 ^б	Хонголдойский, 830—320 ^а Саганшулутский, 370—340, 460 ^б	
Ранний протерозой — 2600 ± 100	Окинский, 1800—1750 Онотский, 1750	Урдаокинский, 1170 ^а , 470 ^б			
Архей		Китойский, тукшинский, 1940—390; 310 Бельский			

* Возраст (млн. лет) определен аргоновым методом: без индекса — по слюдам, ^а — по амфиболам, ^б — по породе.

сланцами и амфиболитами; слюдяная (ритмически слоистая гнейсово-карбонатная), характеризующаяся чередованием гнейсов и сланцев различного состава, амфиболитами, мраморами и кальцифирами; мангатгольская, сложенная также разнообразными гнейсами и амфиболитами. Развитие ультраметаморфических процессов обусловило широкое распространение гранитов в архейском комплексе.

Магматические (плутонические) образования архея представлены доскладчатыми основными и ультраосновными породами, образующими пластовые и линзовидные тела и превращенными в амфиболиты. В Присаянском выступе, в Онотско-Бельской, Гарганской глыбах и восточной

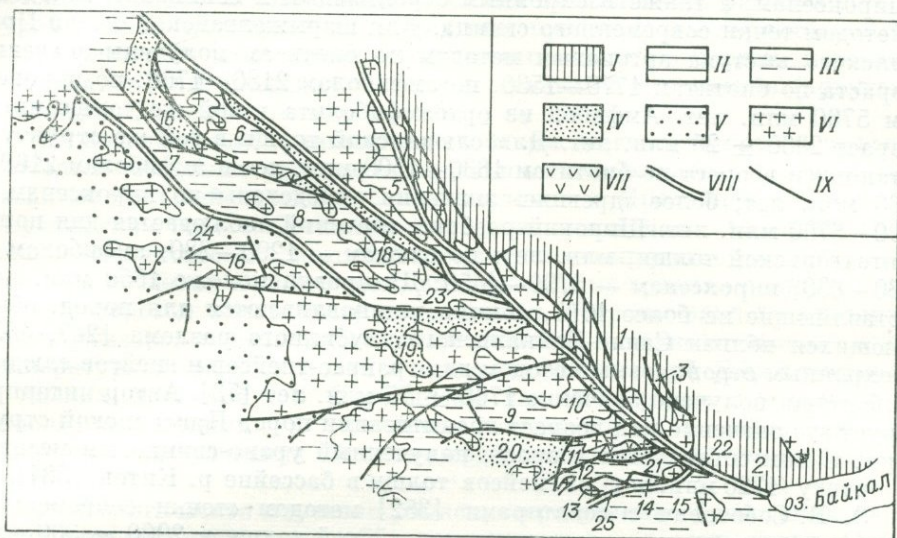


Рис. 18. Схема основных структурных элементов Восточно-Саянской складчатой области.

I — складчатая система акитканид; 1 — Присаянский краевой выступ, 2 — Шарыкалгайский блок, 3 — Онотский грабен, 4 — Урикско-Ийский грабен; II — складчатая система ранних байкалид; 5 — Бирусинский горст; III — складчатая система поздних байкалид (в основном антиклинальные структуры): 6 — Канская глыба, 7 — Арызбайская глыба, 8 — Дербинский антиклинорий, 9 — Окинский антиклинорий, 10 — Онотско-Бельская зона, 11 — Гарганская глыба, 12 — Китайский синклиорий, 13 — Хонголдояская, 14 — Шумакская, 15 — Хамар-Дабанская (12—14 — Тункинско-Хамардабанская), 6 — Базыбейская глыбы; IV — синклиорные структуры поздних байкалид; 17 — Манская, 18 — Удско-Колбинская, 19 — Бийхем-Уткумская, 20 — Сархойская, 21 — Сагансайрская; V — складчатые структуры ранних каледонид (салаирид); VI — гранитоиды (нерасчлененные); VII — гипербазиты и базиты (нерасчлененные); VIII — разломы, являющиеся границами складчатых областей различного возраста: 22 — Саяно-Байкальский, 23 — Главный Саянский, 24 — Восточно-Саянский, 25 — Тункинский; IX — прочие разломы.

части Тункинско-Хамар-Дабанской широко развиты чарнокиты, образующие согласные и полусогласные тела до нескольких метров в поперечнике или представляющие жильный материал агматитов и тневых мигматитов.

К архейским образованиям относится также китайский комплекс гнейсо-гранитов, гнейсовидных плагиигранитов и аляскитовых гранитов. Формы их проявления сходны с чарнокитами.

Прогрессивный региональный метаморфизм пород архейского комплекса характеризуется гранулитовой (Присаянский выступ, Бирусинская, Онотско-Бельская, Арызбайская, Гарганская глыбы) и амфиболитовой (Канская, Шутхулайская глыбы) фациями серии умеренных давлений. Архейские породы Тункинско-Хамар-Дабанской глыбы метаморфизованы зонально. Степень метаморфизма возрастает с запада на восток, по простиранию складчатых структур от низко- до высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации, достигая гранулитовой фации лишь в восточной части глыбы. Почти повсеместно в породах комплекса

проявились наложенные метаморфические процессы высоко- и низкотемпературных фаций (ранне-, средне- и позднепротерозойского возраста). В участках регионального проявления наложенного метаморфизма амфиболитовой фации серии умеренных и высоких давлений (Присаянский выступ, за исключением его северо-восточной части, Бирюсинская, Арзыйская, Онотско-Бельская глыбы) породы гранулитовой фации сохраняются лишь в виде реликтов.

Радиологически наиболее полно изучены архейские породы Присаянского выступа, для которых к настоящему времени выполнены многочисленные определения возраста аргоновым методом по слюдам, амфиболам и пироксенам, а также изохронным стронциевым и свинцовым методами и методом точки современного свинца. Для шарыжалгайской толщи Присаянского выступа аргоновым методом по биотитам получены значения возраста по биотитам 1770—1530, по амфиболам 2180—1760, по пироксенам 5760 млн. лет. Амфибол из ортоамфиболита в той же толще имеет возраст 2360 ± 25 млн. лет. Для слюдянской толщи в той же структуре установлен возраст по биотитам 1830—1500 млн. лет и амфиболам 2160—1830 млн. лет; более «древние» значения определены по пироксенам — 2600—3700 млн. лет. Широкий разброс значений наблюдается для пород мангатгольской толщи, млн. лет: по слюдам — 1290—380, амфиболам — 2080—630, пироксенам — 5790—4450. Датировки моложе 1650 млн. лет, составляющие не более 10%, обычно устанавливаются для пород, обнажающихся вблизи Саяно-Байкальского глубинного разлома [247, 405]. Изохронным стронциевым методом для гранито-гнейсов и гнейсов слюдянской толщи получено значение 1760 ± 75 млн. лет [73]. Автор интерпретирует это значение как возраст гранитизации пород Присаянской структуры. С ним согласуется возраст, полученный урано-свинцовым методом по ортиту (1720 млн. лет) из гнейсов толщи в бассейне р. Китой [384].

Э. В. Собонович с соавторами [352] методом «точки современного свинца» определяют возраст шарыжалгайской толщи в 2900 ± 300 млн. лет. Поскольку в качестве материала для определения использовался циркон, преобладающая часть которого в гнейсах толщи имеет детритовое происхождение [404], с такой интерпретацией трудно согласиться.

Радиологические данные для архейских пород, обнажающихся в зоне байкалид, существенно иные.

В Онотско-Бельской глыбе породы шарыжалгайской толщи характеризуются аргоновыми значениями по слюдам 280 млн. лет; породы слюдянской толщи по слюдам — в пределах 420—210 млн. лет, по амфиболам — 390—250 млн. лет, по пироксенам — 4320—280 млн. лет. Изохронным стронциевым методом для гнейсов слюдянской толщи глыбы получен возраст 790 ± 60 млн. лет [73].

В Бирюсинской глыбе породы бирюсинской толщи, коррелируемые с трехчленным архейским комплексом Присаянской структуры, имеют широкий интервал возраста по слюдам (1080—420 млн. лет) и амфиболам (980—580 млн. лет), но главная масса значений возраста по обоим минералам укладывается в пределы 500—700 млн. лет. Для пород архейского комплекса Канской глыбы аргоновым методом получены преобладающие раннепалеозойские возраста биотитов (460—640 млн. лет) и позднепротерозойские амфиболов (590—1460 млн. лет). Для пород Арзыйской глыбы аргоновые возраста располагаются в интервале 470—610 млн. лет. Для гнейсо-гранитов Гарганской глыбы определены как более древние значения (1900—1940 млн. лет — биотит), так и более молодые (1100—1090, 850—680 млн. лет). Амфибол из плероамфиболита глыбы имеет возраст 2370 млн. лет.

Возрастные значения, полученные аргоновым методом по биотитам для пород комплекса в Хамар-Дабанской и Шутхулайской глыбах, не выходят за пределы палеозоя (590—310 и 370—440 млн. лет соответ-

ственно). Единичные значения по амфиболам из амфиболового сланца слюдянской толщи в Хамар-Дабанской глыбе достигают 1145 млн. лет; в Шутхулайской же глыбе они также отвечают палеозою (580—540 млн. лет).

Раннепротерозойские образования характеризуются отложениями двух типов. В структурах аakitканид на территории Присаянского выступа эти образования, сохранившиеся в основном в пределах Онотского и Урикско-Ийского грабен, относятся к терригенно-вулканогенной формации с основными вулканитами и железистыми кварцитами (камчатдальская свита и свита Соснового Байца) и терригенно-флишоидной (белореченская свита). К юго-западу от Саяно-Байкальского разлома в структурах ранних и поздних байкалид они представлены терригенной песчано-глинистой формацией с незначительным развитием мергелей и известняков (алыджерская свита) или основных вулканитов (архутская, хайтинская, хонголдйская свиты).

К доскладчатым раннепротерозойским магматическим комплексам относятся основные интрузии урдаокинского (агульского) комплекса, развитые большей частью в зонах разломов в Присаянском выступе и Бирюсинском горсте. Соскладчатые и позднескладчатые интрузии гранитоидов соответственно онотского и окинского комплексов распространены только в пределах Присаянского выступа, где на границе раннего и среднего протерозоя имела место складчатость. Породы раннего протерозоя метаморфизованы неоднородно: в Присаянском выступе в условиях низкотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренных и низких давлений, в Дербинском антиклинории — в условиях амфиболитовой фации, в Китойском синклинории и Окинском антиклинории — в условиях эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений.

Радиологическое изучение раннепротерозойских образований характеризуется меньшей полнотой по сравнению с породами архея. Однако и на основании имеющихся данных можно видеть существенное различие значений, полученных аргонным методом по слодам и амфиболам для раннепротерозойских пород зон аakitканид и байкалид. В Присаянском выступе максимальные значения возраста для магматических и метаморфических пород достигают 2100 млн. лет при преобладающих значениях 1880—1790 млн. лет, в то время как в структурах байкалид большая часть значений приходится на интервал 2700—390 млн. лет и лишь одно для габбро урдаокинского комплекса равно 1170 млн. лет.

Среднепротерозойские отложения также представлены двумя типами. В Присаянском выступе они отделены стратиграфическим и структурным несогласием от нижнепротерозойских. В пределах Урикско-Ийского грабена к ним относятся породы песчано-глинистой и глинисто-карбонатных формаций, иногда с небольшой примесью пирокластического материала, редкими покровами вулканитов среднего и основного состава и линзами железистых кварцитов (урикская, далдарминская свиты). В северо-восточной части выступа (Холомхинско-Тойсукский грабен и северо-западная часть Урикско-Ийского) в состав среднепротерозойского комплекса входят толщи кислых вулканитов и туфов с маломощными прослоями и линзами туфокогломератов, туфопесчаников, алевролитов и глинистых сланцев (сублукская свита).

Допозднепротерозойский возраст урикской, далдарминской и сублукской свит определяется перекрытием их с угловым и стратиграфическим несогласием породами ермосохинской и карагасской свит верхнего протерозоя. В зоне байкалид (ранних и поздних) не устанавливается несогласия между образованиями нижнего и среднего протерозоя. Последние представлены здесь в основном карбонатными и терригенно-карбонатными осадками (дербинская, иркутная свиты). Лишь в верхней части разреза

среднего протерозоя выделяется флишеидная толща (уртагольская, жайменская свиты).

Метаморфизм среднепротерозойских образований характеризуется изменчивостью $T - p$ -условий. В Присяянском выступе он достигает условий зеленосланцевой фации, в то время как в Дербинском антиклинории эти породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, а в Окинской и Китойской структурах в основном в эпидот-амфиболитовой фации серии умеренных давлений.

Допозднепротерозойский возраст иркутной и уртагольской свит основывается на структурном несогласии с породами верхнего протерозоя и прорывании их гранитами среднепротерозойского возраста (саганшулутский и хонголдский комплексы). Допозднепротерозойский возраст дербинской и жайменской свит доказывается несогласным перекрытием их породами кувайской серии верхнего протерозоя [368] и проявлением самостоятельного «докувайского» этапа метаморфизма.

Магматические проявления среднего протерозоя в зоне акитканид, т. е. в Присяянском выступе, относительно ограничены. К ним относятся послескладчатые граниты, гранодиориты и граносиениты Саянского комплекса, в различной степени гибридизированные и автотаморфически измененные, сопровождаемые жильными породами. По данным Э. Г. Караевой и других исследователей, формирование саянского комплекса закончилось интенсивными постмагматическими процессами, сопровождаемыми редкометальным оруденением. Нахождение в гальках конгломератов ермосохинской свиты верхнего протерозоя гранитоидов с характерными редкометальными минералами и редкометальных пегматитов определяет верхнюю возрастную границу саянского комплекса.

В зоне байкалид выделяется ряд комплексов складчатых гранитов, близких по времени региональному метаморфизму среднепротерозойских толщ. Это саганшулутский комплекс плагиогранитов и гранодиоритов и хонголдский порфириовидных гранитов, адамеллитов Окинской и Китойской структур, а также дербинский комплекс гранитов, плагиогранитов и пегматоидных гранитов Дербинского антиклинория. К среднепротерозойскому магматическому этапу предположительно относится и бирюсинский комплекс гранитов и пегматитов Бирюсинского горста, галька которых установлена в карагасской свите верхов верхнего протерозоя.

Радиологические данные для пород среднепротерозойского возраста немногочисленны. Они получены главным образом для урикской свиты и саянского комплекса Присяянского выступа, дербинской и жайменской свит и дербинского комплекса гранитоидов Дербинского антиклинория, бирюсинского комплекса гранитоидов Бирюсинской глыбы. Наиболее древние датировки показали среднепротерозойские породы зоны акитканид. Для урикской свиты Урикско-Ийского грабена получены значения в 1770—1690 млн. лет. Возраста, отвечающие позднему протерозою геохронологической шкалы, определены по валовым пробам для пород далдарминской (1090—880 млн. лет), сублукской (1050 млн. лет) и ингашинской (1270 млн. лет) свит в той же структуре.

В зоне байкалид протерозойские датировки для пород среднего протерозоя исключительно редки. В пределы позднего протерозоя укладываются аргоновые значения возраста по валовым пробам сланцев и биотитам для пород зумуриной (1020—746 млн. лет) и битуджинской (1075 млн. лет) свит Хамар-Дабанской структуры и базыбайской свиты (1560—1410 млн. лет) Базыбайской глыбы. Для дербинской свиты Дербинского антиклинория большая часть значений находится в интервале 500—400 млн. лет, лишь определения по амфиболам дали более высокие, позднепротерозойские значения (1240—740 млн. лет). Породы уртагольской свиты южной части Иркутско-Дербинской структуры характеризуются палеозойскими возрастами (500—326 млн. лет).

Преимущественно палеозойскими значениями возраста обладают также магматические породы среднего протерозоя, развитые в структурах байкалид: бирюсинский комплекс в Бирюсинской глыбе — 592—438 млн. лет, хонголдойский в той же структуре — 614—380 млн. лет, дербинский в Дербинском антиклинории — 600—270 млн. лет, саганшulutский — 460—340 млн. лет и хонголдойский — 380—320 млн. лет в Окинской и Китайской зонах. Лишь единичные позднепротерозойские значения получены для гранитоидов бирюсинского (900 млн. лет), дербинского (650 млн. лет) и хонголдойского (830—740 млн. лет) комплексов.

В Присаянском выступе породы саянского комплекса имеют датировки по слюдам и породе в целом главным образом в пределах 1430—1080 млн. лет. Более молодые датировки (вплоть до 430 млн. лет) установлены для гранитоидов и пегматитов, обнажающихся вблизи зоны Саяно-Байкальского разлома.

Различный характер разрезов в структурах аитканид и байкалид проявляется еще более отчетливо в позднем протерозое.

В Присаянском краевом выступе, в пределах Урикско-Ийского грабена, нижняя часть разреза позднепротерозойского комплекса представлена образованиями орогенной молассовой формации: конгломератами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками, сланцами и кварцитами (ермосохинская свита). Базальные конгломераты этой свиты с угловым и азимутальным несогласием залегают на различных горизонтах белореченской свиты раннего протерозоя и урикской и сублукской свитах среднего. Аналогом ермосохинской свиты является калбазыкская свита конгломератов, сланцев и алевролитов с некоторым развитием вулканогенных пород [368].

Верхнюю часть верхнепротерозойского комплекса составляют породы, принадлежащие уже платформенной формации. Это конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, песчаные сланцы, доломиты и известняки карагасской и оселочной свит. Более высокое стратиграфическое положение этих свит основывается на их формационном составе. Кроме того, в районе р. Горхона, по данным А. Л. Додина и других [368], намечается налегание с угловым несогласием карагасской свиты на песчаники ермосохинской. Карагасская и оселочная свиты относятся к верхнему рифею [340].

В структурах байкалид верхнепротерозойские отложения принадлежат к геосинклинальным формациям. В Китайском синклинории и Окинском антиклинории нижнюю часть разреза составляют породы вулканогенно-терригенной формации, а верхнюю — породы карбонатной монгошинской свиты и терригенной дибинской. В основании монгошинской свиты устанавливается структурное и стратиграфическое несогласие [220]. Кажущееся согласное залегание свит является результатом их совместной деформации в последидибинский этап тектонических движений. Докембрийский возраст всех этих пород определяется перекрыванием их (с конгломератами в основании и резким угловым несогласием) породами сархойской свиты нижнего кембрия. В карбонатных толщах монгошинской свиты присутствуют и строматолиты позднепротерозойского возраста.

В центральной и западной частях Восточного Саяна в позднем протерозое формируется комплекс отложений, в составе которого значительную роль играют эффузивные и терригенные образования кувайской серии. Эта серия подразделяется на три свиты: терригенную урманскую, карбонатную манскую и осадочно-вулканогенную бахтинскую. Последовательность свит различными авторами определяется по-разному. Докембрийский возраст кувайской серии надежно устанавливается по соотношению ее с нижнекембрийскими породами: породы серии подстилают нижнекембрийские конгломераты и содержатся в виде галек в последних.

Между кувайской верхнепротерозойской серией и нижнекембрийскими фаунистически охарактеризованными отложениями в северо-западной части Восточного Саяна (Манский синклинорий) выделяется комплекс граувакк, аркозовых песчаников, сланцев, алевролитов, известняков, доломитов, объединяемых в изыкскую серию, которая параллелизуется с карагасско-оселочным комплексом Присаянского выступа [368].

Породы верхнего протерозоя Присаянского выступа не метаморфизованы и претерпели только диагенез. В структурах байкалид метаморфизм большей части верхнепротерозойских пород относится к зеленосланцевой фации. Породы изыкской серии Манского синклинория не подверглись метаморфизму.

Интрузивные породы позднего протерозоя представлены преимущественно гранитоидами. Однако, по данным А. Д. Шелковникова, эффузивам кувайской серии комагматичны также интрузии титаноносных основных и ультраосновных пород лысанского комплекса северного крыла Кизир-Казырского синклинория. Кислый магматизм этого возраста ограничивается только структурами геосинклинального типа развития (амбартагольский или араошойский комплекс в Окинской и Китоийской структурах, сыдинский комплекс в Кизыр-Казырском синклинории). В структурах аakitканид (Присаянский выступ) кислый магматизм в позднем протерозое почти не проявился. Радиологическими методами породы позднего протерозоя изучены недостаточно, к тому же большая часть определений выполнена для гранитоидов Окинского антиклинория. Для верхнепротерозойских пород Присаянского выступа имеются лишь два определения, оба согласующиеся с принятой геохронологической шкалой (1570, 1330 млн. лет по породе, калбазыкская свита). В позднепротерозойский интервал этой шкалы укладываются также некоторые значения, полученные аргоновым методом по породе в целом и биотитам сланцев окинской (1200 млн. лет) и монгошинской (710—870 млн. лет) свит Окинского антиклинория, а также по серициту (750 млн. лет) и амфиболу (1130 млн. лет) пород кувайской серии Дербинского антиклинория. Все остальные датировки для метаморфических пород верхнепротерозойского комплекса отвечают палеозою.

Гранитоиды амбартагольского (араошойского) комплекса характеризуются также преимущественно палеозойскими значениями возраста биотитов и амфиболов (380—310 и 600—300 млн. лет соответственно), лишь два значения, полученные по амфиболам (1210, 1050 млн. лет), находятся в соответствии с геологическими данными о позднепротерозойском возрасте этих пород.

В проведенных геохронологических исследованиях имеется ряд существенных недостатков. Так, до настоящего времени не все комплексы пород, несмотря на многочисленность определений, охарактеризованы одинаково и с достаточной полнотой. К тому же большая часть определений выполнена аргоновым методом по слюдам и амфиболам. Имеются лишь два определения стронциевым изохронным методом для архейских пород Присаянского выступа и Онотско-Бельской глыбы. Еще более ограничены данные, полученные свинцово-изохронным методом (одно определение для пегматитов, залегающих в породах слюдянской толщи архея Тункинско-Хамар-Дабанской глыбы [114]). Все это снижает достоверность выводов о возрасте комплексов и о том, какие процессы датируют значения, получаемые аргоновым методом по различным минералам.

Имеющиеся в нашем распоряжении определения возраста позволяют сделать следующие выводы.

1. Датировки, отвечающие временному интервалу геохронологической шкалы, к которому отнесены на основании геологических данных соответствующие комплексы [207], встречаются редко. Большая часть значений отвечает более молодым временным интервалам.

2. В зоне акитканид (Присаянский краевой выступ) согласующиеся аргоновые датировки по амфиболам и реже по биотитам и породе в целом установлены для пород средне- и позднепротерозойского и в незначительном количестве раннепротерозойского комплексов. В зоне байкалид такие датировки исключительно редки и получены только для пород верхнепротерозойского комплекса. Для среднепротерозойских образований согласующиеся значения по амфиболам установлены лишь в Базыбайской глыбе.

Анализ несогласующихся аргоновых датировок по слюдам показывает следующее:

1. Одновозрастные комплексы, обнажающиеся в разновозрастных структурах, характеризуются различными датировками. Так, для архейских пород в Присаянском краевом выступе, т. е. в акитканидах, установлены значения по слюдам в интервале 1800—1500 млн. лет, в Бирюсинском горсте (ранние байкалиды) 600—500 млн. лет, в глыбах в зонах поздних байкалид — в Тункинско-Хамар-Дабанской 500—400 и Онотско-Бельской 350—250 млн. лет.

2. Разновозрастные плутонические комплексы в пределах одной структуры или в ряде одновозрастных характеризуются одинаковыми значениями возраста биотитов. Так, в Присаянском выступе для биотитов из архейских, ранне- и среднепротерозойских пород наблюдается узкий интервал значений (1800—1500 млн. лет). В Окинской и Китайской структурах протерозойские и палеозойские образования характеризуются значениями возраста слюд в интервале 300—400 млн. лет.

3. Несогласующиеся значения, как показали предшествующие исследования [207], располагаются закономерно, образуя пояса и зоны. На территории Восточно-Саянской складчатой области выделяются средне-, позднепротерозойский и палеозойский пояса. Каждый из поясов характеризуется распространением биотитовых датировок соответственно древнее 1500, 800 и 220 млн. лет при максимумах значений, попадающих во временные интервалы рассматриваемых периодов геохронологической шкалы.

Среднепротерозойский возрастной пояс охватывает центральную часть территории Присаянского краевого поднятия (Шарыжалгайский выступ), сложенную архейскими и раннепротерозойскими комплексами и представлявшую собой уже в среднем протерозое область поднятия и размыва. В пределах пояса выделяются две зоны. Первая (зона «а»), характеризующаяся возрастными значениями древнее 1700 млн. лет с максимальным количеством (более 70%) в интервале 1700—1800 млн. лет, включает большую часть поднятия; вторая (зона «б») вытянута вдоль северной границы Онотского грабена, сложенного нижнепротерозойскими породами, и на востоке вдоль Холамхинского разлома, прослеживающегося внутри архейского комплекса. Главная часть значений для архейских и нижнепротерозойских пород этой зоны приходится на интервал 1500—1700 млн. лет.

Позднепротерозойский пояс охватывает юго-восточную и восточную часть Присаянского поднятия. В отличие от центральной части поднятия эта территория в среднем протерозое являлась областью наложенного прогиба, в котором накопились формации, переходные от геосинклинальных к платформенным. После складчатости и внедрения гранитоидов на границе среднего и позднего протерозоя, которые приводят к консолидации этой территории, она совместно с Шарыжалгайским выступом образует поднятие, в пределах которого в начале позднего протерозоя (раннем рифее?) происходит накопление моласс завершающих стадий развития геосинклинали. В позднем рифее («карагасско-оселочное» время) на этой территории устанавливается уже типично платформенный режим и начинается формирование платформенного чехла.

В пределах позднпротерозойского пояса не получаются аргонные датировки по биотитам менее 800 млн. лет. Здесь также намечаются две зоны. Первая (зона «а», древнее 1100 млн. лет) охватывает территорию Урикско-Ийского грабена. Датировки по биотитам из нижне- и среднепротерозойских пород не образуют четко выраженного максимума, варьируя от 1100 до 1530 млн. лет. Некоторые мусковиты и амфиболы из нижнепротерозойских пород показывают более древний возраст (от 1800 до 2080 млн. лет соответственно). Вторая (зона «б», древнее 800 млн. лет) располагается южнее первой, включая территорию между Хульцайским и Саяно-Байкальским разломами, сложенную архейскими и нижнепротерозойскими породами. Возраст биотитов из этих пород характеризуется значениями 800—1290 млн. лет.

Палеозойский возрастной пояс охватывает территорию к югу от Саяно-Байкальского разлома, т. е. территорию ранних и поздних байкалид и каледонид. Этот пояс подразделяется на ряд зон, в пределах которых разновозрастные породы имеют свивелированные возрастные значения по биотитам. Зона «а» (древнее 500 млн. лет, преобладают значения в пределах 500—600 млн. лет) располагается в пределах Бирюсинского горста, сложенного архейскими, нижне- и среднепротерозойскими (?) образованиями и представляющего собой, по-видимому, структуру акитканид, переработанную в раннебайкальскую фазу складчатости (ранние байкалиды). Зона «б» (древнее 400 млн. лет, максимум значений по биотитам в интервале 400—500 млн. лет) включает Дербинский антиклинорий, сложенный нижне-, средне- и верхнепротерозойскими породами, и южную часть Тункинско-Хамар-Дабанской глыбы архейских пород. В зону «в» (древнее 300 млн. лет, максимум значений в интервале 300—400 млн. лет) входят территории Шутхулайской и северной части Тункинско-Хамар-Дабанской глыб архейских пород, Оквинского антиклинория и Китоиского синклинория, в строении которых участвуют метаморфические и магматические породы нижне-, средне- и верхнепротерозойского ярусов, интродуцированных основными и кислыми породами кембрийского возраста. Наконец, четвертая зона «г» (древнее 220 млн. лет; максимум биотитовых датировок в интервале 250—350 млн. лет) охватывает территорию Олотско-Бельской глыбы, сложенную преимущественно породами архейского комплекса.

В пределах территории, входящей в состав зон «б», «в» и «г», обнаружены преимущественно протерозойские складчатые сооружения, сформированные в позднебайкальскую фазу складчатости (450—550 млн. лет), и архейские, интенсивно переработанные в ту же фазу складчатости. Палеозойские породы слагают здесь верхний структурный ярус байкалид. Нижний подъярус его образован раннекембрийскими неметаморфизованными вулканогенно-осадочными формациями переходного ряда (от геосинклинального к платформенному), накопление которых происходило в наложенных, приразломных прогибах. С формированием нижнего подъяруса связано интенсивное проявление магматизма, приведшего к окончательной консолидации региона. Верхний подъярус слагают грубообломочные породы молассовой формации позднекембрийского — ордовикского (?) возраста, относимые к типу поздних или послеинверсионных моласс [207]. Начиная с этого времени территория к югу от Саяно-Байкальского разлома представляет собой область завершенной складчатости или молодой платформы.

Таким образом, анализ датировок по биотитам в истории развития Восточно-Саянской складчатой области показывает, что максимумы значений по биотитам приходятся на интервал, соответствующий переходу данной структуры в область завершенной складчатости.

ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Енисейский кряж является докембрийской складчатой структурой, обрамляющей с юго-запада Сибирскую платформу. В орографическом отношении он выражен среднегорной возвышенностью со сглаженными формами рельефа и протягивается по правобережью р. Енисея почти на 700 км от Транссибирской железнодорожной магистрали на юге до р. Подкаменной Тунгуски на севере.

От Сибирской платформы Енисейский кряж отделен краевым разломом, от Западно-Сибирской плиты — крутым тектоническим уступом, хорошо выраженным в рельефе. На юге он оборван системой пересекающихся разломов субширотного и субмеридионального простираний и перекрыт осадочным покровом Канско-Тасеевской и Рыбинской впадин. Севернее устья Подкаменной Тунгуски кряж погружается под отложения чехла Западно-Сибирской плиты.

В геологическом строении Енисейского кряжа главенствующая роль принадлежит докембрийским образованиям. Они образуют здесь пять разновозрастных структурных комплексов: архейский, ранне-, средне-протерозойский и два позднепротерозойских, которые отделены друг от друга несогласиями и характеризуются различными формациями, метаморфизмом, складчатостью, отношением к гранитизации и т. д.

Разработка стратиграфии раннего докембрия Енисейского кряжа базируется на работах Ю. А. Кузнецова, Г. И. Кириченко, Ю. И. Парфенова, Ю. Н. Глазырина, Е. И. Врублевича, Т. Я. Корнева, Ю. М. Артемова, М. И. Волобуева и других исследователей. По их данным, ранний докембрий подразделяется на архей (древнее 2500 млн. лет), ранний (2500—1800 млн. лет) и средний (1800—1500 млн. лет) протерозой.

Образования архейского возраста развиты в двух территориально разобщенных структурных зонах: Южно-Енисейском краевом поднятии (канская серия) и Северо-Енисейской глыбе (гаревская серия; выделяется впервые).

Отложения канской серии распространены в междуречье Кан — Шилка, где они вместе с нижнепротерозойской енисейской серией образуют Южно-Енисейское краевое поднятие. Канская серия сложена глубокометаморфизованными гнейсами, сланцами и blastsитами, которые впервые были изучены и обстоятельно описаны Ю. А. Кузнецовым [180]; автор выделил их под названием канского метаморфического комплекса архейского возраста. Позже в работах геологов Красноярского геологического управления этот комплекс получил название канской серии. По объему она соответствует комплексу и подразделяется на три толщи (снизу вверх): кузнецовскую, атамановскую и калантатскую [50, 282].

На основании анализа имеющихся геологических материалов и многолетних личных исследований нами показано, что действительная последовательность свит в разрезе канской серии обратная приведенной выше [365]. В последующем эта точка зрения получила признание подавляющего большинства геологов. Вызывала беспокойство слабая обоснованность выделения калантатской толщи как самостоятельной стратиграфической единицы, так как геолого-петрографические и стратиграфические критерии для этого были недостаточно убедительны, а территориальное распространение свиты ограничено лишь небольшим участком в устье р. Немкиной. Как показали новейшие геолого-петрографические исследования, проведенные нами в связи с составлением карты регионального метаморфизма данной территории, сомнения эти оправдались: породы,

относившиеся к калантатской толще, оказались диафоритами амфиболитовой фации метаморфизма, развившимися по породам атамановской и отчасти кузеевской толщ. В связи с этим калантатская толща исключена из дальнейшего рассмотрения в качестве самостоятельной стратиграфической единицы в разрезе архея Енисейского края.

Атамановская толща залегает в основании архея южной и центральной частей Южно-Енисейского краевого поднятия (рис. 19, А). Субстрат,

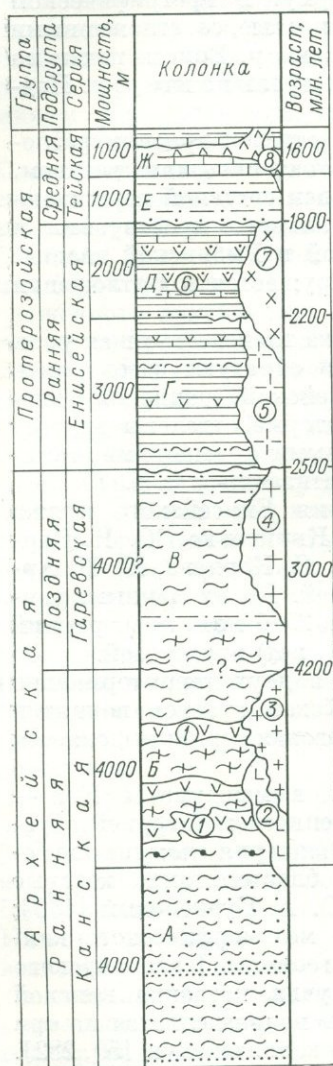


Рис. 19. Схематический стратиграфический разрез раннего докембрия Енисейского края с указанием положения в нем магматических комплексов.

А — атамановская толща (гранат-кордиерит-биотитовые, гранат-полевошпатовые и реже гранат-гиперстен-плаггиоклазовые гнейсы с подчиненными прослоями гиперстен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и кварцитов); Б — кузеевская толща (гиперстен-гранатовые, гиперстен-плаггиоклазовые, гранат-полевошпатовые и кордиерит-гранатовые гнейсы и двупироксеновые кристаллические сланцы; сверху прослой железистых кварцитов); В — гаревская серия нерасчлененная (пироксеновые кристаллические сланцы, биотит-гранат-пироксеновые гнейсы, кварциты, биотитовые гнейсы; сверху прослой мраморов); Г — шумихинская толща (биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с редкими прослоями кварцитов и амфиболитов); Д — шумихинская толща (биотит-амфиболитовые, биотит-гранат-амфиболитовые гнейсы и сланцы с подчиненными прослоями мраморов и кварцитов); Е — свита хр. Каршинского (кианит-ставролит-биотитовые, кианит-силлиманит-кордиеритовые, ставролит-биотит-кианит-силлиманитовые и другие кристаллические сланцы); Ж — пенчугинская свита (графитистые мраморы, мраморизованные известняки доломиты, биотит-диопсид-клиноцоизитовые и другие кристаллические сланцы).

Магматические комплексы (цифры в кружках): 1 — кузеевский спилитов и диабазов; 2 — кимбирский габбро-норитов, норитов и анортозитов; 3 — богунаевский гнейсо-гранитов и чарнокитов; 4 — кужетский гнейсо-гранитов и перматитов; 5 — киликийский плаггиогранитов, гранодиоритов и подчиненных им гранитов; 6 — юдинковский диабазов, габбро-диабазов, спилитов, кератофиров; 7 — таракский гранитных батолитов и мигматитов; 8 — комаровский диабазов и габбро-диабазов. Значения возраста (млн. лет) определены следующими методами: 1600 — аргоновым; 1800 — свинцовым; 2500 — изохронными урано-свинцовым и стронциевым; 4200 — свинцово-изохронным.

на котором она накапливалась, не известен. На севере она перекрыта более молодыми отложениями и обнажается лишь в ядрах антиклиналей и куполовидных структур. В пределах района можно выделить две полосы развития атамановской толщи. Первая, наиболее широкая и выдержанная, устанавливается в восточной части поднятия, к западу от Таракского гранитного массива; вторая оконтуривает поднятие с запада, охватывая бассейн нижнего течения р. Кана; отсюда она со значительными перерывами прослеживается в более северные участки.

Для атамановской толщи (мощность ее около 4 км) характерно ритмично-слоистое строение. В основании залегает светло-розовый полевошпатовый кварцит или кварцито-гнейс; выше он сменяется гнейсом с боль-

шим содержанием биотита и кварца; по направлению к кровле слоя в породе уменьшается количество кварца, увеличивается содержание биотита и появляется гранат. Верхний элемент ритма представлен темно-серым, почти черным гнейсом существенно кордиеритового состава, иногда гранат-силлиманит-биотитовым гнейсом. Выше по четкой неровной границе идет следующий ритм. Выделяются по крайней мере два порядка ритмов. Мощность первого, описанного выше, варьирует от 0,3 до 1,5 м, второго — от 3 до 10 см. Изучение ритмичной слоистости показывает, что в большинстве случаев толща находится в нормальном залегании.

Плоскопараллельная текстура гнейсов совпадает со слоистостью. Метаморфизм атамановской толщи отвечает гранулитовой фации низких давлений. Кроме того, толща неравномерно, но достаточно сильно мигматизирована и гранитизирована. В мигматизированных и гранитизированных участках ритмично-слоистое строение утрачивается.

Ритмично-слоистый характер толщи, наличие в составе кварцитов, иногда с реликтовой обломочной структурой, появление таких минералов, как кордиерит, силлиманит, шпинель свидетельствуют об образовании толщи путем метаморфизма осадочных пород, представлявших собой ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и высокоглиноземистых аргиллитов. Вулканогенные породы в составе толщи играют незначительную роль. Вероятно, за счет их возникли прослой гиперстен-плагноклазовых кристаллических сланцев, присутствующих в верхах толщи.

Кузеевская толща (рис. 19, Б) мощностью около 4 км согласно залегает на атамановской и прослеживается в пределах Южно-Енисейского краевого поднятия от р. Кана на юге до р. Ягодкиной на севере. Выходы ее в южной части приурочены к Богунаевскому синклинорию; в северной она распространена повсеместно. Преобладающими породами являются гиперстен-гранатовые и гиперстен-плагноклазовые гнейсы, иногда с кордиеритом и силлиманитом. Реже встречаются гранат-полевошпатовые и кордиерит-гранатовые гнейсы и двупироксеновые кристаллические сланцы. Чрезвычайно характерным компонентом толщи являются мелкие тела чарнокитов. В верхах толщи имеются прослой железистых кварцитов. Отмечается наличие небольших тел габбро-норитов и пироксенитов с постепенными переходами к двупироксеновым кристаллическим сланцам и пироксен-плагноклазовым гнейсам, сохраняющим местами реликтовую офитовую структуру. По химическому составу сланцы соответствуют основным магматическим породам. На этом основании предполагается, что первоначально кузеевская толща была представлена вулканическими породами основного состава при подчиненном развитии терригенного материала. Железистые кварциты, по Ю. Ир. Половинкиной [298], изучавшей их в докембрии Украинского щита, можно рассматривать «как аналоги кремнистых сланцев и яшм в геосинклиналях более молодых подвижных поясов», где они образуются при подводных лавовых излияниях и тесно ассоциируют со спилитами.

Метаморфизм пород кузеевской толщи подобно метаморфизму атамановской проходил в условиях гранулитовой фации, но при более высоком давлении, соответствующем, вероятно, алданской, а местами и сутамской фациям глубинности [208]; об этом свидетельствует появление устойчивого парагенезиса силлиманита с гиперстеном, характерного для самых глубинных регионально метаморфических образований. Мигматизация и гранитизация кузеевской толщи слабее атамановской, хотя участками наблюдаются и типичные мигматиты.

Среди магматических образований архейского возраста в Южно-Енисейском краевом поднятии известны спилито-диабазовая, габбро-анортозитовая и гранитоидно-чарнокитовая ассоциации, которым соответствует кузеевский, кимбирский и богунаевский комплексы (рис. 19, 1—3).

Породы спилито-диабазовой формации превращены в кристаллические сланцы и гнейсы, краткая характеристика которых приведена выше. Согласно залегание этих пород с метаморфическими первично-осадочными образованиями и пересечение их всеми более поздними интрузиями позволяют отнести их к числу наиболее древних изверженных пород района, связанных с доскладчатой стадией развития архейской геосинклинали.

В составе габбро-анортозитовой формации преобладают габбро-нориты, нориты и анортозиты; подчиненное значение имеют габбро и пироксениты. Наиболее крупные тела известны в северной и центральной частях краевого поднятия, мелкие — распространены повсеместно. По форме залегания это пластовые залежи и лакколиты, смятые в складки совместно с вмещающими породами. Наиболее крупные массивы (Зимовейнинский, Шиверный) дифференцированы.

С породами габбро-анортозитовой формации связано ильменитовое оруденение. Т. Я. Корнев [162] выделяет два типа руд: сингенетичные вкрапленные руды и позднемагматические рудные залежи. Рассматриваемая ассоциация характерна только для архейского этапа развития района и нигде среди более молодых образований не встречается.

Гранитоидно-чарнокитовая ассоциация представлена чарнокитами, плагиогранитами, гнейсо-гранитами и пегматитами. Впервые чарнокиты в Енисейском кряже были описаны Ю. А. Кузнецовым [180], выделившим среди них две разновидности — богуниты и кузеевиты.

Богуниты образуют мелкие послонные и линзовидные бескорневые тела, невыдержанного состава, изобилующие реликтами вмещающих гнейсов и сланцев кузеевской толщи. Наиболее распространенные разновидности богунитов содержат, %: ромбический и моноклинный пироксен — 10—25, плагиоклаз (андезин или лабрадор) — 40—60, кварц — 20—30, калиевый полевой шпат — 3—10, немного граната, биотита и роговой обманки. По внешнему виду — это зеленовато-серые, средне- или крупнозернистые породы массивной или гнейсовидной текстуры. Богуниты переходят в массивные лейкократовые гранитовидные породы, суммарное содержание цветных минералов в которых не превышает 10%.

Кузеевиты в отличие от богунитов образуют небольшие (до 4 км²) массивы с секущими контактами, не оказывающие контактового воздействия на вмещающие гнейсы и кристаллические сланцы и не обнаруживающие признаков закалки в зоне эндоконтакта. В площадном распространении они ограничены бассейнами рек Большой и Малой Кузеевых. Наиболее распространенной разновидностью этих чарнокитов являются грубозернистые серые массивные породы с порфиroidной структурой, обусловленной развитием крупных (до 2 см) порфиробластов калиевого шпата. Минералогический состав, %: микроклин — 40—60, плагиоклаз — 10—20, кварц — 15—25, гиперстен — 5—15. Иногда присутствует гранат. Из акцессорных содержат монацит, циркон, апатит и магнетит.

В бассейне р. Малой Кузеевой (скала «Паровоз») крупнозернистые чарнокиты прорываются жилами чарнокит-аплитов небольшой мощности. Следов их контактового воздействия на вмещающие породы не отмечено. Качественный состав жильных пород такой же, как и кузеевитов, но структура более мелкозернистая.

Богуниты и кузеевиты являются продуктами гранитизации основных кристаллических сланцев и гнейсов. У кузеевитов этот процесс зашел глубже, вплоть до образования палингенных расплавов, способных к инъекции во вмещающие толщи.

Гнейсо-граниты и плагиограниты слагают жильные тела в гранулитовых мигматитах. Иногда они наблюдаются в виде включений в более молодых гранитах. Завершается процесс архейского магматизма внедрением пегматитовых жил, секущих все предыдущие комплексы.

Определения возраста архейских образований проводились аргоновым, стронциевым и свинцовым методами.

Для гнейсо-гранитов, обнажающихся по правобережью р. Кана, у о. Кужет, и пегматоидной жилы, секущей гнейсы канской серии у шиверы Каренькой, Э. Г. Герлинг и Ю. М. Артемов [72] изохронным стронциевым методом установили возраст 2550 млн. лет. Свинцово-изохронным методом по свинец-свинцовому отношению для микроклина из тех же объектов нами получен возраст 2500 млн. лет, а для мигматизированных гнейсов канской серии по методу Аренса—Везерилла — 2450 млн. лет. Все эти даты хорошо между собой согласуются и надежно фиксируют верхний возрастной предел канской серии в 2450—2550 млн. лет. Радиологические данные хорошо увязываются с геологическими наблюдениями и свидетельствуют об архейском возрасте канской серии.

Существенный интерес представляют также данные возраста, полученные по циркону и монациту из чарнокитов бассейна р. Кузеевой; возраст их определен графически, по методу Ф. Дж. Хаутерманса, в 4200 ± 500 млн. лет. Авторы пока воздерживаются от каких-либо геологических выводов, вытекающих из анализа этой даты, до ее дальнейшего подтверждения.

Что касается возрастных значений, полученных аргоновым методом по слодам из гнейсов канской серии и рвущим их древнейшим гнейсо-гранитам, то все они оказываются резко омоложенными по сравнению с вышеприведенными и варьируют от 460 до 1380 млн. лет, отражая более поздние наложенные процессы.

Гаревская серия (рис. 19, В) широко распространена в западной части Енисейского кряжа в бассейнах рек Кана, Тиса, Гаревки, Верхней Сурнихи, отчасти Исаковки, Нижней Сурнихи и Кутукаса. В геосинклинальном комплексе рифеид она совместно с нижне- и среднепротерозойскими образованиями слагает жесткую структуру типа среднего массива или глыбы, которую, исходя из географического положения, целесообразно именовать Северо-Енисейской. Глыба имеет сложное строение, обусловленное наличием несогласий между разновозрастными сериями, разным характером их метаморфизма и дислоцированности, наложением грабенов, выполненных позднепротерозойскими и кембрийскими осадками, и т. д.

Породы гаревской серии являются полиметаморфическими образованиями, о чем свидетельствует широкое развитие реакционных взаимоотношений между минералами и наличие blastomylonitовых структур. В силу этих причин исходный состав и начальный метаморфизм пород восстанавливаются с трудом. Намечаются четыре последовательных этапа метаморфических преобразований пород серии. Наиболее ранним был этап прогрессивного регионального метаморфизма. Он же, судя по редким реликтам минералов и их парагенетическим ассоциациям, был и наиболее высокотемпературным, соответствовавшим, вероятно, гранулитовой фации.

Последующие этапы носили регрессивный характер и проявлялись последовательно в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

О первичном составе метаморфических пород гаревской серии можно судить по их сохранившимся реликтам в приенисейской полосе, где они представлены пироксеновыми кристаллическими сланцами, биотит-гранат-пироксеновыми гнейсами и кварцитами. В бассейнах среднего течения рек Гаревки и Тиса суперкрупные породы практически отсутствуют; наблюдаются лишь реликты гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов.

Положение гаревской серии в разрезе докембрия Енисейского кряжа до сих пор в литературе не обсуждалось, ибо как таковая эта серия выделяется впервые. Отложения же, включаемые в нее разными

исследователями, относились то к рифею [99, 338], то к среднему [148] или раннему протерозою [44] *.

Новейшие исследования показывают, что возраст гаревской серии дораннепротерозойский. Широкое проявление в породах серии наложенных деформаций и диафтореза в условиях, изофациальных с региональным метаморфизмом нижнепротерозойских толщ, позволяет рассматривать ее в качестве выступа архейского фундамента.

Гаревская серия прорывается гранитоидами Киликейского и Гаревского массивов, имеющих возраст по данным свинцово-изохронного метода соответственно 2200 ± 400 и 1750 ± 100 млн. лет. Возраст циркона, выделенного из гнейсов самой серии, по данным свинцового метода достигает 3—3,5 млрд. лет. Таким образом, архейский возраст гаревской серии вытекает из анализа как геологических, так и радиологических данных, однако достоверное положение серии в соответствующей части разреза архея Енисейского кряжа остается неясным. Представляется, что она залегает на канской серии и перекрывается нижнепротерозойской енисейской серией, отвечая, таким образом, верхнему архею. Это предположение нуждается в дальнейшем уточнении. Все аргоновые значения возраста, полученные по биотитам, выделенным из пород гаревской серии, колеблются в пределах 580—740 млн. лет.

Породы раннепротерозойского возраста распространены в пределах тех же структурных зон Енисейского кряжа, что и архейские, т. е. в Южно-Енисейском краевом поднятии и Северо-Енисейской глыбе. В пределах Ангаро-Канской части кряжа они впервые были выделены и описаны Ю. А. Кузнецовым [179] под названием енисейского метаморфического комплекса раннепротерозойского возраста. Позже в работах Ю. И. Парфенова, Е. И. Врублевича и других исследователей этот комплекс получил название веснинской серии, что надо признать неудачным. Некоторые геологи (Л. И. Антоновская, С. Г. Петров и другие) высказывали сомнения по поводу раннепротерозойского возраста енисейского комплекса, считая его глубокометаморфизованным аналогом более молодых рифейских образований. Прорывание этих толщ гранитоидами таракского комплекса (рис. 19, 7) с возрастом 1800 ± 100 млн. лет и отдельными гранитными жилами с возрастом 2150 млн. лет подтвердило их принадлежность к раннему протерозою [365].

В Заангарской части Енисейского кряжа стратиграфические аналоги енисейского комплекса выделены нами [44]. В их состав ранее включались как собственные раннепротерозойские толщи, так и более древние породы гаревской серии, поскольку верхний возрастной предел тех и других определялся 1750 млн. лет (возраст рвущих гранитов Гаревского массива), а критериев для внутреннего возрастного расчленения толщ не было.

В настоящее время в связи с выделением гаревской серии в качестве самостоятельной стратиграфической единицы, относимой к архею, площадь распространения раннепротерозойских образований в Заангарье значительно сузилась. Эти образования наблюдаются здесь либо в виде тектонических клиньев, зажатых среди диафторированных архейских пород, либо выполняют узкие синклиналильные прогибы северо-западного простирания. К прогибам приурочены гранитоидные массивы раннепротерозойского возраста — Гаревский, Киликейский и др.

Енисейская серия (мощность около 4—5 км) подразделяется на две толщи, хорошо прослеживаемые в пределах всего кряжа: шилкинскую (нижнюю) и шумихинскую (верхнюю) (рис. 19, Г и Д).

Шилкинская толща сложена биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами с редкими прослоями кварцитов и амфиболитов. Гнейсы часто

* Имеются в виду возрастные рубежи подразделений докембрия по геохронологической шкале СССР 1964 г.

фельдшпатизированы и мигматизированы. На архейских образованиях эта толща залегает с угловым и структурным несогласиями.

Наиболее типичными породами шумихинской толщи являются амфиболиты, биотит-амфиболовые, биотит-гранат-амфиболовые сланцы и гнейсы. Им подчинены мраморы, кварциты, кератофиры. Гранитизация для шумихинской толщи менее характерна, чем для шилкинской.

Метаморфизм пород енисейской серии в пределах всего Енисейского кряжа однотипен и отвечает амфиболитовой фации.

Магматические образования раннепротерозойского возраста принадлежат спилит-диабазовой, плагиогранитовой и гранит-батолитовой формациям.

К спилит-диабазовой формации в качестве конкретной ассоциации относится юдинковский комплекс (рис. 19, б). Породы, слагающие его, представлены амфиболитами, амфиболитизированными диабазами и габбро-диабазами, метаморфизованными кератофирами и серпентинитами. Последнии две разновидности пород играют резко подчиненную роль. Наиболее полно комплекс развит в Южно-Енисейском кряже, где его породы приурочены к шумихинской толще. Эта толща оконтуривает с запада блок архейских пород канской серии и в районе пос. Предивинск, перейдя на левобережье Енисея, скрывается под чехлом отложений Западно-Сибирской плиты. Северо-западнее, на продолжении этой толщи, располагается крупная магнитная аномалия Канской впадины, прослеживаемая примерно на 500 км по простиранию и на 100—150 км в ширину [322]. Учитывая, что раннепротерозойские вулканогенные формации мира часто обогащены рудами железа, можно предположить, что и Канская аномалия обусловлена присутствием погребенных залежей магнитного железняка.

Если это предположение справедливо, то оно позволяет одновременно наметить структурно-формационные зоны раннепротерозойской геосинклинали, а именно: вдоль западной окраины Енисейского кряжа и в смежных районах Западно-Сибирской плиты выделить прогиб, развивавшийся по эвгеосинклинальному профилю, а к востоку от него — миогеосинклинальную зону.

Плагиогранитовая формация представлена киликейским комплексом (рис. 19, 5), который объединяет ряд массивов в бассейнах рек Киликеи (Северной), Кии и Вятки; они сложены плагиогранитами, гранодиоритами, и подчиненными им гранитами, выходы которых приурочены к Северо-Енисейской глыбе. Вмещающими породами являются диафориты гаревской серии или гнейсы шилкинской толщи нижнего протерозоя, с которыми плагиограниты имеют активные контакты. Чаще всего в контакте происходит интенсивная мигматизация вмещающих пород. Наблюдается общее региональное согласие вытянутости массивов с преобладающим простиранием нижнепротерозойских толщ. Из всего комплекса более или менее удовлетворительно изучен Киликейский массив в Заангарье. Он имеет клиновидную форму, суживающуюся в северо-западном направлении. На юго-востоке он срезан крупным разломом, по которому контактирует с более молодым Рязановским гранитным массивом (850 ± 60 млн. лет).

Формирование Киликейского массива представляется одноактным процессом, если не считать даек мелкозернистых жильных гранитов и пегматитов. Массив окружен ореолом послойных мигматитов, дающих непрерывные и часто незаметные переходы к вмещающим метаморфическим толщам. По мере удаления от контакта массива к его центру наблюдается последовательная смена гранодиоритов и плагиогранитов гранитами, что свидетельствует о явной зависимости состава массива от состава вмещающих пород.

Возраст массива по данным свинцового метода для циркона амфибол-биотитового гранита равен 2200 ± 400 млн. лет, тогда как аргоновый возраст биотита из плагиогранита достигает только 750—890 млн. лет.

В Южно-Енисейском краевом поднятии к этой формации относятся пока небольшие жильные тела гнейсо-гранитов с возрастом 2150 млн. лет. Окончательное уточнение объема и возраста формации — дело дальнейших исследований.

Образование гранитоидов киликейского комплекса приурочено, по-видимому, к средней стадии развития раннепротерозойской геосинклинали и в своем геотектоническом выражении соответствует примерно этапу частной инверсии геосинклиналей неохрона.

Гранитоидно-батолитовая формация раннепротерозойского возраста представлена таракским комплексом (рис. 19, 7). В состав его входят Таракский, Усть-Немкинский, Березовский, Сокаревский, Гаревский массивы и ряд более мелких. В Ангаро-Канском районе они приурочены к антиклинальным структурам Южно-Енисейского краевого поднятия и размещены среди атамановской толщи архея. Вдоль контактов массивы часто сопровождаются зонами агматитов, свидетельствующих о контролирующем влиянии на их размещение разрывной тектоники. Контактное

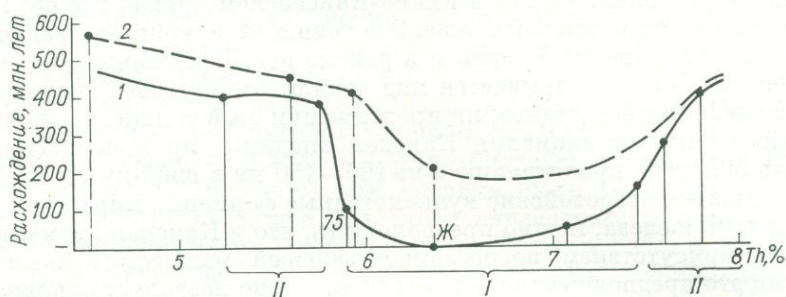


Рис. 20. Диаграмма зависимости расхождений значений возраста, полученных по отношениям Pb^{207}/Pb^{206} и Pb^{208}/Th^{232} , от содержаний тория и урана в монаците.

I — область истинных значений возраста монацита по отношению Pb^{208}/Th^{232} при содержании $U > 0,24\%$; II — то же, заниженных значений.
1 — кривая для монацитов при содержании $U > 0,24\%$, 2 — то же, при $U \leq 0,24\%$.

воздействие на вмещающие породы выражается в инъекционном метаморфизме последних, широком развитии процессов гранитизации и замещении минеральных ассоциаций гранулитовой фации метаморфизма ассоциациями амфиболитовой фации. Нередко мигматиты наблюдаются и вне видимой связи с гранитоидными массивами, образуя целые мигматитовые поля, ориентированные в северо-западном направлении.

В формировании и строении гранитоидных массивов таракского комплекса устанавливаются две фазы, не считая фазы жильных пород. В составе массивов преобладают граниты, щелочные граниты, плагиограниты и мигматит-граниты. С ними генетически связана редкометалльная минерализация.

По породам и минералам комплекса имеется большое количество определенных возрастов различными методами. Наибольший интерес представляют результаты свинцового метода, полученные на 14 монацитах, 8 цирконах и 5 ортитах. Лучшая сходимость значений по разным изотопным отношениям получается, как обычно, по монацитам. По цирконам и ортитам обнаруживается большой разброс значений возраста. В большинстве случаев распределение расходящихся возрастных величин (20 проб) подчиняется неравенству $Pb^{207}/Pb^{206} > Pb^{207}/U^{235} > Pb^{206}/U^{238} > Pb^{208}/Th^{232}$, свидетельствующему о преимущественной потере минералами свинца. При этом по первому отношению значения возраста для разных проб получаются хорошо согласованными между собой и составляют в среднем 1830 ± 100 млн. лет. По другим отношениям они более

разбросаны и средняя величина их ниже действительного возраста соответствующего объекта. Наибольшая разница в возрастах получается между значениями по отношениям Pb^{206}/U^{238} и Pb^{208}/Th^{232} , Pb^{207}/U^{235} и Pb^{208}/Th^{232} , меньшая — между Pb^{207}/U^{235} и Pb^{206}/U^{238} . Это свидетельствует о том, что вынос свинца из минералов сопровождался частичной потерей урана, торий же вел себя более инертно.

Сравнение содержаний урана и тория и значений возраста для монацитов показывает, что наиболее близкие значения возраста по свинец-свинцовому и ториево-свинцовому отношениям получаются в интервале содержания 5,6—7,5% тория и более 0,24% урана, в остальных случаях

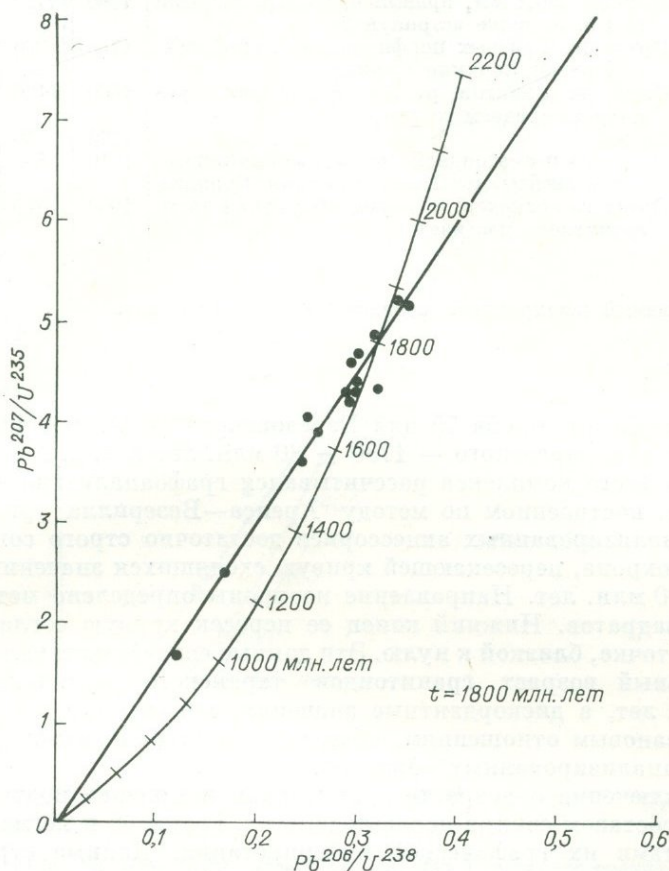


Рис. 21. График возраста гранитоидов таракского комплекса (без Гаревского массива).

величины возраста по ториевому отношению оказываются уменьшенными (рис. 20). Из рис. 20 видно, что кривая, построенная для монацитов с низким содержанием урана ($U \leq 0,24\%$), располагается выше кривой монацитов с нормальным и повышенным его содержанием, отражая тем самым больший разброс значений возраста для монацитов, обедненных ураном. Однако принципиальное поведение обеих кривых остается достаточно согласованным, что свидетельствует об общей физико-химической причине изменения минералов, проявившейся лишь в разных случаях по-разному глубоко.

В ряде случаев по монацитам и цирконам получены значения возраста, совпадающие по всем изотопным отношениям. Такие пробы могут рассматриваться как реперные для суждения о действительном возрасте гранитоидов соответствующего массива (проба Ж для Таракского массива —

Возраст * Гаревского гранитного массива по данным свинцового метода, млн. лет

Номер пробы	Минерал, место взятия пробы	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²
150-1	Циркон >0,1 мм, правый приток р. Гаревки (в 1,5 км ниже астропункта)	1760	1720	1710	2400
020	Ортит из красных порфиroidных гранитов, р. Правая Верхняя Сурниха	1760	960	1210	800
06/65	Ортит из гранитов, р. Левая Верхняя Сурниха (в среднем течении)	1900	1120	1420	850
31/65	То же	1770	830	1120	830
1/65	Ортит из пегматоидной жилы, мигматизирующей гнейсы, р. Левая Верхняя Сурниха	1810	880	1170	910
28/64	Ортит из гранитов; р. Гаревка (средняя часть гранитного массива)	1900	820	1140	850

* Принимаемый (изохронный) возраст 1780 ± 100 млн. лет.

1870 \pm 30 млн. лет, проба 75 для Березовского — 1820 \pm 50 млн. лет, проба 150-1 для Гаревского — 1730 \pm 30 млн. лет и т. д.).

Возраст всего комплекса рассчитывался графоаналитическим путем. На графике, построенном по методу Аренса—Везерилла (рис. 24), все точки проанализированных акцессориев достаточно строго совместились на одной изохроне, пересекающей кривую сходящихся значений возраста в точке 1800 млн. лет. Направление изохроны определено методом наименьших квадратов. Нижний конец ее пересек кривую согласующихся возрастов в точке, близкой к нулю. Эти данные свидетельствуют о том, что действительный возраст гранитоидов таракского комплекса близок к 1800 млн. лет, а дискордантные значения, получаемые по различным свинцово-урановым отношениям, обусловлены современными процессами изменения анализированных образцов.

Это заключение о возрасте гранитоидов комплекса подтверждается изотопным составом свинца полевых шпатов, гранитов и пегматитов [45] и результатами их графической интерпретации. Данные стронциевого метода [72] несколько расходятся с данными свинцового, показывая возраст таракских гранитов 2060 ± 160 млн. лет. Причина этого расхождения, возможно, связана с выбором константы распада Rb⁸⁷. Если принять $\lambda_{Rb} = 1,47 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹, то возраст уменьшится до 1950 ± 150 млн. лет.

Особо следует остановиться на возрасте Гаревского гранитного массива, поскольку он имеет существенное значение для стратиграфии докембрия Заангарья. Массив расположен в северо-западной части Енисейского кряжа между реками Тисом и Верхней Сурнихой, протягиваясь в общей сложности на 70 км при максимальной ширине около 10 км. В бассейне р. Гаревки, где вскрывается средняя часть массива, виден секущий контакт с гнейсами. По геологическим представлениям последние относятся либо к среднему протерозою (тейская серия), либо к рифею. Сам массив считается позднепротерозойским (табл. 42).

Проведенное нами определение возраста циркона и ортита (свинцовым методом), выделенных из гранитов Гаревского массива, показало, что массив является более древним, сформированным в конце раннего протерозоя.

розоя. На графике, построенном в координатах $Pb^{207}/U^{235} - Pb^{206}/U^{238}$, все фигуративные точки цирконов и ортитов тесно группируются вокруг изохроны, пересекающей конкордию в точке 1750 млн. лет (рис. 22).

Направление изохроны рассчитано методом наименьших квадратов. Таким образом, возраст Гаревского массива оказался близким возрасту гранитоидов таракского комплекса. Естественно, что породы, вмещающие массив, не могут быть моложе раннего протерозоя. Выше с учетом геологических данных показано, что среди них действительно выделяются архейские и раннепротерозойские толщи.

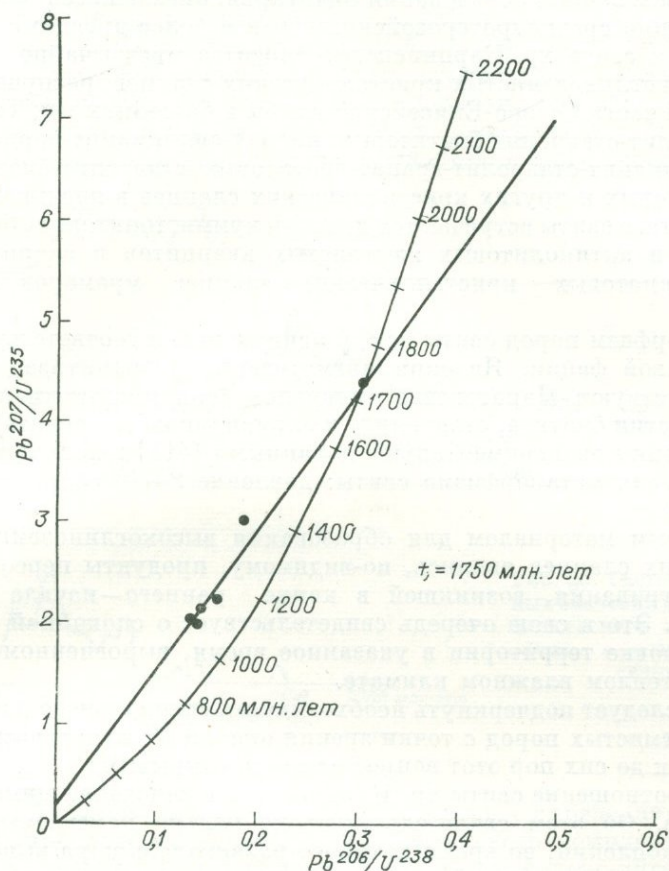


Рис. 22. Диаграмма значений возраста Гаревского гранитного массива.

Аргоновые значения возраста, полученные по слюдам, полевым шпатам и породе в целом из гранитоидных массивов и пегматитов таракского комплекса, почти во всех случаях оказались более молодыми, чем установленные свинцовым и стронциевым методами. Лишь в нескольких благоприятных случаях определены значения, близкие к действительному возрасту объектов. Данные аргонového метода важны тем, что позволяют устанавливать основные этапы наложенного метаморфизма и реконструировать палеотектоническую обстановку.

Весьма симптоматично, что с аргоновыми значениями возраста коррелирует группа аномально низких возрастов, полученная из отношения Pb^{208}/Th^{232} для радиоактивных акцессорных минералов, что в целом позволяет наметить двукратное проявление наложенных процессов, имевших место примерно 1350 и 550—750 млн. лет назад.

Среднепротерозойские отложения, выделяемые под названием тейской серии (общая мощность 1,5—2 км), известны лишь в Заангарской части Енисейского кряжа, где выходы их приурочены к двум самостоятельным структурным зонам — к осевой части Центрального антиклинория и Северо-Енисейской глыбе. В составе тейской серии выделяются две свиты — хр. Карпинского внизу и пенченгинская сверху (рис. 19, *Е, Ж*).

Объем и литологический состав свиты хр. Карпинского за последние годы претерпели существенные изменения. В работах Г. И. Кириченко [148], А. В. Лесгафта [190] и других авторов в нее включались все глубокометаморфизованные образования Заангарья, оказавшиеся впоследствии как собственно среднепротерозойскими, так и более древними. В настоящее время к свите хр. Карпинского относится чрезвычайно интересная толща высокоглиноземистых кристаллических сланцев, распространенная в восточной части Северо-Енисейской глыбы в бассейнах рек Теи и Чапы. Кроме кианит-ставролит-биотитовых, кианит-силлиманит-кордиеритовых, андалузит-кианит-ставролит-гранат-биотитовых, ставролит-биотит-кианит-силлиманитовых и других кристаллических сланцев в подчиненном количестве в составе свиты встречаются прослойки куммигтонитовых, биотит-ставролитовых и актинолитовых железистых кварцитов и скарнированных кварц-карбонатных кристаллических сланцев, мраморов и кальцифинов.

Метаморфизм пород свиты всюду одинаковый и соответствует эпидот-амфиболовой фации. Явления мигматизации и гранитизации практически отсутствуют. Парагенезис минералов (силлиманит-кианит-андалузит при участии биотита, ставролита и альмандинового граната) позволяет в соответствии с экспериментальными данными [414] довольно точно определить условия метаморфизма свиты: давление 8—10 кбар, температура 250—300° С.

Исходным материалом для образования высокоглиноземистых кристаллических сланцев явились, по-видимому, продукты переотложенной коры выветривания, возникшей в конце раннего — начале среднего протерозоя. Это в свою очередь свидетельствует о спокойной тектонической обстановке территории в указанное время, выровненном характере рельефа и теплом влажном климате.

Особо следует подчеркнуть необходимость специального изучения высокоглиноземистых пород с точки зрения оценки их практического значения, так как до сих пор этот вопрос остается открытым.

Взаимоотношение свиты хр. Карпинского с подстилающими породами несогласное. Об этом свидетельствует не только намечаемый перерыв в осадконакоплении, во время которого развивалась кора выветривания, но также трансгрессивный характер залегания среднепротерозойских толщ на подстилающих породах, более низкотемпературный характер их метаморфизма по сравнению с последними, не сопровождаемый явлениями ультраметаморфизма.

Пенченгинская свита залегает на свите хр. Карпинского согласно. Она сложена преимущественно графитистыми мраморами, мраморизованными известняками, доломитами, скарнами и кристаллическими сланцами. Скарны по составу диопсидовые, биотит-диопсид-клиноцоизитовые, сфен-гранат-клиноцоизитовые и др. Среди сланцев имеются биотит-плагноклазовые, мусковит-биотитовые, известковистые тремолит-эпидот-альбитовые, кварц-биотит-хлоритовые, кварц-биотит-тремолитовые и другие разновидности.

В целом пенченгинская свита имеет флишное строение. Мощность карбонатных прослоев 1—5 см, реже увеличивается до первых метров, сланцевые прослойки в одних и тех же обнажениях в 1,5—2 раза мощнее карбонатных. В верхах толщи ритмы более мощные и в отдельных случаях измеряются метрами. Среди мраморных прослоев часто наблюдается хаотическая складчатость, по-видимому, оползневого происхождения.

По данным Б. В. Михеева, в бассейне верховий рек Большой и Малой Пенченги разрез пенченгинской свиты наращается толщей ритмично-слоистых микрокристаллических графитизированных известковистых сланцев, обладающих неясной слоистостью, в кровле которых появляются кварциты. В других разрезах свиты эта толща отсутствует, вероятно, в результате предкординского размыва.

Таким образом, в наиболее полных разрезах тейская серия имеет, по-видимому, трехчленное строение. Внизу иверху она существенно терригенная, а в средней части обогащена карбонатным материалом.

Магматические породы среднепротерозойского возраста — комаровский комплекс — представлены диабазами, габбро-диабазами, амфиболитизированными и биотитизированными диабазами и амфиболитами. Форма проявления этих образований в разных структурных зонах различна. В пределах Южно-Енисейского краевого поднятия они образуют сгущенные кусты дайковых тел. В Заангарье среди среднепротерозойских отложений наряду с дайками встречаются и пластовые тела основных пород.

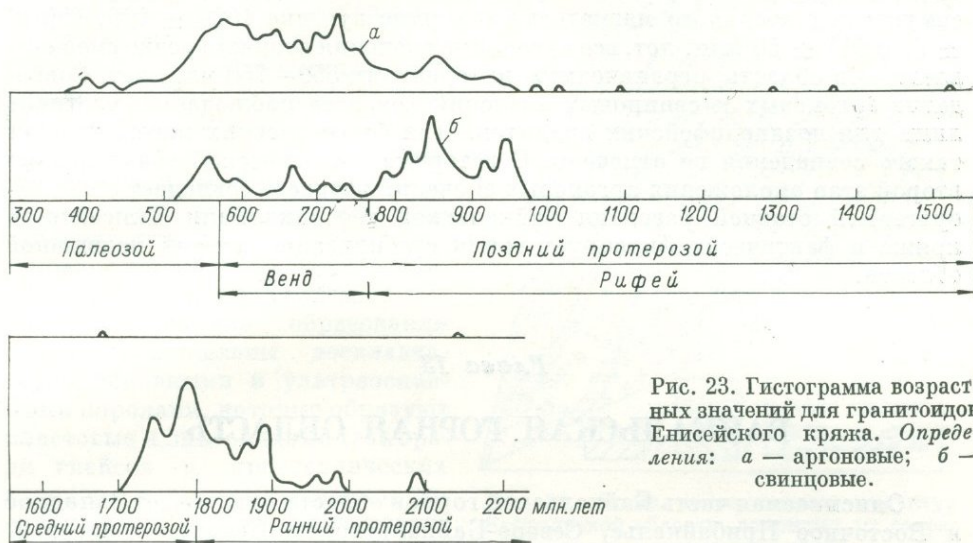


Рис. 23. Гистограмма возрастных значений для гранитоидов Енисейского кряжа. *Определения:* а — аргоновые; б — свинцовые.

Геологическое положение габбро-диабазовых даек определяется тем, что они рвут раннепротерозойские граниты таракского комплекса, но сами прорываются позднепротерозойскими гранитами посольно-ангарского комплекса. В Заангарье к этому добавляется еще аргумент согласного залегания пластовых тел с породами тейской серии. Возраст основных пород равен 1600—1650 млн. лет. Кислые магматические породы среднепротерозойского возраста в Енисейском кряже не известны.

В целом среднепротерозойские отложения Енисейского кряжа (по латеральной выдержанности состава, устойчивой последовательности напластования и преобладанию в разрезе высокоглиноземистых и хемогенно-карбонатных пород, практическому отсутствию проявлений кислого магматизма, умеренным мощностям) представляют собой совершенно самостоятельный и своеобразный комплекс осадков, формировавшийся в бассейне со спокойным геотектоническим режимом. Ближе всего этот режим соответствовал условиям древних подвижных платформ (или протоплатформ, по Е. В. Павловскому [276]).

Существенное нарушение этого режима произошло в конце среднего — начале позднего протерозоя, когда накопленные осадки были метаморфизованы и смяты в складки. В начале позднего протерозоя (раннем рифее)

Енисейский кряж являлся ареной денудации, о чем свидетельствует отсутствие здесь раннерифейских отложений. Лишь со среднего рифея (1350—1400 млн. лет назад) в связи с возобновлением геосинклинальных условий снова начинаются процессы осадконакопления. Судя по наличию в базальных слоях среднерифейских отложений (кординская свита) гальки и гравелитов раннепротерозойских гранитоидов с возрастом около 1700 млн. лет (модельный возраст), раннерифейский разрыв был достаточно глубоким.

Характерно, что наиболее ранний процесс омоложения (1400—1300 млн. лет) минералов архейского и раннепротерозойского возраста совпадает с заложением именно этой геосинклинали. Однако минералы с указанными датировками встречаются все же редко, что объясняется последующим их омоложением (около 550—750 млн. лет), приведшим к региональной нивелировке аргоновых значений возраста. Результаты этого процесса наглядно иллюстрируются диаграммами распределения свинцовых и аргоновых датировок, составленными для гранитоидов Енисейского кряжа (рис. 23). В то время как свинцовые даты фиксируют максимумы гранитоидного магматизма, соответствующие 1800 ± 100 , 950 ± 50 и 850 ± 50 млн. лет, все аргоновые значения возраста резко смещены влево — в область, ограниченную интервалами 550—750 млн. лет. Совпадение аргоновых и свинцовых значений возраста наблюдается частично лишь для позднерифейских гранитов. Для более древних массивов даже такого совпадения не отмечено. С историко-геологической точки зрения второй этап омоложения аргоновых значений возраста совпадает с позднеорогенной стадией развития байкальской геосинклинали Енисейского кряжа и фактически фиксирует время стабилизации данной подвижной области.

Глава 13

БАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ

Описываемая часть Байкальской горной области охватывает Западное и Восточное Прибайкалье, Северо-Байкальское и Патомское нагорья, Олекмо-Витимскую горную страну и Витимское нагорье. Границами региона на западе являются верховья рек Лены и Киренги, на севере — р. Лена, на востоке — р. Чара, на юге — реки Витим и Селенга. Докембрийские породы слагают более 70% описываемой территории. Они представлены архейскими, ранне-, средне- и позднепротерозойскими образованиями. При расчленении докембрия на группы нами принята геохронологическая шкала, выработанная Комиссией по определению абсолютного возраста в 1964 г. [64]. Схема корреляции докембрия Байкальской горной области с разновозрастными образованиями смежных областей (Восточный Саян и Енисейский кряж на западе и Алданский щит и Джугджуро-Становая складчатая область на востоке) и ее обоснование приводятся С. В. Обручевым, А. Н. Нееловым, Л. П. Никитиной, М. М. Мануйловой [67, 367].

Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских пород различных тектонических структур, вскрытых в Байкальской области на современном эрозионном уровне (рис. 24), приведена в табл. 43, магматических комплексов по этим же структурам — в табл. 44*.

* Схема тектонических структур Байкальской области, вскрытых на современном эрозионном уровне, дана в статье Д. А. Великославинского и других исследователей [219].

Задачей настоящего очерка является геохронологическая характеристика докембрийских образований и геологическая оценка информации, которую дают изотопные методы. Наряду с ранее опубликованными данными используются новые определения, полученные после 1965 г., на основе которых пересматриваются и переоцениваются результаты предыдущих исследований.

Наиболее древние архейские породы обнаруживаются в пределах Байкальской, Муйской, Амалатской, Каларской и Чарской глыб [335]. В составе архея почти повсеместно выделяются две толщи: нижняя — существенно гнейсовая (таланчанская, илейская, усть-ципинская) — характеризуются чередованием биотитовых, биотит-амфиболовых, двушироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев, с амфиболитами и изредка мраморами и верхняя — гнейсовокарбонатная (ольховская, святоноская, тулдунская), представленная чередующимися биотитовыми и биотит-амфиболовыми (с гранатом и без него), двушироксеновыми гнейсами и сланцами, мраморами, известково-силикатными породами, амфиболитами. Архейские породы участками интенсивно мигматизированы и превращены в гранито-гнейсы.

Магматические образования архея представлены доскладчатыми основными и ультраосновными породами, которые образуют пластовые и линзовидные тела среди гнейсов и кристаллических сланцев, и преимущественно складчатыми и позднескладчатыми гнейсовидными гранитами и трондjemитами [278, 336]. Чернокитовые и аляскитовые разновидности известны только среди архейских комплексов Каларской, Чарской и, возможно, Амалатской глыб, в Шарыжалгайском выступе Восточного Саяна, который здесь не рассматривается.

Породы архея Байкальской складчатой области метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях, причем последняя преобладает. В ряде случаев гранулитовые ассоциации наблюдаются среди амфиболитовых в виде реликтов [110, 219]. Это обстоятельство, а также развитие амфиболитовой фации метаморфизма в протерозойских породах, окружающих архейские глыбы, позволяет рассматривать амфиболитовую фацию в архее как наложенную, связанную с раннепротерозойским тектогенезом и метаморфизмом. Однако в ряде случаев это неясно и не исключена возможность наличия и первично архейского амфиболитового метаморфизма.

Радиологически архейские породы изучены очень слабо. Имеются лишь определения для Байкальской глыбы, полученные главным образом аргонным методом по биотитам, амфиболам, пироксенам и по породе в целом.

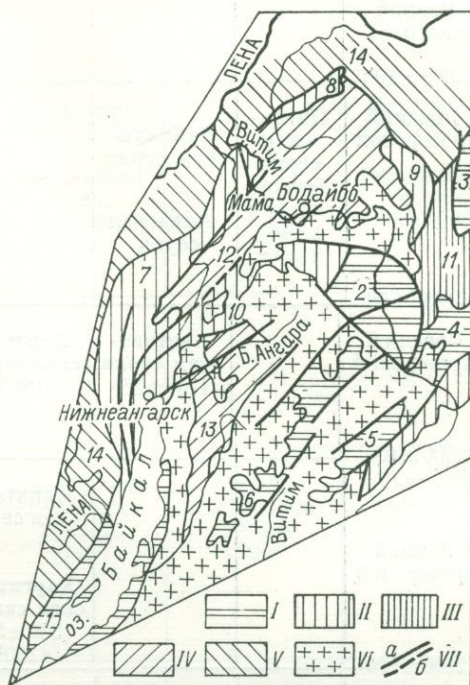


Рис. 24. Схема тектонических структур Байкальской области, вскрытых на современном эрозионном уровне.

I — глыбы: 1 — Байкальская, 2 — Муйская, 3 — Чарская, 4 — Каларская, 5 — Амалатская, 6 — Гаргинская; II — антиклинория: 7 — Чуйский, 8 — Тонодский, 9 — Лонгдорский, 10 — Верхнемамский; III — структурная зона: 11 — Кодаро-Удоканская; IV — синклинория: 12 — Мамско-Бодайбинский, 13 — Баргузинский; V — прогиб: 14 — Ангаро-Ленский; VI — гранитоиды нерасчлененные; VII — разломы наблюдаемые (а) и предполагаемые (б).

Схема корреляции докембрийских суперкруста

Статиграфические подразделения	Ангаро-Ленский прогиб		Глыбы и их обрамление			
	Патомская зона	Прибайкальская зона	Байкальская	Муйская	Амалатская	Чарская
Ранний палеозой						
—600±50						
Поздний протерозой	Патомская серия Тепторгинская серия, 1350 ^в	Байкальская серия				
—1600±50		Анайская серия				
Средний протерозой		Акитканская серия, 1700±35 ^а	Акитканская серия, 1660 ^б	Подринская серия		
—2000±100						
Ранний протерозой			Иликтинская свита	Муйская серия	Бомбуйская (по С. П. Смеловскому)	Торская толща
—2600±100			Харгитуйская свита, 500±50 1250 ^г			
Архей			Ольхонская (святоноская), 400±30 1610±300	Тулдунская толща	Витимская толща (по С. П. Смеловскому)	Чарская толща (курультинская серия, по Е. П. Миронюку)
			Таланчанская толща	Илеирская толща		

Примечания. 1. Возраст, млн. лет: аргоновый метод — без индекса — по слю 6 — по амфиболам, ^в — по глауконитам, ^г — по породе в целом и слюдам для основных метод, по аксессуарным минералам. 2. В скобках — интервал, на который приходится

Одно определение получил методом точки современного свинца Э. В. Соболевич [352]. Наиболее древний возраст 1610—1300 млн. лет дает последний метод для гнейса ольхонской серии. Аргоновые значения варьируют от 210 до 1310 млн. лет, причем по пироксенам из пироксенитов получены значения возраста 1240 и 1310 млн. лет, а по амфиболам и биотитам — от 210 до 1100 млн. лет. Из них максимум значений по биотитам (40%) приходится на интервал 375—425, а по амфиболу (40%) — 475—525 млн. лет (рис. 25). Обращает на себя внимание, что аналогичные аргоновые датировки имеют и разновозрастные интрузивные породы, прорывающие ольхонскую и святоносскую толщу (раннепротерозойский кочериковский, среднепротерозойский приморский и раннепалеозойский тажеранский [159] комплексы). Ни одно из приведенных значений по принятой гео-

Антиклинории				Кодаро-Удоканская зона	Мамско-Бодайбинский синклиниорий
Чуйский	Тоновский	Лонгдорский	Верхнемамский		
Мамская серия	Патомская серия	Патомская серия	Довыренская серия, 1050 ^Г		Мамская серия, (350±50)
Тепторгинская серия, (350±50)	Тепторгинская серия	Тепторгинская серия	Олокитская серия, (450±50) 1050 ^Г		Тепторгинская серия, (350±50)
Акитванская серия, (350±50) ^Г 1700±35 ^А					
Чуйская (укучиктинская) серия, 400±50 2130	Кевактинская свита, 400±50 1900 ^Е	Бульбухтинская свита, 1860 ^А	Нюрундуканская свита, 350±50 1240 ^Г	Удоканская серия, 1900±50 2400 ^А	Укучиктинская серия
Глыбы кордьерит-силлиманит-гиперстеновых пород в бассейне р. Брамьи				Чарская толща, 2650±100 ^Е	

дам из метаморфических пород, ^А — по слюдам из гранитов, сиенитов, пегматитов, пород и эффузивов; ^А — изохронный стронциевый метод по породе в целом; ^Е — свинцовый статистический максимум по биотитам.

хронологической шкале не отвечает архейскому возрасту пород, все они омоложены. Совпадение возрастов метаморфических пород и прорывающих их разновозрастных интрузивных образований указывает, что полученные значения возраста отражают не время образования этих пород и не время их метаморфизма, а какие-то более поздние наложенные геологические процессы, охватившие Байкальскую глыбу и приведшие к одновременному началу накопления аргона во всех породах, ее слагающих. Природа этих процессов будет рассмотрена ниже, после анализа изотопных датировок более молодых комплексов докембрия.

Нижнепротерозойские образования в Байкальской складчатой области представлены отложениями двух типов, характеризующими внешний и внутренний структурно-формационные пояса [335]. Отложения внеш-

ТАБЛИЦА 44

Схема корреляции докембрийских интрузивных комплексов Байкальской горной области *

Стратиграфические подразделения	Глыбы и их обрамление			Антиклинории				Кодаро-Удоканская зона	Мамско-Бодайбинский синклинорий
	Байкальская	Муйская	Чарская	Чуйский	Тонодский	Лонгдорский	Верхнемамский		
Ранний палеозой	Тажеранский, 390 ± 40 ^а	Витимканский					Сыннырский (конкудеро-мамаканский)	Сакунский	Конкудеро-мамаканский Мамский, 35 ± 25 ^а
—600 ± 50									
Поздний протерозой	Баргузинский						Баргузинский		
	Озерский						Довыренский, 780 ^г		
—1600 ± 50									
Средний протерозой	Приморский, 1530 ± 50 ^б	Витимский		Ирельский (чуйский) 1610 ± 50 ^{б, г}					
—2000 ± 100									
Ранний протерозой	Кочериковский, 950 ± 10 ^г	Муйский	Кодарский	Кодарский	Кевактинский, 400 ± 40	Кодарский, 1860 ^а , 1770 ± 85	Муйский, 1240 ^г	Кодарский, 1890 ± 90 ^а	Куандинский, 2390 ± 20 ^а (?)
			Ничатский (кауундинский), 1980 ^а	Уголиканский, 1920—2170 ^а	Амандракский, 1920 ± 60 ^а	Ничатский, 1930			
—2600 ± 100									
Архей	Лейкократовые гнейсо-граниты, 480 ^а	Гнейсо-граниты	Гнейсо-граниты, 2970 ± 30 ^а					Чарнокиты	
			Чарнокиты Чарнокит-мigmatиты						
	Габбро-амфиболиты, метапироксениты, 1280 ^б	Габбро-амфиболиты	Метапироксениты					Каларский комплекс, 2800 ^б	

* См. примечание 1 к табл. 43.

него пояса обнажены в Чуйском, Токодском и Лонгдорском антиклинориях и в Кодаро-Удоканской структурной зоне, где они выделяются под названием соответственно чуйской толщи, кевактинской серии (свиты), бульбухтинской свиты, удоканской серии. Образования внутреннего пояса обнажены в Верхнемамском антиклинории, по окраинам глыб Байкальской, Муйской, Амалатской, а также в отдельных глыбах или ксенолитах среди более молодых гранитов, развитых между Байкалом и Витимом (табл. 43). Они представлены муйской серией (нюрундуканская, харгитуйская и иликтинская свиты, парамская и килианская подсерии).

Среди интрузивных пород во внешнем поясе выделяются доскладчатые и дометаморфические габбро, диабазы, андезитовые и диабазовые порфиры, образующие пластовые тела в метаморфических породах, соскладчатые жуголиканский, амандракский, куандинский, комплексы биотитовых,

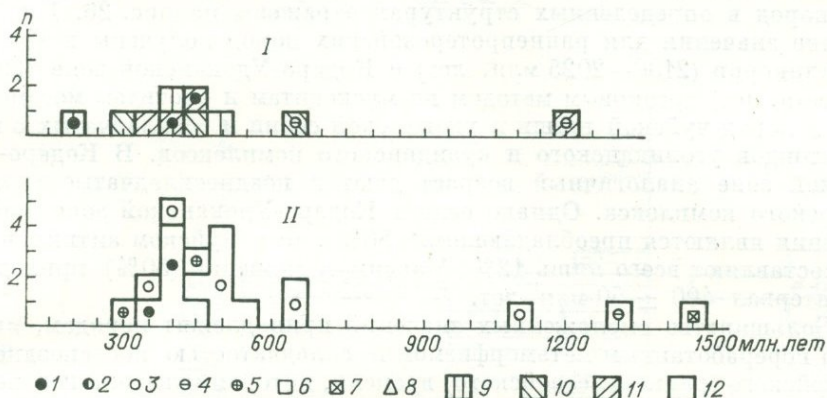


Рис. 25. Гистограмма датировок архейских пород Байкальской глыбы (ольхо нская святоноская толщи).

I — раннепротерозойские и раннепалеозойские интрузивные породы; *II* — метаморфические.

Аргонный метод: 1 — биотит, 2 — мусковит, 3 — амфибол, 4 — пироксен, 5 — валовая проба; свинцовый метод: 6 — по отношению Rb^{207}/Pb^{206} в цирконе, 7 — по породе в целом (точка современного свинца); стронциевый метод: 8 — по породе в целом (изохрона); породы: 9 — гранитоиды, 10 — основные и ультраосновные, 11 — щелочные, 12 — метаморфические.

лейкократовых двуслюдяных гнейсо-гранитов и пегматитов и позднескладчатый кодарский комплекс биотитовых и биотит-амфиболовых гранодиоритов, граносиенитов и гранитов. К интрузивным породам внутреннего пояса относятся сложный муйский и кочериковский комплексы, представленные габброидами и гранитоидами (табл. 44).

В отличие от архея протерозойские породы метаморфизованы очень неоднородно и почти повсеместно переработаны более молодыми тектоническими и метаморфическими процессами [204]. Наиболее четко характер первичного метаморфизма устанавливается в центральной и северо-восточной частях Чуйского антиклинория и в Кодаро-Удоканской зоне.

В Чуйском антиклинории породы чуйской серии метаморфизованы в амфиболитовой фации и интенсивно мигматизированы. Завершение метаморфизма знаменуется образованием палингенных гнейсовидных гранитов, гранитов и пегматитов уголиканского комплекса. По-видимому, аналогичный метаморфизм имеют породы бульбухтинской свиты Лонгдорского антиклинория.

В Кодаро-Удоканской зоне четко проявлена метаморфическая зональность, которая характеризуется развитием ассоциаций низких давлений амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций [160], при этом наиболее глубокометаморфизованные породы пространственно и, по-видимому, генетически связаны с полями развития пегматоидных гранитов и лейкократовых биотитовых гранитов куандинского комплекса.

В Тонодском антиклинории о метаморфизме нижнего протерозоя судить трудно, ибо он весь охвачен наложенными процессами послепозднепротерозойского возраста. Однако по редким реликтам можно предполагать, что он не превышал низкотемпературной части амфиболитовой фации.

Наложённые процессы послепозднепротерозойского (раннепалеозойского) возраста охватили Тонодский антиклинорий и всю юго-восточную и юго-западную части Чуйского антиклинория. В проявлении этого метаморфизма отмечается зональность от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций [204].

Радиологическими методами нижний протерозой изучен недостаточно. Исследованы главным образом породы внешнего структурно-формационного пояса [207]. Результаты исследований метаморфических и интрузивных пород в определенных структурах отражены на рис. 26. Наиболее древние значения для раннепротерозойских пород получены в Чуйском антиклинории (2130—2025 млн. лет) и Кодаро-Удоканской зоне (2030—1800 млн. лет) аргоновым методом по мусковитам и биотитам метаморфических пород чуйской толщи и удоканской серии и соскладчатых с ними гранитоидов уголиканского и куандинского комплексов. В Кодаро-Удоканской зоне аналогичный возраст дают и позднескладчатые граниты кодарского комплекса. Однако если в Кодаро-Удоканской зоне древние значения являются преобладающими (80%), то в Чуйском антиклинории они составляют всего лишь 12%. Максимум значений (50%) приходится на интервал 400 ± 50 млн. лет.

Большинство омоложенных значений принадлежит породам, интенсивно переработанным метаморфизмом и складчатостью послепозднепротерозойского (раннепалеозойского) времени, которая охватила позднепротерозойские породы мамской серии.

В Тонодском антиклинории наиболее высокие значения возраста, аналогичные значениям возраста уголиканских и куандинских гранитоидов, получены аргоновым методом по мусковитам из гранитов Амандракского массива и свинцовым методом по цирконам из гранитов Амандракского и Кевактинского массивов (данные Т. П. Жадновой).

Интересно, что при этом метаморфические породы кевактинской серии, прорываемой амандракскими гранитами, показывают по биотитам сравнительно низкие значения возраста, находящиеся в интервале 400 ± 50 млн. лет. Это обстоятельство, по-видимому, объясняется тем, что Тонодский антиклинорий захвачен тектоническими процессами и метаморфизмом раннепалеозойского времени (по данным С. Д. Шера, М. М. Мануйловой, Б. В. Петрова, Тонодский антиклинорий находится между изоградами биотита и граната), которые вызвали потерю аргона биотитами. Мусковит из-за более высокой энергии активации выделения аргона [74] является более стойким к наложенным процессам и лучше сохраняет аргон, что и обуславливает его более высокий возраст.

Близкое к амандракским и уголиканским гранитам значение возраста имеет мусковит из гранитов Бульбухтинского массива (1860 млн. лет), что доказывает древний раннепротерозойский возраст бульбухтинской свиты.

По геологическим данным в Чуйском антиклинории раннепротерозойские образования укучиктинской серии и чуйской толщи прорываются ирельскими и чуйскими гранитами с возрастом соответственно 1560 ± 80 (стронциевый метод) и 1620 (аргоновый) млн. лет. Кроме того, В. П. Цыпуков и А. А. Артемьев указывают, что в северо-западной части Чуйского антиклинория чуйская толща перекрывается **акитканской серией**, возраст которой, по данным М. Л. Яценко и других исследователей [413], определяется стронциевым изохронным методом в 1700 ± 35 млн. лет. В Тонодском и Лонгдорском антиклинориях и Кодаро-Удоканской зоне

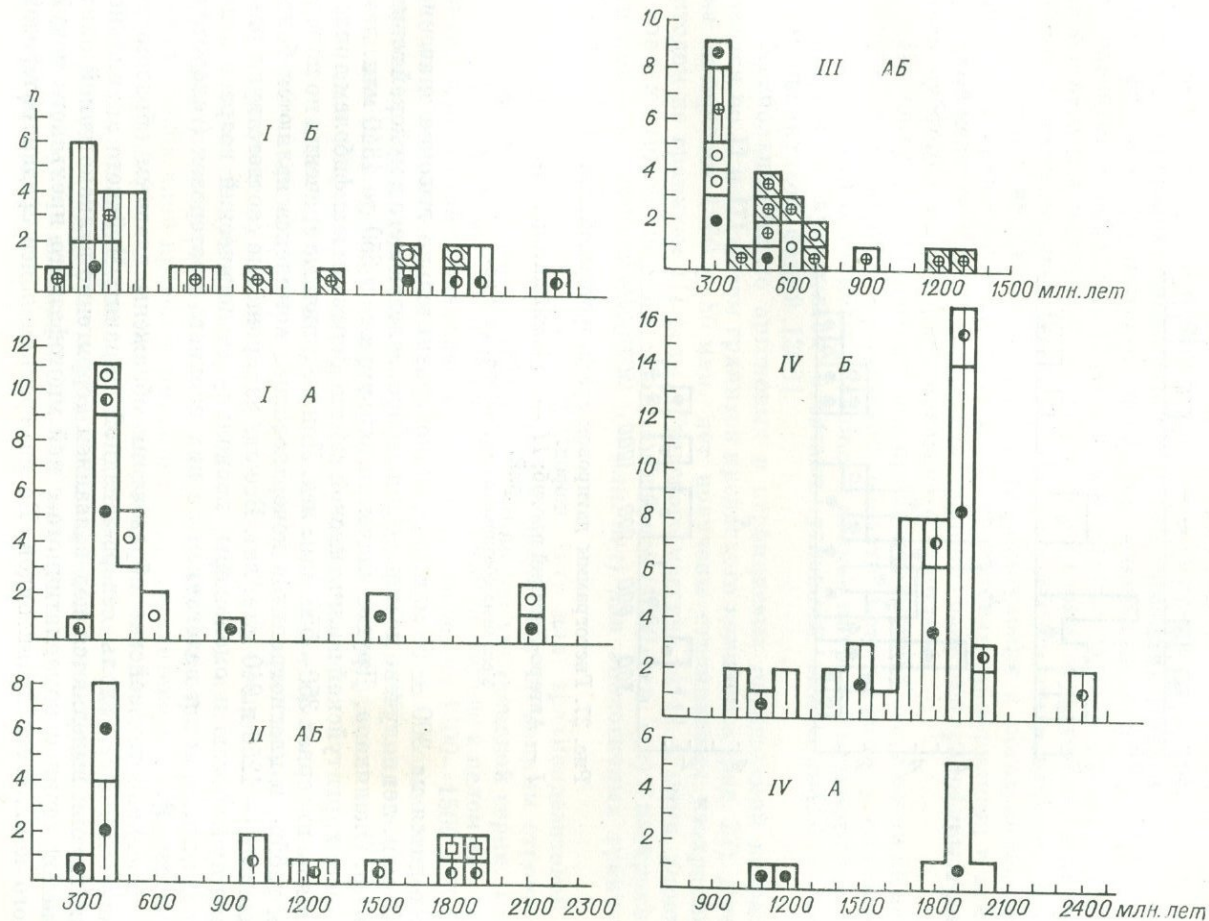


Рис. 26. Гистограмма датировок раннепротерозойских пород. А — метаморфические; Б — интрузивные породы. Антиклинории: I — Чуйский; II — Тондский; III — Верхнеамурский (включая крайнюю часть Байкальской глыбы); IV — Кодаро-Удоканская зона. Условные обозначения см. на рис. 25.

нижний протерозой с размывом и несогласием перекрывается верхним протерозоем. Все эти данные позволяют принять значения в 1900—2130 млн. лет, полученные по нижнепротерозойским метаморфическим и интрузивным породам за верхний возрастной предел раннего протерозоя.

Более низкие значения возраста (омоложенные) — это свидетельство тектонических и метаморфических процессов, проявившихся в среднем [411] и раннем протерозое.

Породы муйской серии радиологически исследованы только в Верхнемамском антиклинории (17 определений аргоновым методом) и по окраине Байкальской глыбы (8 определений). Большинство (~50%) аргоновых значений по биотиту и породе в целом в Верхнемамском антиклинории



Рис. 27. Гистограммы датировок среднепротерозойских пород.
I — Ангаро-Ленский прогиб; II — Чуйский антиклинорий.

Условные обозначения см. на рис. 25 и 26.

приходится на 300 ± 50 млн. лет. Одно сравнительно высокое значение 1240 млн. лет получено по породе для габбро, залегающего в муйской серии близ р. Околикана. Другие значения варьируют от 350 до 1340 млн. лет. Возраст харгитуйской и иликтинской свит по биотитам и амфиболам приходится на интервал 350—550 млн. лет. Лишь единичные значения по породе для габбро и плагиигранитов кочертковского комплекса являются более древними — 1250 и 940 млн. лет. Все эти датировки не соответствуют раннему протерозою и омоложены, поскольку геологический возраст этих пород определяется налеганием на них верхнего протерозоя (голоуспенская свита).

Среднепротерозойские образования обнажены главным образом во внешнем поясе, вдоль северо-западной окраины Чуйского антиклинория, где они выделяются под названием терригенно-вулканогенной акитканской серии и комагматичного с ней многофазного ирельского и чуйского комплексов гранитоидов. Во внутреннем поясе среднепротерозой-

ские образования обнажаются по восточной окраине Муйской глыбы, где они выделяются Л. И. Салопом [335] под названием падринской также терригенно-вулканогенной серии и комагматичного витимского интрузивного комплекса.

Радиохимически пока изучены только породы акитканской серии и гранитоиды ирельского и чуйского комплексов.

Акитканская серия представлена двумя типами отложений: существенно вулканогенными, развитыми в Западном Прибайкалье и в юго-западной части Северо-Байкальского нагорья, и существенно терригенными, распространенными в центральной и северо-восточной частях нагорья. На примере Западного Прибайкалья можно предполагать, что терригенные породы (алевролиты, туфопесчаники, туфы, туфолавы) и вулканиты основного состава (андезитовые, дацитовые, диабазовые порфириты), приуроченные к низам разреза акитканской серии, составляют трахиандезитовую субформацию, интрузивным аналогом которой являются гранодиориты, граносиениты и сиенит-порфиры I фазы ирельского комплекса (гранодиорит-граносиенитовая субформация). Кислые и субщелочные эффузивы (трахитовые порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты и фельзитовые порфиры, туфы и туфолавы этих пород), слагающие среднюю и верхнюю части разреза акитканской серии, образуют трахилипаритовую и липаритовую вулканогенные субформации, интрузивными аналогами которых являются соответственно биотитовые и роговообманковые граниты и граносиениты (граносиенит-гранитовая субформация) и лейкократовые мелкозернистые часто аплитовидные граниты и гранофиры (гранитовая субформация) II фазы ирельского комплекса.

Породы среднего протерозоя в приплатформенной части почти не метаморфизованы. В глубь складчатой области метаморфизм усиливается. Здесь вдоль зон глубинных разломов и вблизи интрузий метаморфические ассоциации в вулканитах отвечают условиям эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций [203].

Наибольшее число аргоновых и стронциевых определений возраста имеется по II и III фазам гранитов ирельского комплекса (рис. 27). Древние датировки 1560 ± 80 млн. лет получены стронциевым изохронным методом по гранитам III фазы Абчадского массива [411]. С ними хорошо совпадают аргоновые значения по амфиболам (1660 млн. лет) и изохронное стронциевое значение (1700 ± 100 млн. лет) для аналогичных гранитов Западного Прибайкалья.

Такой же возраст (1700 ± 35 млн. лет) для трахиандезитовой и 1620 ± 40 млн. лет для липаритовой субформации по данным стронциевого изохронного метода [412] дают вулканиты акитканской серии. Биотиты из гранитов, основные породы и роговики по породе в целом из экзоконтакта интрузий показывают более низкие значения 1400—1500 и 901—1400 млн. лет. Остальные аргоновые определения по слюдам и породе в целом приходятся на интервалы времени от 900 и до 300 млн. лет; в зоне развития наложенного раннепалеозойского метаморфизма получаются возрастные значения в интервале 300—600 млн. лет.

Судя по геологическим данным и изотопным датировкам нижележащих (1900—2130 млн. лет) и перекрывающих (1350 млн. лет) пород, стронциевый возраст вулканитов (1700 ± 35 — 1620 ± 40 млн. лет), по-видимому, близок ко времени формирования эффузивов акитканской серии, а значения возраста по гранитам (1560 ± 80 млн. лет) отражают, очевидно, верхний возрастной предел формирования среднепротерозойской вулканоплутонической формации. Все другие датировки омоложены.

Для падринской серии и витимского комплекса гранитоидов имеются лишь единичные аргоновые определения, которые для эффузивов (валовая проба) варьируют в интервале 270—510 млн. лет для гранитов (по роговой обманке) равны 630 млн. лет.

Верхнепротерозойские образования в пределах Байкальской складчатой области обнажаются как во внешнем, так и во внутреннем структурно-формационных поясах. Внешний пояс охватывает Западное Прибайкалье, Северо-Байкальское и Патомское нагорья, а внутренний пояс — Северное и Восточное Прибайкалье и Баргузино-Витимское междуречье. В пределах внешнего пояса по особенностям геологической эволюции можно выделить две зоны: внешнюю, охватывающую Ангаро-Ленский и Патомский краевые прогибы, и внутреннюю, включающую Мамско-Бодайбинский прогиб (синклинорий). Зоны разделены Чуйским, Тондским и Лонгдорским антиклинориями, сложенными породами нижнего и среднего протерозоя.

В составе верхнего протерозоя внутренней зоны внешнего пояса рассматривается тепторгинская (чукчинская свита) и мамская серии (табл. 43), в составе внешней — тепторгинская, байкальская и патомская серии. К позднепротерозойским интрузивным породам пояса нами отмечены некоторые дайки основных пород и пластовые тела метавулканитов. Гранитоидные интрузии мамского и тельмамского комплексов, которые некоторыми исследователями относятся к позднепротерозойским, нами рассматриваются как раннепалеозойские и поэтому в этом очерке не описываются.

К образованиям внутреннего пояса относятся олокитская, довыренская, катерская, уокитская, селенгинская и икатская серии. Объем этих серий, их положение, соотношения внутри серий и корреляция дискутируются.

К интрузивным образованиям внутреннего пояса относятся довыренский и икатский интрузивные комплексы основных и ультраосновных пород и баргузинский комплекс гранитоидов.

Метаморфизм верхнепротерозойских пород неоднороден. Образования внешней зоны внешнего пояса практически не метаморфизованы. Во внутренней зоне этого пояса отчетливо проявлена метаморфическая зональность от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Осадочно-вулканогенные породы верхнего протерозоя внутреннего пояса метаморфизованы также неоднородно. Местами обнаруживающаяся здесь метаморфическая зональность рядом исследователей связывается с контактовым воздействием интрузий [14].

Радиологически достаточно полно аргоновым методом изучены только верхнепротерозойские породы внутренней зоны внешнего пояса. По образованиям внутреннего пояса и внешней зоны внешнего пояса имеются лишь единичные определения.

Аргоновые значения возраста варьируют в широких пределах от 250 до 1350 млн. лет. Наиболее древнее значение (1350 млн. лет) получено по глаукониту из тепторгинской серии (окуньская свита) Ангаро-Ленского прогиба Г. А. Казаковым, К. Г. Кнорре, Л. Н. Прокофьевой [132].

Принимая имеющиеся аргоновые определения возраста гранитов ирельского комплекса и роговиков за их верхний возрастной предел (1510—1560 млн. лет), можно предполагать, что возраст 1350 млн. лет, полученный по глаукониту из песчаников окуньской свиты, хотя и является омоложенным (глауконит метаморфизован), но все же по времени близок, по-видимому, началу осадконакопления тепторгинской серии во внешней зоне. В Ангаро-Ленском прогибе патомская серия перекрывается жербинской свитой нижнего кембрия, возраст которой аргоновым методом по глаукониту оценивается в 550—590 млн. лет. Определения возраста по валовым пробам аргиллитов и алевритистых сланцев байкальской серии (250, 285 млн. лет) и по филлитам патомской серии (370—625 млн. лет) являются омоложенными.

Во внутренней зоне внешнего пояса (Мамско-Бодайбинский синклинорий) все имеющиеся аргоновые датировки по биотитам, мусковитам,

амфиболом и породам мамской серии в целом находятся в интервале 250—450 млн. лет с преобладанием значений в 350 ± 50 млн. лет (54%). Такой же возраст по данным аргонового, стронциевого (по мусковиту) и урано-свинцового (по самарскиту и колумбиту) методов имеют складчатые гнейсо-граниты и пегматиты мамского комплекса, а также поздние и послескладчатые граниты и щелочные сиениты конкудеро-мамаканского комплекса [34, 113, 205]. Все эти данные указывают, что значения возраста 250—450 млн. лет связаны с более поздними геологическими процессами, сущность которых можно выяснить из анализа палеотектонических и палеогеографических процессов в развитии Байкальской складчатой области.

Анализ и геологическая интерпретация изотопных значений возраста докембрийских пород Восточной Сибири, включая и Байкальскую складчатую область, нами представлены в книге «Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления» [67] и в ряде статей [205, 206].

К сожалению, к настоящему времени новых определений возраста прибавилось очень немного. По-прежнему, далеко не все докембрийские комплексы Байкальской области имеют достаточно полные геохронологические характеристики. Слабо или даже совершенно не изученными являются метаморфические и интрузивные комплексы докембрия Верхнемамского антиклинория, Муйской, Каларской и Амалатской глыб. Для изученных в геохронологическом отношении структур преобладают данные аргонового метода, полученные по слюдам. Изохронные стронциевые и урано-свинцовые значения возраста единичны. Это затрудняет сопоставление самих методов и не дает возможности оценивать их применимость в структурах с различным геологическим развитием.

Обобщение всего геологического и геохронологического материала позволяет сделать следующие выводы.

1. Значения возраста, полученные различными методами по разновозрастным геологическим образованиям, в одних случаях хорошо сходятся, в других расходятся. Обычно наиболее древние значения дают изохронные стронциевый и свинцовый методы. Им часто (но не всегда) соответствует аргоновый возраст амфиболов и мусковитов. Самые молодые значения обычно показывают биотиты. Зависимость аргоновых возрастов от материала, по которому делается определение, объясняется различной энергией активации выделения аргона в различных минералах [74].

2. В большинстве изученных в радиологическом отношении регионов датировки, отвечающие временному интервалу геохронологической шкалы, к которому отнесены соответствующие комплексы на основании геологических данных («согласующиеся с геологическими данными значения возраста» [205]), редки. Это обычно наиболее древние значения из всех имеющихся определений возраста по данному комплексу.

Согласующиеся с геологическими данными датировки получены для раннего протерозоя: аргоновым методом по мусковитам; свинцовым методом по аксессуарным минералам из гранитоидов Чуйского, Тонодского и Лонгдорского антиклинориев; по биотитам метаморфических и интрузивных пород Кодаро-Удоканской зоны; для среднего протерозоя по амфиболом, биотитам и изохронным стронциевым методом по вулканитам и гранитоидам северо-западной окраинной части Чуйского антиклинория и Ангаро-Ленского прогиба; для верхнего протерозоя по глаукониту из песчаника окуньской свиты Ангаро-Ленского прогиба и по породам в целом и флогопитам основных и ультраосновных пород Довыренского массива.

Сходящиеся значения возраста являются преобладающими для нижнепротерозойских образований Кодаро-Удоканской зоны. Во всех других структурах преобладают более молодые значения.

3. Разновозрастные и в различной степени метаморфизованные комплексы определенных тектонических структур дают обычно сnivelирован-

ные значения аргонового возраста. Так, например, для ранне-, средне- и позднепротерозойских пород Чуйского и Тонодского антиклинориев Мамско-Бодайбинского синклиория и Байкальской глыбы характерно преобладание аргоновых возрастных значений по биотитам в интервале 325—500 млн. лет. Для Кодаро-Удоканской зоны юго-западного выступа Алданского щита максимум значений возраста по раннепротерозойским и архейским образованиям приходится на интервал 1900—2000 млн. лет. В окраинной части Чуйского антиклинория и в Ангаро-Ленском прогибе

наблюдается значительный разброс возрастных значений, однако главная их масса древнее 600 млн. лет.

Анализ распределения биотитовых датировок на площади, проведенный коллективом сотрудников ИГГД АН СССР для территории Восточной Сибири [204] показал, что сnivelированные датировки по биотитам распределяются в виде возрастных поясов и зон. На территории Байкальской складчатой области выделяются ранне-, позднепротерозойский и каледонский возрастные пояса. Раннепротерозойский пояс включает Кодаро-Удоканскую структурную зону, юго-западный выступ Алданского щита (Чарская глыба) и западную часть Лонгдорского антиклинория, геосинклинальное развитие которых по геологическим данным [67] закончилось в конце раннего протерозоя. С начала среднего протерозоя эти структуры представляли собой область поднятия и размыва.

Позднепротерозойский возрастной пояс включает территорию Ангаро-Ленского краевого прогиба и северо-западной

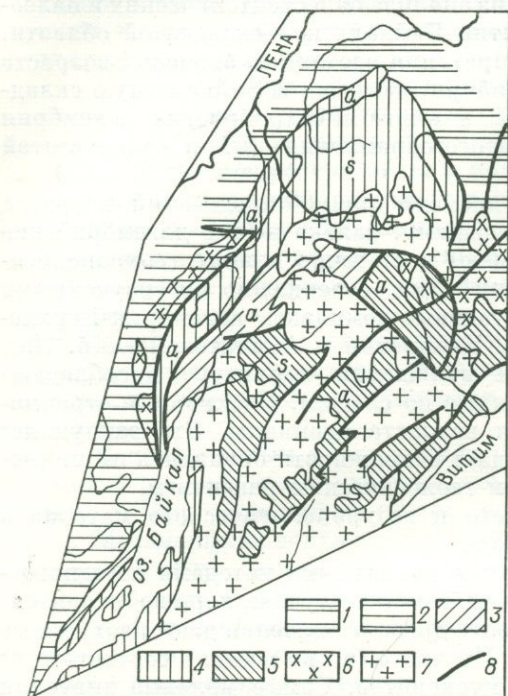


Рис. 28. Схема расположения складчатых областей.

a — антиклинории; *s* — синклиории.

1 — ранние протерозойды; 2 — то же, средние; 3 — ранние байкалиды (поздние протерозойды); 4 — то же, поздние; 5 — каледониды; 6 — гранитоиды эпигеосинклинального орогенного этапа; 7 — гранитоиды неопределенного структурного положения; 8 — разломы.

части Чуйского антиклинория. Значительный перерыв между поздним и средним протерозоем, фиксируемый стратиграфическим и угловым несогласием, характер осадков верхнепротерозойской байкальской серии и отсутствие в них заметно проявленных процессов метаморфизма и магматизма позволяют предполагать, что на этой территории геосинклинальное развитие закончилось в среднем протерозое.

В каледонском поясе выделяются три возрастные зоны, характеризующиеся различными условиями развития. Наиболее древней является зона, в которой преобладают возрастные значения по биотитам 400—500 млн. лет. Эта зона включает краевую северо-западную часть Байкальской глыбы (территория развития нижнепротерозойских отложений) и Верхнемамского антиклинория (территория развития нижнепротерозойской нюрундуканской свиты, верхнепротерозойских пород олокитской и довыренской серий и довыренского комплекса гипербазитов). Налегание на верхнепротероз-

зойские образования с корой выветривания в основании нижнекембрийских отложений холоднинской свиты с обильной галькой всех позднепротерозойских пород [33, 89] свидетельствует о том, что эти породы в раннем кембрии были приподняты и размывались. Слабый метаморфизм раннекембрийских пород и их литологический и формационный состав указывают, по-видимому, на то, что на территории развития этих пород геосинклинальный этап закончился в конце позднего протерозоя [89, 274, 399]. Более молодая возрастная зона включает территории развития архейских пород Байкальской глыбы, юго-западную и юго-восточную части Чуйского антиклинория, Тонодский антиклинорий и Мамско-Бодайбинский синклинорий.

Как отмечено выше, анализ палеогеографических и палеотектонических условий развития этих структурных зон показывает, что на территории Чуйского и Тонодского антиклинориев геосинклинальный режим закончился после ранне-среднепротерозойской складчатости и магматизма. В начале позднего протерозоя (ранний рифей) на этих территориях установился платформенный режим, обусловивший образование коры выветривания (тепторгинская серия). Геосинклинальное развитие Мамско-Бодайбинского прогиба, заложенного в позднем протерозое, шло непрерывно от позднего протерозоя и, по-видимому, до раннего кембрия включительно.

Метаморфизм и интрузивный кислый магматизм послепозднепротерозойского—раннекембрийского времени охватил не только позднепротерозойские и раннекембрийские (?) породы прогиба, но и более древние образования, слагающие фундамент, краевые части соседних поднятий (Чуйского, Тонодского). О верхнем возрастном пределе метаморфических процессов судить трудно, так как в Мамско-Бодайбинском синклинории отсутствуют среднекембрийские и более молодые комплексы. Однако состав галек платформенных отложений, показывающий, что первые метаморфические минералы, характеризующие метаморфические ассоциации позднепротерозойских пород (дистен, ставролит), появились только в девонских отложениях, свидетельствует о додевонском возрасте метаморфизма. Таким образом, на основании геологических и геохронологических данных в Байкальской складчатой области по времени завершения геосинклинальной складчатости можно выделить следующие тектонические структуры: ранние (2600 ± 100 — 2000 ± 100 млн. лет) и средние (2000 ± 100 — 1600 ± 50 млн. лет) протерозоиды, ранние (1600 ± 50 — 600 ± 50 млн. лет) и поздние байкалиды (1600 ± 50 — 450 ± 50 млн. лет) байкалиды и каледониды (600 ± 50 — 350 млн. лет) * (рис. 28).

Анализ геологических данных и изотопных датировок в этих структурах показывает, что максимум значений по биотитам приходится на интервал, соответствующий переходу данной подвижной структуры в стабилизированную (молодую платформу).

Глава 14

ЗАБАЙКАЛЬЕ

Территория Забайкалья принадлежит двум складчатым областям: раннепалеозойской и палеозойско-мезозойской (Монголо-Охотской). Последняя в Забайкалье и соседней Монгольской Народной Республике представлена своей юго-западной ветвью, именуемой в настоящее время

* Поздние байкалиды и каледониды имеют близкий верхний возрастной предел, но отличаются нижней границей возраста.

Монголо-Забайкальской системой. Обе складчатые области разделены Монголо-Охотским глубинным разломом, прослеживающимся в Забайкалье вдоль долин рек Чикоя, Ингоды и Шилки. Каждая из названных складчатых систем имеет несколько структурно-формационных зон. В области раннепалеозойской складчатости ими являются Джидинская, Селенгино-Яблоневая, Удино-Витимская, Олекмо-Витимская (рис. 29). В Монголо-Забайкальской палеозойско-мезозойской складчатой системе различаются Даурская, Газимурская, Агинская зоны, Аргунский и Агинские срединный (?) массивы.

В обеих областях допалеозойские образования слагают выступы их фундамента и вследствие этого значительно переработаны процессами последующего складчатого развития и активизации территории.

Древнейшие архейские толщи, представленные гнейсами, кристаллическими сланцами, гранулитами, амфиболитами, кварцитами, известны только в пределах Олекминской зоны раннепалеозойской складчатой

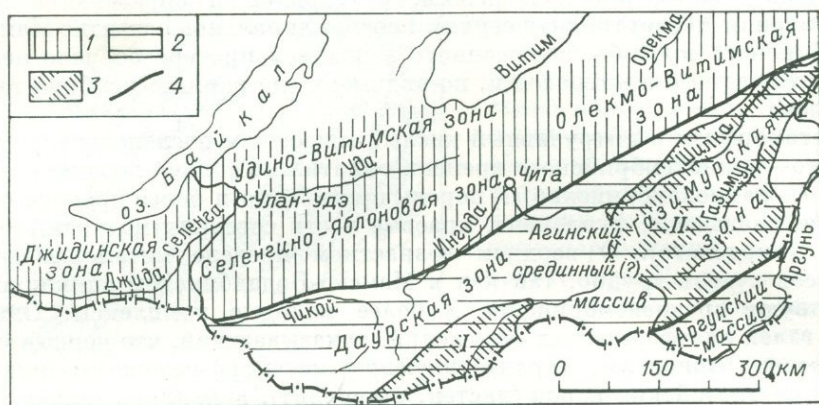


Рис. 29. Схема тектонического районирования Забайкалья. Составлена Л. А. Козубовой и И. Н. Тихомировым.

Области складчатости: 1 — раннепалеозойская (каледонская); 2 — средне-позднепалеозойская (герцинская); 3 — мезозойская (I — триасовая, II — юрская); 4 — глубинные разломы.

области, где они слагают Могочинскую глыбу и ряд тектонических блоков. Архейский возраст пород определен сопоставлением их состава и характера метаморфизма с алданским метаморфическим комплексом архея. Определения возраста архейских толщ не производились.

С архейскими толщами территориально ассоциируют гнейсо-граниты, также отнесенные к архею. Для них по циркону свинцовым методом установлен возраст 1800 млн. лет и по биотиту аргоновым методом — 755 млн. лет. Эти результаты не соответствуют архейскому возрасту пород, к тому же возраст как гранитов, так и вмещающих их метаморфических толщ геологическими методами не доказан.

Нижне-среднепротерозойские образования имеются в обеих складчатых областях, но лучше всего они сохранились в пределах раннепалеозойской складчатой области, где слагают небольшие по площади тектонические блоки и многочисленные ксенолиты среди магматических пород различного возраста. Чрезвычайно характерна их приуроченность к позитивным структурам, игравшим роль крупных антиклинорий в период раннепалеозойской складчатости и сводово-глыбовых поднятий — в период палеозойско-мезозойской активизации территории.

Нижне-среднепротерозойские толщи геологи неоднократно пытались расчленить на свиты, но из-за плохой изученности состав и мощности выде-

ленных свит часто менялись, свиты не увязывались между собой, поэтому от большинства из них в настоящее время отказались.

Характерными образованиями ниже-среднепротерозойского возраста являются гнейсы, биотитовые и силлиманитовые кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, порфириды. Они слагают многокилометровые толщи, имеющие геосинклинальную природу. Возраст этих толщ геологическими методами определяется весьма условно. Известно, что они прорваны раннепалеозойскими интрузиями и перекрыты палеонтологически охарактеризованными отложениями нижнего—среднего карбона и нижнего—среднего триаса. Кроме того, толщи более глубоко метаморфизованы, чем кембрийские и позднепротерозойские отложения, но в их составе нет пород, претерпевших метаморфизм гранулитовой фации, столь характерной для архейских образований.

Возраст кристаллических сланцев, относимых по геологическим данным к раннему протерозою, был определен аргоновым методом (материалы Н. П. Заболотной из района Ермаковского месторождения). Полученные датировки оказались сильно омоложенными (150—280 млн. лет), что легко объясняется тем повторным метаморфизмом и ультраметаморфизмом, сопровождавшимися несомненной утечкой аргона, которому подверглись древние метаморфические толщи вообще и анализированные породы в частности в период раннепалеозойской складчатости и мезозойской активизации территории. Только свинцово-изохронным методом А. И. Пантелееву (ВСЕГЕИ) удалось определить истинный возраст этих сланцев, равный 2400 ± 100 млн. лет. Для Забайкалья свинцово-изохронный метод применен впервые.

В Монголо-Забайкальской складчатой системе метаморфические породы, аналогичные вышеохарактеризованным, встречаются довольно редко и главным образом в виде ксенолитов в интрузивных породах. Радиологические исследования для них не проводились.

Магматические образования ранне-среднепротерозойского возраста выделены лишь на крайнем северо-востоке Забайкалья, в Олекминской зоне раннепалеозойской складчатости. Среди них различаются породы группы габбро, диоритов и гранитов. Группа гранитов, более поздняя и наиболее многочисленная, отнесена к древнестановому комплексу.

Характерными чертами древних магматических пород являются их повсеместный метаморфизм (гнейсовидность, бластические структуры), постоянная ассоциация с метаморфическими толщами нижнего-среднего протерозоя, абиссальный тип гранитных тел и их палингенное происхождение.

Первозданный возраст рассматриваемых образований определен весьма условно. Геологические материалы свидетельствуют о том, что магматические породы, отнесенные к ниже-среднепротерозойскому возрасту, моложе нижепротерозойских метаморфических толщ, но прорваны предположительно раннепалеозойскими и мезозойскими интрузиями. Определение возраста предположительно ниже-среднепротерозойских интрузивных пород, к сожалению, производилось только одним аргоновым методом. Получено 47 омоложенных датировок по биотиту и породе в целом, варьирующих в пределах от 112 до 375 млн. лет.

Позднепротерозойские осадочные толщи, имеющие несомненно геосинклинальную природу, известны в обеих складчатых областях Забайкалья. В области раннепалеозойской складчатости они сохранились в виде ксенолитов в интрузивных породах различного возраста, и взаимоотношения их здесь с предположительно ниже и вышележащими толщами не установлены. Толщи представлены известняками, песчаниками, сланцами, метаморфизованными конгломератами и эффузивами и имеют многокилометровые мощности. Метаморфизм пород очень невыдержан: от филлитовой до зеленосланцевой фации.

Специальные геохронологические исследования для рассматриваемых образований не проводились. Имеется лишь одно «случайное» определение возраста тонкополосчатого blastokataklazita дацитового порфирита из эффузивной толщи (Олекминская зона, бондихинская свита), показавшее аргоновым методом в целом по породе возраст 190 млн. лет, что, вероятно всего, отвечает времени метаморфизма эффузивов.

В области палеозойско-мезозойской складчатости позднепротерозойские осадочные толщи наиболее широко распространены в Агинском срединном (?) и Аргунском массивах, а также в Газимурской зоне, где они представлены разнообразными терригенными и вулканическими породами геосинклинального происхождения. В Аргунском массиве в составе этих толщ преобладают известняки, в Газимурской зоне и Агинском массиве — сланцы и основные эффузивы, преобразованные в зеленые сланцы. Метаморфизм пород очень неоднороден и отвечает филлитовой и зеленосланцевой фациям.

Геологическое положение рассматриваемых образований устанавливается более определенно, чем в области раннепалеозойской складчатости, ибо в них сохранились водоросли позднепротерозойского возраста, толщи имеют азимутальное несогласие с отложениями как ранне-среднепротерозойского, так и раннекембрийского возраста. Для позднепротерозойских пород Агинского срединного (?) массива, выделенных в кулиндинскую свиту, получено аргоновым методом два значения возраста, соответствующие 600 и 730 млн. лет. Материалом для датирования служили амфиболы из амфиболового сланца. Эти результаты хорошо согласуются с геологическими данными о позднепротерозойском возрасте свиты, основанными на определении позднепротерозойского возраста остатков водорослей.

О позднепротерозойских интрузиях в Забайкалье достоверные сведения отсутствуют, не указывают на их существование и определения возраста многочисленных образцов интрузивных пород.

Изложенные в настоящем очерке результаты геохронологических исследований докембрийских пород Забайкалья, конечно, слишком малы, чтобы на их основании делать широкие геологические обобщения или проводить глубокий анализ причин несоответствия лабораторных определений возраста пород с геологическими. Однако некоторые выводы, вытекающие из них, вполне совпадают с теми, которые сделаны для других регионов. Вполне очевидно, что аргоновый метод не может быть использован для установления возраста пород, слагающих фундамент складчатых областей, из-за плохой сохранности аргона в толщах, в пределах которых, а часто и за счет которых формировалась главная масса более поздних плутонов.

При определении возраста допалеозойских метаморфических образований в Забайкалье следует, очевидно, опираться на данные свинцового изохронного метода.

Глава 15

РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

АЛДАНСКИЙ ЩИТ

Алданский кристаллический массив, находящийся в центральной части Витимо-Алданского щита, рассматривается в настоящее время как наиболее древнее раннеархейское ядро, окаймленное более молодыми складчатыми зонами. Внутреннее строение массива и история его формирования еще окончательно не выяснены.

В 1936 г. Д. С. Коржинский разделил метаморфические толщи в бассейнах рек Иенгры и Тимптона на три серии: иенгрскую, тимптонскую (чарнокитовую) и джелтулинскую. Названия эти сохранились до настоящего времени, хотя объем серий и особенно площади их распространения претерпели существенные изменения. Неоднократно предпринимались попытки расчленения алданского архея на два разновозрастных комплекса, один из которых включает иенгрскую серию, а второй, более молодой, тимптоно-джелтулинскую [196, 254, 389, 392]. Эти представления подверглись критике и не получили широкого распространения [361]. Не подтвердилось также предположение Ю. К. Дзевановского о несогласном налегании джелтулинской серии на тимптонскую [175]. Поэтому все три серии нами пока относятся к единому алданскому комплексу раннеархейского возраста.

Иенгрская серия, слагающая западную часть массива, включает верхнеалданскую свиту (преимущественно кварциты и высокоглиноземистые гнейсы) и федоровскую (кристаллические сланцы и гнейсы основного состава, содержащие прослой доломитовых мраморов). В результате детальных геологосъемочных работ, проведенных Якутским геологическим управлением в связи с изучением флогопитоносного алданского докембрия, стало возможным дробное стратиграфическое подразделение федоровской свиты на три подсвиты, состоящие из отдельных горизонтов [361]. Резкое отличие состава федоровской свиты от нижней части разреза иенгрской серии и ряд других причин заставляют некоторых геологов выделять ее из разреза этой серии либо в самостоятельную стратиграфическую единицу, либо относить ее к джелтулинской серии, имеющей сходный состав [400]. Иногда к иенгрской серии относят и залегающую выше иджакскую свиту, представленную гиперстен-диопсидсодержащими сланцами и гнейсами с прослоями карбонатных пород [361, 389].

Тимптонская серия, по Ю. К. Дзевановскому [94], подразделяется на четыре свиты: нижнесуннагинскую (гиперстен- и диопсидсодержащие сланцы с прослоями гиперстеновых гнейсов и амфиболитов), угенскую (гиперстеновые плагиогнейсы с прослоями гранулитов), верхнесуннагинскую (гиперстеновые гнейсы с редкими прослоями амфиболитов) и верхнекуриканскую (гиперстеновые, биотит-гранатовые гнейсы и сланцы). Геологи Якутского геологического управления [361] под нижнесуннагинской свитой выделяют улунчинскую (гранат-биотитовые, гиперстен- и диопсидсодержащие гнейсы и сланцы с маломощными линзами кварцитов и карбонатных пород); угенскую свиту они включают в нижнесуннагинскую.

Джелтулинская серия, по Ю. К. Дзевановскому и А. С. Шпаку [94, 403], объединяет сутамскую (нижнетимптонскую), хайканскую и луриканскую свиты. Сутамская свита сложена преимущественно биотит-гранатовыми гнейсами с многочисленными прослоями мраморов, диопсидовых пород и биотитовых гнейсов. В хайканской свите преобладают гипербазитовые гнейсы с прослоями биотит-, амфибол- и гранатсодержащих гнейсов и сланцев, а также мраморов. Для куриканской свиты наиболее характерны диопсидовые и биотит-гранатовые гнейсы с прослоями гиперстенсодержащих сланцев и гнейсов, а также мраморов и амфиболитов.

В южной части Алданского массива в последние годы выделена глубокометаморфизованная толща вулканогенно-осадочных образований — серия Зверева, или курультинская [222]. Она рассматривается нами в качестве возрастного аналога алданского архея.

В 1960 г. И. Д. Ворона и Л. М. Минкин, а позднее В. И. Кицул и В. А. Лазебник [150] высказали мнение о распространении в пределах Алданского массива более молодых пород унгринского комплекса, залегающих в синклинали-грабене и принадлежащих к прогрессивной амфиболитовой фации.

Метаморфические породы алданского комплекса метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях [62]. В связи с выделением молодых образований унгринского комплекса и выявленного в последние годы в ряде участков (особенно в пределах Федоровской свиты) наложения амфиболитовой фации на гранулитовую как будто решается вопрос о возрастных взаимоотношениях гранулитовой и амфиболитовой фации.

Метаморфические толщи, относящиеся к иенгрской серии, образуют куполообразное антиклинальное поднятие, имеющее в плане вид почти замкнутой дуги [271]. Внутри этой структуры на фоне более или менее изометричных пологих куполообразных складчатых форм выделяются линейные складки, усложненные более мелкой изоклинальной складчатостью и разрывными нарушениями. Изучение сложных складчатых структур, развитых в пределах железорудных и флогопитовых месторождений, показало, что они сформированы в несколько последовательных этапов складчатости и жестких деформаций в условиях регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций и ультраметаморфизма.

Интрузивные породы Алданского массива представлены преимущественно гранитоидами, возникшими в результате ультраметаморфизма и селективного плавления мигматизированных и гранитизированных пород. Среди гранитоидов развиты пироксеновые, амфиболовые, биотитовые и турмалиновые разновидности, а также пегматиты. Разделение гранитов на возрастные группы не во всех случаях может быть надежным. Предложение проводить это разделение по составу [93] не всегда приемлемо, так как внутри одновозрастных гранитов могут быть значительные вариации их состава. Наиболее надежным критерием является характер взаимоотношений гранитоидов с какими-либо геологическими процессами, имеющими региональное развитие и фиксирующими определенный период геологического развития региона. Одним из таких процессов в алданском докембрии является Fe-Mg-Ca метасоматоз, давший разнообразный по составу комплекс диоксидовых метасоматитов, развитых на всей территории региона.

Исследованиями ИГГД АН СССР под руководством Н. Г. Судовикова впервые для Алданского докембрия установлена общая последовательность геологических событий [62]. Большое значение для понимания многих вопросов геологии этого региона имело выявление двух тектоно-магматических циклов, каждый из которых характеризовался особыми условиями регионального метаморфизма, дислокаций и магматической деятельности. Ко второму циклу диастрофизма относится образование диоксидовых метасоматитов, с которыми связано формирование железорудных и флогопитовых месторождений докембрия.

Исходя из структурно-стратиграфических отношений с этими метасоматитами, граниты Алданского массива разделены на две возрастные группы [62]. При дальнейшем изучении выявлены также и различные структурные взаимоотношения гранитоидов со складчатыми и разрывными деформациями [128]. В настоящее время можно выделить по крайней мере три возрастные группы гранитоидов. К первой относятся граниты, гранито-гнейсы и чарнокиты, образованные в первый период диастрофизма первого тектоно-магматического цикла. Эти гранитоиды пересекаются зонами разрывных нарушений, сопряженных со складчатостью второго периода диастрофизма. Вторая группа гранитов представлена главным образом аляскитами, которые пересекают складчатые структуры второго периода диастрофизма. Обе группы гранитоидов замещаются метасоматическими диоксидовыми жилами. Третья группа, состоящая главным образом из дайковых тел гранит-пегматитов, образована в период жестких дислокаций, сопровождавшихся бластомилонитизацией ранее сформированных кристаллических комплексов (в том числе и диоксидовых метасоматитов), в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации.

Выявление истинного возраста древнейших докембрийских комплексов обычно осложняется широким проявлением более поздних геологических процессов, нарушивших первичные изотопные отношения в ранее образованных минералах горных пород. С такими трудностями мы столкнулись при попытке дать геохронологическое расчленение докембрия Алдана аргоновым методом по различным комплексам пород [371]; поэтому установленная к тому времени общая последовательность геологических событий для этого региона [62] оставалась радиологически недоказанной. В дальнейшем широкое геохронологическое изучение аргоновым методом различных возрастных групп пород выявило существование поясов регионального омоложения докембрийских образований [67].

Широкое проявление в докембрии Алдана омоложенных значений возраста, сводящихся к интервалу 1900—2000 млн. лет, некоторые исследователи рассматривают как истинное время формирования метаморфических толщ и интрузивных пород этого региона [268]. Такой вывод основывается на данных возраста (1950—2200 млн. лет), полученных также и свинцовым методом для различных пород. Поэтому выявление истинных значений возраста древних комплексов докембрия Алдана является весьма важным и в методическом отношении, так как радиологический анализ пород, претерпевших более поздние преобразования, пока не имеет должной разработки. Что касается установления времени проявления таких геологических процессов, как региональный метаморфизм, гранитообразование, дислокации, Fe=Mg=Ca метасоматоз и другие, то оно совершенно необходимо для понимания геологического развития региона и взаимосвязи отдельных явлений друг с другом.

Предложенное нами изучение геохронологии кристаллических комплексов докембрия Алдана выполнялось аргоновым и свинцово-изохронным методами. Выбор объектов и отбор материала производился с учетом выявленного регионального омоложения, а также полученных к настоящему времени новых данных по геологии Алданского массива. К последним прежде всего относятся вопросы соотношения во времени гранулитовой и амфиболитовой фаций [150], последовательного развития складчатых и разрывных дислокаций, геологических взаимоотношений различных групп гранитоидов и продуктов Fe=Mg=Ca метасоматоза [226].

Результаты геологического и геохронологического изучения докембрия Алданского щита представлены в табл. 45. Получение истинных значений возраста для пород гранулитовой фации, как уже отмечалось, — очень трудная задача. Все биотитовые и подавляющее большинство амфиболовых аргоновых датировок для гранулитовых пород относятся к интервалу 1900—2000 млн. лет, фиксируя региональное омоложение. Исключения представляют единичные аргоновые определения по амфиболу, равные 2750 и 2800 млн. лет. Однако эти датировки нельзя принять за время развития гранулитовой фации, так как наличие более молодых значений возраста по биотиту из тех же образцов пород и по амфиболу из аналогичных пород свидетельствует об омоложении кристаллического сланца, сказавшемся в разной степени на амфиболе и биотите. Для получения более определенных данных возраста пород гранулитовой фации была предпринята попытка датировать их аргоновым методом по диопсиду из монаминеральных диопсидовых пород, свинцово-изохронным методом по плагиоклазу из кристаллических сланцев и по породе в целом для мраморов.

В докембрии Алданского массива развиты три разновозрастные и генетически различные группы диопсидовых пород.

К первой группе относятся маломощные монаминеральные диопсидовые прослои в диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцах. Согласно залеганию, выдержанная мощность, постепенные переходы в кристаллические сланцы позволяют отнести их образование к периоду регионального метаморфизма. В мигматизированных участках этих

ТАБЛИЦА 45

Последовательность геологических событий и возраст (млн. лет)
кристаллических комплексов докембрия Алданского массива

Геологический процесс (время проявления)	Анализируемый материал (количество проб)	Метод	
		аргоновый	свинцово-изохронный
Второй тектоно-магматический цикл			
Внедрение даек основных пород (1550)	Диабаз (2)	1550 ± 100	—
Внедрение гранитов и пегматитов (1700)	Гранит-пегматит:		
	биотит (5)	1770 ± 50	—
	амфибол (2)	1750 ± 50	—
Жесткие дислокации (1850) Fe=Mg=Ca метасоматоз (1900)	ортит (5)	—	1700 ± 120
	Бластомилонит	1850 ± 50	—
	Диопсид-амфибол-флогопит-магнетитовые метасоматиты:		
	диопсид (1)	2070	—
	амфибол (5)	1910	—
	флогопит (9)	1950	—
	ортит (5)	—	1900
Внедрение гранитов (в тимптонско-желтулинской серии) (1950)	Гранит:		
	ортит (4)	—	1950 ± 75
	биотит (10)	1950 ± 100	—
	ортит	—	1900 ± 85
Складчатые дислокации и региональный метаморфизм амфиболитовой фации (2150—2000)	Биметасоматические диопсидовые породы:		
	диопсид (6)	2150 ± 200	—
	Прогрессивный метаморфизм унгринского комплекса	Пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы с прослоями диопсидовых пород:	
	амфибол	2150 ± 50	—
	диопсид	2000 ± 300	—
Метаморфизм иенгрской, тимптонской и желтулинской серий	Пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы с зеленым амфиболом и реликтовым гиперстеном		
	Кварциты:		
	сфен	—	1975 ± 65
	циркон	—	2100 ± 500
	Мраморы:		
	апатит	—	1870
Первый тектоно-магматический цикл			
Ультраметаморфизм	Чарнокиты: гиперстен	2880	—

Геологический процесс (время проявления)	Анализируемый материал (количество проб)	Метод		
		аргоновый	свинцово-изохронный	
Складчатость и региональный метаморфизм, гранулитовой фации (>3000)	Метаморфизм низких давлений иенгской серии	Пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы с прослоями диопсидовых пород: амфибол плагноклаз диопсид мраморы	2880 ± 100 — 4200 ± 500 —	— 2800 * — 3150 ± 450
	Метаморфизм высоких давлений тимптонской и желтулинской серий	Пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы: амфибол мраморы	2400 ± 50 —	— 2660

* Модельный возраст.

сланцев диопсидовые прослои обычно будинированы, инъецированы кварц-полевошпатовым материалом и нередко амфиболизованы.

К другой группе относятся диопсидовые породы, образовавшиеся на контактах карбонатных пород с мигматизированными и гранитизированными гнейсами в результате биметасоматоза с развитием диопсида по минералам тех и других пород. Образование их происходило уже после регионального метаморфизма, во время первого периода ультраметаморфизма.

Явления биметасоматоза обычно имеют место внутри зон наложенных деформаций, захвативших переслаивающиеся друг с другом пачки карбонатных и силикатных пород. В таких случаях силикатные породы как более жесткие блокировались и образовывали в массе мрамора различные по величине и форме глыбы, в краевых частях которых развивалась диопсидовая оторочка, а более мелкие блоки нацело замещались диопсидом.

Третья группа диопсидовых пород представлена метасоматическими жилами, замещающими кристаллические сланцы, гнейсы и гранитоиды, в которых кроме диопсида развиты амфибол, флогопит, скаполит, шпинель, сфен, циркон, ортит и др. Этот комплекс метасоматитов образован в результате Fe=Mg=Ca метасоматоза после консолидации метаморфической толщи, претерпевшей наложенный метаморфизм амфиболитовой фации неоднократного внедрения гранитоидов и развития повторных складчатых и разрывных деформаций.

Отнесение диопсидовых пород к той или иной группе часто затруднительно. Особенно это относится к диопсидовым породам первой и второй групп. Для определения возраста использованы диопсиды, принадлежность которых к той или иной группе не вызвала сомнений.

Для метаморфических диопсидовых пород 9 определений возраста дали значения в интервале 3500—5400 млн. лет. Поскольку аргоновым методом по пироксенам часто получаются аномально высокие значения возраста, трактуемые обычно наличием избыточного аргона, измеренные количества Ar⁴⁰ и K⁴⁰ в диопсидах были нанесены на график. На этом графике по точкам возраста проведена изохрона, уходящая в начало координат, что как будто с определенностью свидетельствует об отсутствии

избыточного аргона в анализированных диопсидах. Тангенс угла наклона изохроны соответствует возрасту 4200 ± 500 млн. лет. Однако исходя из полученных значений возраста по диопсиду, нельзя пока утверждать, что время регионального метаморфизма нижнеархейских толщ Алдана датируется именно 4200 млн. лет, так как ошибка измерения Ar^{40} значительна.

По плаггиоклазу из кристаллических сланцев и по породе в целом для мраморов, не претерпевших более поздней перекристаллизации, свинцово-изохронным методом получены значения, равные в обоих случаях 2800 млн. лет. Следует отметить, что изучение характера распределения урана в мраморах показало его переотложение при более поздних процессах метаморфизма, главным образом при низкотемпературных гидротермальных (серпентинизация, хлоритизация и др.), которые имели место в самые поздние периоды геологического развития региона (скорей всего в послееюрское время). Поэтому вычисление времени первичной кристаллизации мрамора (3150 млн. лет для иенгрской серии и 2600 млн. лет для желтулинской) производилось с учетом переотложения радиогенных продуктов в породе, и полученный возраст отражает самый верхний и, возможно, сильно заниженный предел образования породы. Для плаггиоклаза из метаморфических пород гранулитовой фации возраст также занижен, так как более поздние процессы метаморфизма привели к частичному изменению содержания свинца в плаггиоклазе и, следовательно, нарушению в нем первичных изотопных отношений.

Таким образом, исходя из полученных к настоящему времени аргоновых и свинцовых датировок, можно только с определенностью считать, что нижнеархейские толщи Алданского массива древнее 3000 млн. лет. Этот вывод подтвержден также данными возраста, полученными другими исследователями [328]. Дальнейшие работы, вероятно, дадут более точное значение изотопного возраста этих толщ.

Период ультраметаморфизма, приведший к образованию различных по составу и происхождению гранитов, не имеет пока надежных датировок, если не считать одного аргонового определения по гиперстену из гранитов, давшего 2880 млн. лет.

Говоря о времени формирования метаморфических толщ алданского комплекса, нельзя не отметить появившегося недавно представления о его протерозойском возрасте, основанного на датировках свинцовым методом [268]. Задавшись целью определить время осадконакопления иенгрской серии, авторы исследования взяли образцы пород, метаморфизованных, по их мнению, в фации зеленых сланцев, и получили возраст 2550 млн. лет. Однако это значение возраста не может отражать времени осадконакопления или начальных стадий регионального метаморфизма, так как среди пород иенгрской серии, претерпевшей метаморфизм гранулитовой фации, не могли сохраниться реликты слабометаморфизованных пород. Взятые для определения возраста А. И. Тугариновым образцы являются, вероятно, продуктом поздней тектонической переработки древнего глубокометаморфизованного субстрата, происходившей при более низких температурах. Поэтому полученный возраст в 2550 млн. лет является омоложенным возрастом архейских пород, претерпевших наложенные дислокации и метаморфизм.

Значения возраста, приводимые А. И. Тугариновым по циркону из кварцитов (2200 млн. лет) и других пород, также не отражают времени формирования осадочно-метаморфических толщ докембрия Алдана, поскольку более поздние процессы ультраметаморфизма, гранитизации и метасоматоза привели к образованию вокруг округлых и, возможно, древних ядер циркона более молодых зон [122].

Интересные данные о возрасте цирконов из кварцитов иенгрской серии получил О. А. Левченков (ИГГД АН СССР). Согласно исследованию А. Н. Зедгенизова, циркон в этих породах принадлежит различным

генерациям: округлый является первично-терригенным (тип А), копьевидный (тип Б) образован в процессе регионального метаморфизма и призматический (тип В), дающий наиболее крупные и идиоморфные кристаллы, отражает последний этап метаморфизма и ультраметаморфизма породы. Построенные свинцовые изохроны для типа А дали возраст 1010 ± 150 млн. лет, а для типа В — 2100 ± 500 млн. лет. Для одного образца циркона типа Б получены расходящиеся значения возраста: 500 (по отношению Pb^{207}/Pb^{206}), 1800 (Pb^{206}/U^{238}) и 1270 млн. лет (Pb^{207}/U^{235}).

Таким образом, только для типа В полученное значение возраста отражает время образования этого циркона, так как оно как будет видно ниже, хорошо согласуется с другими датировками, определяющими время последнего регионального метаморфизма кристаллических толщ Алдана, к которому, по мнению А. Н. Зедгенизова, и относится образование этого циркона. Что касается циркона типов А и Б, то полученные датировки указывают на сложную геохимическую историю этих генераций. Проявление последнего периода метаморфизма и гранитизации, которым подверглись толщи кварцитов, по-видимому, привело к существенному нарушению замкнутости уран-свинцовой системы и, следовательно, искажению истинного возраста этих минералов. Полученные значения возраста для различных генераций циркона показывают, что проявление наложенных процессов метаморфизма привело не только к перераспределению радиогенных продуктов в древнем субстрате породы, но и к образованию новых генераций акцессорных минералов. Поэтому к использованию проб по породе в целом для получения изотопных датировок нужно относиться с большой осторожностью.

Изложенное показывает, что при определении возраста древних кристаллических комплексов свинцовым методом по породе в целом или по отдельным минералам должно производиться с учетом факторов, нарушающих первичные изотопные отношения в минералах. Без знания геологической истории и минеральных превращений в породе нельзя дать правильную интерпретацию полученных значений возраста. Поэтому имеющиеся в литературе данные изотопного возраста по ряду комплексов пород не всегда могут быть использованы при реконструкции геологической истории региона. Особенно это относится к возрастным сопоставлениям метаморфических комплексов Алданского массива с толщами пород, развитыми в периферических частях региона. Вследствие этого появившиеся в последнее время стратиграфические схемы докембрия Витимо-Алданского щита [254] не могут быть ни доказаны, ни опровергнуты с помощью имеющихся данных возраста пород, слагающих такие серии, как кабактинская, олекминская, сахаборская и др.

По имеющимся датировкам пока нельзя также однозначно ответить на вопрос, являются ли иенгрский и тимптоно-желтулинский комплексы одновозрастными образованиями, а фиксируемый в них различный тип гранулитового метаморфизма объясняется разной глубиной эрозионного среза.

В метаморфических толщах иенгрской серии, претерпевших складчатость и региональный метаморфизм гранулитовой фации, проявились затем более поздние разрывные деформации, приведшие к частичной или полной перекристаллизации пород вдоль линейных зон, имеющих значительную протяженность. Согласно исследованиям В. Л. Дука, можно выделить по крайней мере два периода таких деформаций.

Наиболее ранний из них имел место еще в условиях гранулитовой фации, что явилось, вероятно, отражением тектонических процессов, приведших к подъему метаморфических толщ на более высокий геотектонический уровень. Именно снижение давления привело, по мнению Б. Г. Лутца [195], к падению температуры и повышению активности воды, щелочей и железа. Этот период ознаменовался широким развитием

процессов ультраметаморфизма и гранитизации, при которых породы гранулитовой фации становились неустойчивыми и в них возникали парагенезисы амфиболитовой фации.

Более поздние дислокации, происходившие уже в условиях амфиболитовой фации и при широком участии растворов, сопровождалась метасоматическим преобразованием пород. К ранним стадиям этого периода относится образование биметасоматических диопсидовых пород в участках развития доломитовых мраморов. Из этих пород по диопсиду было получено 5 аргоновых датировок, которые на графике отношения Ar^{40}/K^{40} аппроксимируются прямой линией, уходящей в начало координат. Возраст, вычисленный по этой изохроне, равен 2150 млн. лет. Это значение, вероятно, следует рассматривать, как стадию второго тектоно-магматического цикла, выраженного в развитии повторной складчатости, регионального метаморфизма амфиболитовой фации, внедрении гранитов и формировании Fe-Mg-Ca метасоматитов.

Проявление более поздних деформаций, наложенных на нижнеархейские толщи и относящихся по времени к протерозою, отмечалось Е. М. Лазько [183], но только для западной окраины Алданского массива. В настоящее время они выявляются по всей его площади.

Возраст амфиболитовой фации, для которой устанавливается наложение ее на гранулитовую, определен свинцово-изохронным методом по сфену из кристаллических сланцев и хорошо ограниченными кристаллами циркона из кварцитов. Полученные данные (1975 и 2100 млн. лет) совпадают с многочисленными датировками по биотиту и большинству амфиболов из кристаллических сланцев, метаморфизованных в условиях как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций. Исходя из этого, можно заключить, что аргоновые датировки в интервале 1900—2000 млн. лет, полученные по минералам гранулитовой фации, нужно считать омоложенными. Этот вывод следует и из результатов исследований В. И. Кицула и К. А. Лазебник [151] о времени формирования унгринского комплекса, который является более молодым по отношению к иенгрской серии и метаморфизован в условиях прогрессивной амфиболитовой фации. Следовательно, наложенный амфиболитовый метаморфизм иенгрской серии является синхронным с амфиболитовым метаморфизмом унгринского комплекса, что подтверждается и данными изотопного возраста.

Для унгринского комплекса помимо биотитовых и амфиболовых датировок, находящихся в интервале 1900—2000 млн. лет, аргоновым методом получены значения возраста по диопсиду из метаморфических пород, равные 1940 и 2100 млн. лет. Однако необходимо отметить, что данных о времени формирования пород унгринского комплекса пока недостаточно. Если окажется, что они, также как иенгрская серия, пересекаются диопсидовыми жильными метасоматитами, то, следовательно, их возраст должен быть древнее 2000 млн. лет, а проявление второго тектоно-магматического цикла на Алданском массиве в пределах этого времени следует связывать с формированием другого комплекса пород, например субчанского.

Омоложения пород гранулитовой фации нижнеархейских толщ Алданского массива фиксируются не только аргоновым методом по биотиту и частично по амфиболом, но и свинцовым. Возраст биотитов из равновесных ассоциаций гранулитовой фации равен 1725 ± 70 млн. лет и свидетельствует о том, что омоложение древнего субстрата связано не только с более поздним тепловым воздействием, но и с участием растворов, приведших к перераспределению других радиогенных продуктов в породе. Влияние температуры и растворов было достаточным, чтобы изменить первичные калий-аргоновые отношения в минералах и перераспределить другие радиогенные продукты (в частности уран и свинец), но недостаточными, чтобы привести к перекристаллизации минералов гранулито-

вой фации в соответствии с новыми физико-химическими условиями среды.

Для гранитов, пересекающих породы амфиболитовой фации, претерпевших повторную складчатость и замещающихся в свою очередь диопсид-флогопитовыми метасоматитами, возраст, полученный свинцово-изохронным методом по ортиру, равен 1900 ± 25 млн. лет. Это значение совпадает с аргоновыми датировками по биотиту из этих гранитов, считавшихся ранее омоложенными [371]. Следует отметить, что возраст 1950 ± 55 млн. лет по ортиту свинцово-изохронным методом получен также и для гранитов, прорывающих тимптонскую и джелтулинскую серии.

Разнообразные по составу диопсидовые жильные метасоматиты, с которыми связаны железорудные и флогопитовые месторождения, имеют аргоновый возраст 1900 млн. лет, полученный по флогопиту, амфиболу и диопсиду и подтвержденный свинцово-изохронным методом по ортиту. Сходящиеся изотопные датировки, определенные различными методами и по различным минералам, надежно устанавливают время формирования этого комплекса пород, которое хорошо согласуется и с геологическими взаимоотношениями метасоматитов с окружающими породами.

Более поздние геологические процессы, выразившиеся в широком развитии зон бластомилонитов и внедрении дайковых тел гранит-пегматитов и основных пород, датируются аргоновым методом по бластомилонитам в 1850 млн. лет (по породе в целом) и по биотиту и амфиболу из гранит-пегматитов в 1725 млн. лет. Возраст гранит-пегматитов, полученный свинцово-изохронным методом по ортиту, также равен 1700 млн. лет.

Таким образом, проведенные геологические и радиологические исследования позволяют сделать следующие выводы.

Полученные аргоновым и свинцово-изохронным методом значения возраста различных кристаллических комплексов Алданского массива фиксируют главным образом два важнейших периода геологической истории этого региона.

Первый период выражен региональным метаморфизмом древнейших осадочно-вулканогенных толщ, протекавшим в гранулитовой фации. При современном состоянии изученности геохронологии метаморфических толщ докембрия Алдана, претерпевших более поздние процессы дислокации, метаморфизма и интрузивной деятельности, датировать этот период можно ориентировочно интервалом 3000—4000 млн. лет. Трудность получения более точных значений возраста заключается в развитии наложенных процессов, искаживших первичные изотопные отношения в минералах, и в отсутствии по этой причине хорошо разработанной методики геологического и радиологического определения возраста такого рода объектов. Большой вклад в разрешение этой важной проблемы, вероятно, могло бы внести применение стронциевого изохронного метода.

Имеющиеся датировки нижнеархейских толщ Алданского массива совпадают с данными возраста некоторых нижнеархейских толщ, развитых в западных частях Витимо-Алданского щита (курультинская серия), верхний возрастной предел которой по данным свинцового метода равен 2900 млн. лет [268].

Второй период геологической истории Алданского массива выражен в развитии регионального метаморфизма амфиболитовой фации, линейных складчатых и разрывных деформаций, наложенных на древние складчатые структуры, внедрении гранитов и формировании Fe-Mg-Ca метасоматитов. Полученные надежные датировки второго тектоно-магматического цикла докембрия Алдана позволяют выявить взаимосвязь ряда геологических процессов. Это, в частности, относится к проблеме генезиса диопсидовых метасоматитов и связанных с ними месторождений флогопита и магнетита. Приуроченность метасоматитов к развитию наложенного метаморфизма амфиболитовой фации согласуется и с пространственным размещением

в Алданском массиве этих двух процессов, а именно: метасоматиты располагаются в пределах проявления амфиболитовой фации. Такая взаимосвязь имеет генетическое значение, так как Fe-Mg-Ca метасоматоз является следствием наложения амфиболитовой фации на глубокометаморфизованные толщи, содержащие прослои магнезиально-кальциевых пород.

Наличие более молодых осадочно-метаморфических комплексов в пределах массива (унгринский или субчанский комплекс), для которых этот период явился прогрессивной стадией их развития, дает возможность видеть в них источник растворов, необходимых для регионального проявления наложенных процессов метаморфизма и метасоматоза на площадях развития древних метаморфических толщ.

Совпадение возраста комплексов, образованных в пределах Алданского массива во время второго тектоно-магматического цикла, с временем регионального омоложения архейских толщ показывает, что тектонические движения привели к повторному прогреву и частичной потере аргона некоторыми минералами древних толщ. Они сопровождались развитием в ряде участков региона процессов складчатости, метаморфизма и интрузивной деятельности, которые частично или полностью переработали древние толщи (наложенная амфиболитовая фация и Fe-Mg-Ca метасоматоз в нижнеархейских толщах) и сформировали новые осадочно-метаморфические комплексы (унгринский). Таким образом, широкое проявление в пределах региона датировок в интервале 1900—2000 млн. лет, которые для одних комплексов пород являются истинными, а для других омоложенными, без детальных геолого-геохронологических исследований затрудняет корреляцию толщ Алданского массива с толщами, слагающими прилегающие территории.

И, наконец, третий период геологической истории региона выразился в образовании многочисленных зон милонитизации и региональных разломов, пересекающих Алданский массив в северо-западном и северо-восточном направлениях, и внедрении дайковых тел гранит-пегматитов и основных пород. Эти жесткие глыбовые движения, датируемые интервалом 1850—1600 млн. лет, привели к подъему древних кристаллических комплексов на более высокий геотектонический уровень и положили начало платформенному развитию Алданского массива.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ДОКЕМБРИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ПО РАДИОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Для датирования докембрийских образований Восточной Сибири (рис. 30) выполнено большое количество определений возраста пород аргоновым и в меньшей мере стронциевым и свинцовым методами (табл. 46—51). В основу периодизации геологических событий докембрия Алданского щита и его складчатого обрамления положены данные, опубликованные в работах Ю. В. Богданова, А. П. Виноградова, М. Н. Воскресенской, Ю. Н. Гамалея, М. А. Гаррис, Э. К. Герлинга, Г. Б. Гиммельфарба, В. А. Глебовицкого, Н. С. Гнибиденко, Н. О. Зленко, А. Д. Искандеровой, В. И. Казанского, Ф. В. Каминского, В. И. Кицула, К. Г. Кнорре, С. П. Кориковского, Ю. Б. Казмина, М. Д. Крыловой, О. А. Левченкова, М. М. Мануйловой, Д. А. Михайлова, А. Ф. Петрова, Л. К. Пожарицкой, В. А. Рудника, Э. В. Собоновича, Н. И. Ступниковой, Н. Г. Судовикова, А. И. Тугаринова и др.

Узловой структурой в докембрии Восточной Сибири является Алданский щит. Поэтому в основу обобщения и систематизации радиологических данных докембрийских формаций Восточной Сибири положено комплексное геолого-радиологическое исследование алданского докембрия

ТАБЛИЦА 46

Периодизация геологических событий в докембрии Алданского щита по радиологическим данным, млн. лет

Объект исследований	Время образования и преобразования						Активизация (200—100)	Геологическое сооружение	Этап формирования	
	Иенгрский цикл ($\geq 3500-2500$)			Тимптоно-становой цикл ($\approx 2500-1750$)						
	Вулканизм, седиментогенез ($\geq 3500-3000$)	Ультраметаморфизм погружения (I этап) ($\geq 3500-3000$)	Ультраметаморфизм воздымания (II этап) ($\approx 3000-2600$)	Вулканизм, седиментогенез ($\approx 2500-2100$)	Ультраметаморфизм погружения (III этап) ($\approx 2500-2100$)	Гранитизация инверсионного этапа (IV этап) ($\approx 2100-1750$)				
Граниты в послыном залегании (джелтулинская серия) Граниты в виде секущих тел (тимптонская серия)					2000 ± 100 ^a 2000 ± 100 ^a			Тимптоно-становое протогейсинклинально-складчатое (2500—1750)	Инверсионно-складчатый (2100—1750)	
Мраморы * (джелтулинская серия) Плагноклазовые кристаллические сланцы (тимптонская серия)				2330 ± 80 2330 ± 160 2600 ± 200 ^б			< 200 ^б		Протогейсинклинальный (2500—2100)	
Иенгрская серия	Метасоматиты зон милонитов Граниты из зон милонитов и милониты					1700 ± 20 1850 ± 100		Иенгрское протогейсинклинально-складчатое (3500—2500)	Инверсионно-складчатые	2400—1750
	Граниты в виде секущих тел		2500 ± 300 ^б		2200 ± 200	1900 ± 100	150 ± 50 ^б			3000—2600
	Гранитоиды в послыном залегании Диопсид-флогопит-кальцитовая порода Флогопит-магнетит-диопсид-кальцитовая порода Мраморы * Плагноклазовые кристаллические сланцы	4000 ± 1000 ^в 3200 ± 500 3300 ± 200 3400 ± 200 ^в	3100 ± 200	3500—2800 ^б		2180 ± 50 2145 ± 110 ^a			100—0 ^б	Протогейсинклинальный ($\geq 3500-3000$)

Примечания. 1. Данные приведены по работам В. А. Рудника и Э. В. Собоновича; отмеченные знаком * — по Э. К. Гердингу, А. Д. Искандеровой и другим.
2. Методы определения возраста: свинцово-свинцово-изохронный — без обозначений; ^a — стронциевый изотопно-спектральный; ^б — «согласованных разностей»;
в — ториево-свинцовый изохронный.

ТАБЛИЦА 47

Возраст пород архейского (ненгрского) тектоно-магматического цикла
и продуктов их последующих преобразований, млн. лет

Геологический процесс (время проявления)	Анализируемый материал	Минерал, порода (количество проб)	Возраст	
Регрессивный метаморфизм и диафторез амфиболитовой фации, складчатость и жесткие дислокации, интрузии гранитоидов и пегматитов, кремне-щелочной и железо-магниево-кальциевый метасоматоз (1750—2100)	Милониты и кварц-микрелин-альбитовые метасоматиты	Роговая обманка (2) Порода (1) Микроклин (3) Биотит (7)	1935 ± 45 1850 1725 ± 25 1940 ± 50	
	Пегматиты	Порода (1)	1750	
	Пегматиты алданского комплекса (после диопсидовых жил)	Мусковит (1) Биотит (4)	1840 1750 ± 40 (1730)	
	Граниты интрузивные и жильные алданского комплекса (после диопсидовых жил)	Порода (2) Биотит (5) Амфибол (1)	1925 ± 5 1880 ± 40 1750	
	Диопсидовые метасоматические жилы	Ортит (2) Порода (2) Флогопит (30)	2040 ± 90 ^Г 1930 ± 170 ^а 1810 ± 150 (1840)	
	Флогопит-диопсидовые породы и жилы	Парагонит (1) Ортит (2) Амфибол (3) Флогопит (13)	2200 2180 ± 60 ^Г 2160 ± 40 (2150) 2140 ± 120 (2110)	
	Кальцифиты минерализованные	Флогопит (1) Диопсид (1) Флогопит (2)	2070 ^е 2300 ± 500 2145 ± 110 ^е	
	Повторный прогрессивный региональный метаморфизм пород ненгрской серии в гранулитовой (восточная часть блока) и амфиболитовой (центральная и западная часть блока) фациях; палингенез и мобилизация вещества гранитоидов ненгрской серии (2000—2200)	Плагиоклазовые кристаллические сланцы, амфиболиты, диопсидовые породы	Флогопит (9) Амфибол (6) Биотит (11)	1930 ± 60 1880 ± 80 1840 ± 90
		Граниты интрузивные и жильные (до диопсидовых жил)	Акцессорные минералы, циркон, малакон, ильменит, моцанит (10) Флогопит (1) Циркон (2)	1840 ± 60 (1950 ^Г) 2140 2100 ± 100 ^Г
		Мрамор доломитовый	Биотит (8) Мусковит (2)	2050 ± 50 2010 ± 40
Кварциты верхнеалданской свиты		Порода (3) Порода (12)	2130 ± 100 ^а 1970 ± 30 ^а	
Пегматоиды		Порода (7)	2180 ± 50 ^а	
Гранитоиды интрузивно-анатектические и палингенно-метасоматические		Порода (4) Амфибол (2) Биотит (1)	2080 ± 90 2025 200	
Послойные гранитоиды чарнокитового комплекса				
Кристаллические сланцы и гнейсы ненгрской серии				
Ультраметаморфизм и гранитообразование в условиях интенсивных дислокаций и диафтореза амфиболитовой фации пород ненгрской серии (2600—3000)		Гранитоиды различных генетических типов	Порода (5)	2500 ± 3000 ^В
		Плагиоклазовые кристаллические сланцы	Амфибол (2)	2800
	Мрамор	Плагиоклаз (1)	2800 ^А	
	Пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы	Биотит (1)	2750	

Геологический процесс (время проявления)	Анализируемый материал	Минерал, порода (количество проб)	Возраст
Региональный метаморфизм гранулитовой фации, анатексис и палингнез пород пенгрской серии (3000—3300)	Реакционно-контактная флогопит-магнетит-диопсид-кальцитовая порода	Магнетит (1) Кальцит (1)	} 3100±300 ^a >3000 ^b
	Послойные гранитоиды чарнокитового комплекса	Порода (4)	
Вулканогенные и хемогенно-осадочные породы пенгрской серии (3200—3500)	Плаггиоклазовые кристаллические сланцы Мрамор	Порода (10)	3300±200—3500±400 ^a
		Порода (3)	3400±200 ^b
		Порода (5)	3500±2800 ^b
		Порода (5)	3200±500 ^a

Примечания. 1. Методы определения возраста (здесь и в табл. 50, 52 и 53): аргоновый — без индекса; ^a — свинцово-свинцовый изохронный; ^b — свинцово-ториевый изохронный; ^в — «согласованных разностей»; ^г — свинцово-свинцовый; ^д — модельный, по Ф. Дж. Хаутермансу; ^е — стронциевый; ^ж — ураново-свинцовый изохронный; ^з — ураново-свинцовый конкордантный; ^и — свинцово-ториевый. 2. Значение единичного определения аргонового возраста дано, как правило, с точностью ±10%. 3. Выборочное среднее и погрешность для свинцово-изохронных методов рассчитаны методом наименьших квадратов. 4. В скобках — среднеарифметическое значение возраста для выборки > 2.

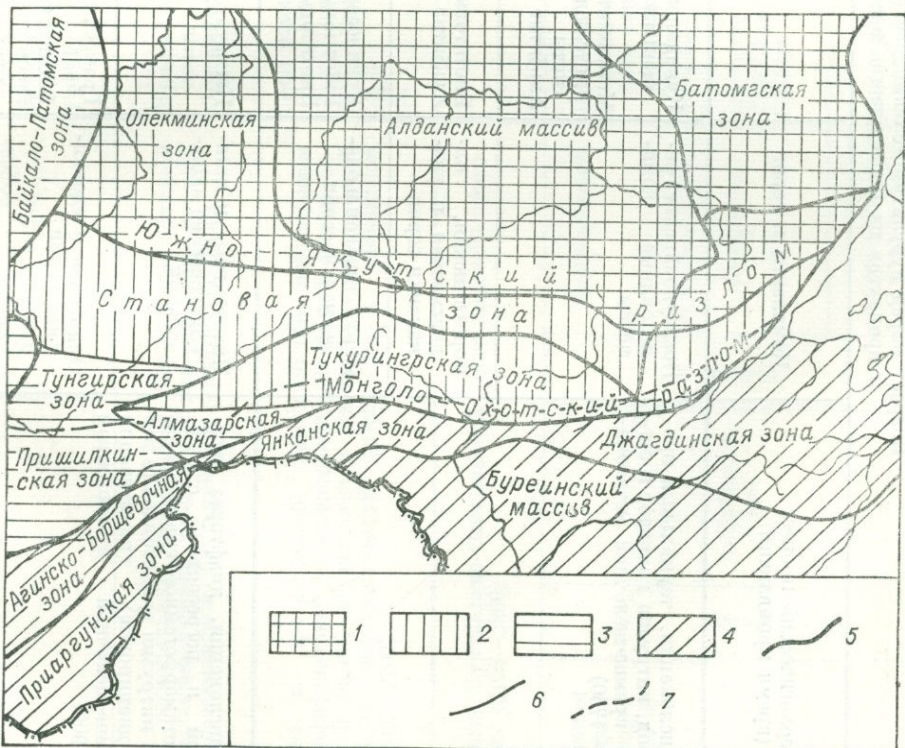


Рис. 30. Схема структурного районирования юго-востока Восточной Сибири, по А. Н. Неелову.

1 — Сибирская платформа; складчатая область: 2 — Джугджуро-Становая, 3 — Байнальская, 4 — Монголо-Охотская; границы: 5 — складчатых областей, 6 — структурных зон, 7 — северная граница распространения вулканогенных формаций станового комплекса.

Возраст пород курультино-олекминского тектоно-магматического цикла и продуктов их последующих преобразований *, млн. лет

Геологический процесс (время проявления)	Комплекты и серии	Анализируемый материал	Минерал, порода (количество проб)	Возраст			
Жесткие дислокации, термальный прогрев пород, интрузии гранитов и пегматитов, кремне-щелочной метасоматоз (600—1750)	Послеудоканские гранитоидные комплексы	Куандицкий и кодарский комплексы Метасоматиты зоны фельдшпатизации, двуслюдяные и среднезернистые граниты Альбитит	Биотит (6) Биотит (4) Порода (3) Браннерит (1)	1550 ± 130 1140 ± 110 930 ± 50 600*			
	Борсалинская, олдонская и удоканская серии	Биотитовый гнейс удоканской серии Альбитит	Биотит (1) Браннерит (1)	4110 1180*			
	Курультинская и олекминская серии	Крупнозернистый гранит Биотитовый гнейс курультинской серии Биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы олекминской серии	Биотит (2) Биотит (1) Амфибол (1) Биотит (1)	1750 ± 25 1230 1410 1030			
Жесткие дислокации, диафторез прогрессивной и регрессивной стадий, ультраметаморфогенное гранитообразование, интрузии гранитоидов (в том числе диазировые), гранитизация и кремне-щелочной метасоматизм (1750—1900)	Интрузивные и метасоматические образования	Пегматитовые жилы	Кальцевый полевой шпат (1) Ортит (1) Мусковит (1) Биотит (1)	2000* 1950* 1930 ± 60 1832			
	Олдонская и удоканская серии	Граноскецит метасоматический, очковый Биотитовый сланец удоканской серии Граниты и пегматиты, рвущие породы удоканской серии	Порода (1) Биотит (1) Гадолитит, монацит Биотит, мусковит (31)	1770 1770 1900 ± 100* 1840 ± 120 (1870)			
	Курультинская, олекминская, борсалинская серии	Кристаллические сланцы курультинской серии Пегматит в пределах пород курультинской серии Гранито-гнейсы олекминской серии	Биотит (2) Циркон (1) Мусковит (1) Монацит (1)	1775 ± 15 1890* 1800 1810*			
Повторный региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, термальный прогрев пород курультинской, олекминской, борсалинской серий (1900—2200)		Кристаллические сланцы олекминской серии Ортоамфиболит борсалинской серии	Биотит (2) Роговая обманка (1)	200 ± 20 2090			
Образование и прогрессивный региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций пород олдонской серии, образование и контактово-региональный метаморфизм зеленосланцевой фации пород удоканской серии (1900—2200)		Удоканская серия Амфиболитовый гнейс (?) Песчаник Биотитовый гнейс (?)	Амфибол (2) Порода (6) Браннерит (1) Биотит (1)	2025 ± 25 1950 ± 150* 1950* 1930 ± 100			
Формирование Курультино-Олекминской (Олекминской) прото-платформы (2100—2200)							
Регрессивный метаморфизм и диафторез (2200—2500)	Фаши	Амфиболитовая	Серии	Борсалинская	Пегматит Пегматиты, секущие породы борсалинской серии, гранитоиды чарадакского комплекса	Ортит (1) Мусковит (2)	2600 ± 100* 2520 ± 20
				Олекминская	Пегматит Ремобилизованные гранитоиды Гнейсы	Мусковит (2) Циркон (1) Биотит (2)	3000 ± 100* 2330* 2140 ± 40
				Курультинская	Пегматит, секущий породы курультинской и борсалинской серий	Биотит (2)	2315 ± 35

Продолжение табл. 48

Геологический процесс (время проявления)		Комплексы и серии		Анализируемый материал	Минерал, порода, (количество проб)	Возраст
Региональный прогрессивный метаморфизм (2500—3100)	Фации	Серии	Эпидотамфиболитовая	Борсалинская (олекминская)	Роговообманковые кристаллические сланцы	Роговая обманка (1) 2670
			Амфиболитовая	Олекминская	Гранито-гнейс Амфиболит и гнейс Кристаллические сланцы	Ортит (2) Амфибол (2) Биотит (1) 3000Г 2925 ± 175 2450
			Гранатовая	Курультинская	Пироксен-роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы Мигматит Породы чарской серии	Роговая обманка (1) Ортит (1) (?) 3400 ± 100Р 2900Г, Р 2650 ± 50
Образование вулканогенных и осадочных пород курультинской (?), олекминской, борсалинской серий (2700—3100)				Пироксен-роговообманково-кристаллические сланцы Мигматит Породы чарской серии	Роговая обманка (1) Ортит (1) (?) 3400 ± 100Р 2900Г, Р 2650 ± 50	

* Или курультинского и олекминского циклов. Все данные радиологического возраста пород курультинской серии связаны с процессами омоложения олекминского цикла, кроме отмеченных индексом Р, фиксирующих реликтовый возраст процесса метаморфизма курультинского цикла. Условные обозначения см. в табл. 47.

ТАБЛИЦА 49

Аргонный возраст горных пород серии Зверева, млн. лет
(юго-восточная часть Алданского нагорья и хр. Станового)

Возрастной интервал	Исследованные минералы и породы (количество образцов)	Возраст
600—1100	Актинолит из диафторированного сланца (1) Амфибол из диафторированного амфиболита (1) Мусковит из диафторированных пегматитов, секущих породы серии Зверева (2)	1270 1160 1520±70
1700—2200	Биотит из гнейса * (2) Биотит и роговая обманка из плагиоклазового кристаллического сланца * (3) Амфибол из амфиболита (1) Микроклин, биотит и мусковит из пегматитов, секущих диафторированные породы серии Зверева (3).	1810±40 2000±100 1840 1950±180 (1917)
2200—2600	Биотит из гнейсов (2) Форстерит из сланца (1) Амфибол из плагиоклазового кристаллического сланца (1) Перидотит, секущий породы серии Зверева	2420±170 2470 2260 2550±10
3100—3500	Роговая обманка из плагиоклазового кристаллического сланца * (1) Актинолит из амфиболита (1)	3400±100 3400

* Эти образования частично или полностью описаны [авторами как породы курультинской серии.

и, в первую очередь, алданского комплекса, который, согласно Ю. К. Дзевановскому, объединяет в своем составе иенгскую, тимптонскую и джелтулинскую серии. Подавляющее число исследователей относят алданский комплекс к раннему архею, но некоторые геологи на основании полученных ими радиологических данных рассматривают его как раннепротерозойский.

Результаты последних радиологических исследований [327, 328, 331, 333, 354] с учетом ранее полученных возрастных данных помогли уточнить последовательность событий в алданском докембрии, а в ряде вопросов существенно дополнили геологические представления, в том числе позволили по-новому подойти к решению вопроса о взаимоотношениях различных серий и комплексов Алданского щита и самого щита с Джугджуро-Становой зоной [329] (рис. 31).

К западу от алданского комплекса архейские образования представлены курультинской, олекминской и борсалинской сериями. Согласно данным Е. П. Миронюка [223], породы гранулитовой фации курультинской серии без видимого несогласия переходят вверх по разрезу в образования амфиболитовой фации олекминской серии; между олекминской серией и вышележащими образованиями среднетемпературной субформации амфиболитовой фации борсалинской серии имеет место стратиграфическое и структурное несогласие. По другим данным между курультинской и олекминской сериями также имеет место крупное стратиграфическое и структурное несогласие [8, 409].

Курультинская серия, ранее выделявшаяся под названием чарской толщи, Н. В. Фроловой, В. В. Кудрявцевым, А. И. Тугариновым и

Возраст пород ранне-среднепротерозойского тимптоно-станового тектоно-магматического цикла (2500—1750 млн. лет), млн. лет

Геологический процесс (время проявления)	Комплекс	Регион	Анализируемый материал	Минерал, по- рода (количе- ство проб)	Возраст *
Регрессивный, местами прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, ультраметаморфогенное гранитообразование; кремне-щелочной метасоматизм (1750—2100)	Становой	Джугджуро- Становая зона	Пегматиты станового комплекса (секунция)	Биотит (3) Ортит (1)	1870±70 (1830) 1800 ^F
			Гранито-гнейсы древнестанового комплекса	Биотит (5)	1840±40 (1855)
			Гнейсы	Биотит (2)	1830±60
			Амфибол-гиперстеновые ортопороды устьгилюйской серии	Амфибол (1)	1730
			Граниты и гранито-гнейсы древнестанового комплекса	Биотит (3)	1820±20
			Пегматиты в породах станового комплекса	Акцессорные минералы (30)	1860±100 ^F
			Пегматиты (в породах станового комплекса, олекминской или борсалинской серий)	Монацит Ортит, циркон (6)	1800 ^F 1760±100— 1945 ^F
Унгринско-батымский	Алдацкое нагорье	Амфиболиты, амфиболовые сланцы и породы унгринского комплекса	Ортит (3) Амфибол (4)	1950±50 ^F 1875±75— 1906	
		Гнейсы, кристаллические сланцы батымской серии и секунция их граниты	Биотит, мусковит, порода	1900±100	
Тимптоно-желтулинский			Ортотектиты и биотитовые граниты сутамской свиты	Монацит (2)	1620±10 ^F

Прогрессивный региональный метаморфизм андот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (2100—2300)	Удоканско-курингский	Зона Станового хребта	Пегматиты, секунция породы желтулинской серии	Биотит (3)	1960±30
			Гранит-пегматиты, секунция породы тимптоно-желтулинского комплекса	Ортит (4)	1950±50 ^F
			Граниты, секунция породы тимптоно-желтулинской серии	Биотит (3)	1930±50
			Пегматиты, секунция породы тимптоно-желтулинской серии	Биотит (2)	1860±110
	Джугджуро-Становая зона		Пегматит (секунция)	Мусковит (1)	1930
			Пегматиты	Биотит (1) Ортит (1) Акцессорные минералы (36)	2210 ^F 1940 ^F 1810±250 (1860 ^F)
			Пегматиты сутамской свиты желтулинской серии	Биотит (3)	1880±110 (1865)
			Пегматиты, секунция породы тимптоно-желтулинской серии	Биотит (1)	1990
	Джелтулацко-чуманский	Алдацкое нагорье	Гнейсы (?) удоканской серии (комплекса)	Амфибол (2) Биотит (7)	2025±25 1930±100
			Северо-запад Становой зоны	Роговообманково-плагноклазовые кристаллические сланцы чуманского комплекса	Роговая обманка (2)
Джугджуро-Становая зона			Амфиболит желтулацкой серии	Амфибол (1)	1910

Геологический процесс (время проявления)	Комплекс	Регион	Анализируемый материал	Минерал, порода (количество проб)	Возраст	
Прогрессивный региональный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций, ультраметаморфизм погружения (2100—2300)	Унгринско-батомгский	Алданское нагорье	Амфиболит и гнейс унгринской толщи	Роговая обманка (2)	2150	
			Гнейсы и сланцы батомгской серии	Амфибол, биотит, ортит, порода	2150 ± 150	
	Становой	Джугджуро-Становая зона	Пироксен-амфиболовые сланцы устьгилюйской серии	Амфибол (1)	1990	
			Гранито-гнейсы и гнейсы	Биотит (2) Мусковит (1)	1995 ± 55 2200	
	Тимптоно-желтулинский	Алданское нагорье	Гранитоиды анатектические и палингенно-метасоматические	Биотит (3) Микроклин (1)	2000 ± 110 ^е	
			Биотитовые анатектические граниты	Монацит (1)	2270 ^н	
			Биотитовый гнейсо-гранит желтулинской серии	Монацит (1)	2150 ^г	
			Диопсид-кальцитовая контактово-метасоматическая порода тимптонской серии	Диопсид (2)	2210	
			Мрамор тимптонской серии	Биотит (1)	2130	
			Джугджуро-Становая зона	Гнейсы алданского комплекса	Мусковит (2) Микроклин (1)	2165 ± 35 ^г 1850
	Образование осадочных и вулканогенных пород (снизу вверх): тимптоно-желтулинского, алдано-станового, желтулакско-чульманского и удокано-тукурингского комплекса (2100—2500)			Песчаники удоканской серии	Порода (6)	1950 ± 150 ^ж
				Мраморы желтулинской серии	Порода (9) Порода (9)	2300 ± 100 ^з 2330 ± 70 ^а
				Плагиоклазовые кристаллические сланцы тимптонской серии	Порода (4) Порода (5)	2850 ± 160 ^а 2600 ± 200 ^в

* Условные обозначения см. в табл. 47.

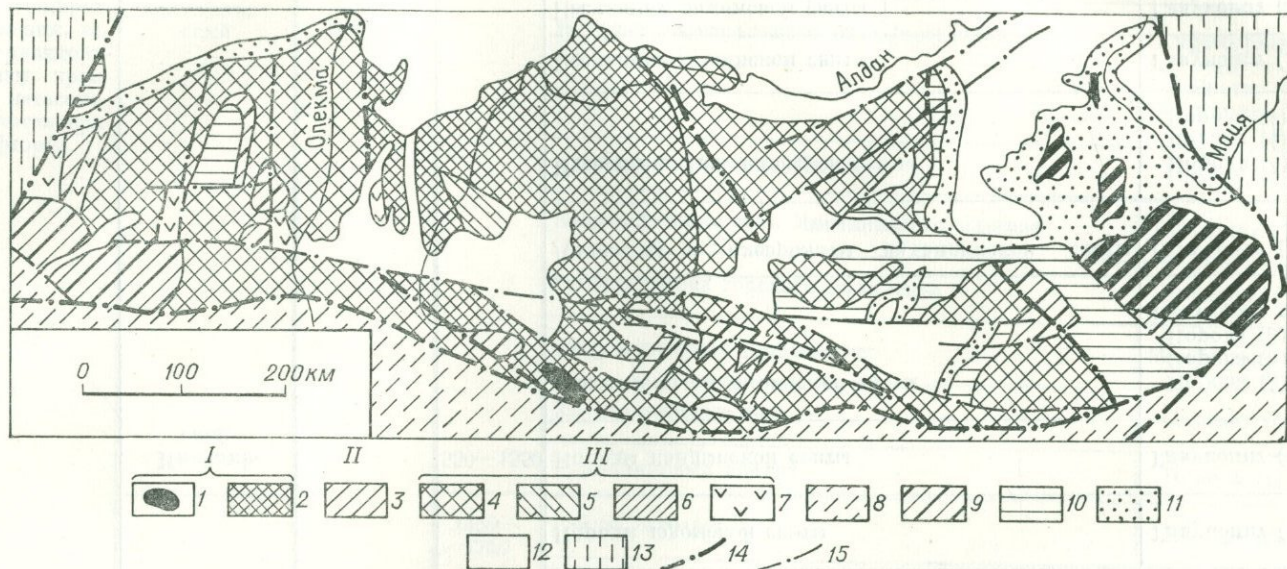


Рис. 31. Схема геологического строения Алданского щита, по С. В. Нужнову и В. А. Ярмолюку (1968) с дополнениями и изменениями В. А. Рудника.

I — прогесинклинальный этап архейского (иенгрского) цикла (~ 3500—3000 млн. лет): 1 — кабактинская серия (кабактинский комплекс), 2 — иенгрская (иенгрский комплекс); *II* — прогесинклинальный этап позднеархейского-раннепротерозойского (курультино-олекминского) цикла (~ 3100—2500 млн лет); 3 — курультинская, олекминская, борсалинская серии, нерасчлененные; *III* — прогесинклинальный этап позднеархейского-раннепротерозойского (тимптоно-станового) цикла (~ 2500—2100 млн. лет): 4 — тимптонская и джелтулинская серии, нерасчлененные (тимптоно-джелтулинский комплекс), 5 — унгринский комплекс, 6 — батомгская серия, 7 — сахаборский комплекс (?); 8 — фундамент Джугджуро-Становой складчатой области, в составе которой принимают участие: в восточной части — джанинская серия (*I* ?) и становой комплекс (2100—1800 млн. лет), в западной — курультинская, олекминская, брятинская серии (*II*), в центральной — алданский комплекс (иенгрская, тимптонская, джелтулинская серии, нерасчлененные: *I* и *II*); серия Зверева (*I* ?) и становой комплекс (*III*); 9 — удоканский миогеосинклинальный (?) комплекс (2100—1800 млн. лет); 10 — маймананский комплекс, переходный к платформенному (2000—1400 млн. лет); 11 — ингийский комплекс, платформенный (1400—650 млн. лет); 12 — платформенные палеозойские и мезозойские отложения; 13 — протерозойские и палеозойские отложения, выполняющие Патомский и Юдомо-Майский миогеосинклинальные прогибы; 14 — главнейшие разломы; 15 — прочие разломы.

Возраст продуктов преобразования пород тимптоно-становой складчатого сооружения в последующие джугджуро-становой и монголо-охотский тектоно-магматические циклы (2100—600 млн. лет)*, млн. лет

Геологический процесс	Комплекс	Регион	Время, млн. лет	Анализируемый материал	Минерал, порода (количество проб)	Возраст
Формирование осадочного чехла в спокойных тектонических условиях	Палеозойский		550—1550	Породы пестроцветной свиты	Глаукоцит (2)	560 ± 20
				Известняки юдомской свиты	Порода (3)	580 ± 80 ^ж
				Породы юдомской свиты	Глаукоцит (2)	685 ± 35
	Ингилийский			Породы кандыкской свиты	Глаукоцит (1)	720
	Известняки лахандинской свиты			Порода (5) Порода (5) Порода (5) Глаукоцит (1)	840 ± 10 ^ж 820 ± 220 ^а 860 ± 40 ^б 890	
	Доломиты и алевролиты лахандинской свиты			Глаукоцит (4)	945 ± 45 (930)	
	Известняки цинандинской свиты			Порода (4) Порода (4) Порода (4)	950 ± 30 ^ж 980 ± 230 ^а 1000 ^б	
	Песчаники омнинской свиты			Глаукоцит (1)	1050	
	Песчаники энинской свиты			Глаукоцит (3)	1145 ± 45 (1160)	
	Песчаники гонамской свиты			Глаукоцит (3)	1500—1570	

Интенсивные глобальные движения преимущественно субширотного направления, основной и гранитоидный магматизм, кремне-щелочной метасоматизм, низкотемпературный диафорез	Иенгрский и тимптоно-джедлулинский	Витимо-Алданское нагорье	550—1200	Ингилийский массив центрального типа	Биотит (1)	670	
				Интрузии центрального типа (восточная часть)	Акцессорные (8)	600 ± 40 ^ж	
					Биотит Флогопит (4) Порода (1)	630 ± 30 690	
				Кимберлитовые тела Якутии	Порода (2)	675 ± 125	
				Кимберлитовые тела Ингилийского массива	Флогопит (2)	780 ± 20	
				Габбро-диабаз торского комплекса	Порода (11)	985	
				Микроклиновый метасоматит	Микроклин (1)	1000	
				Хрусталоносные тела	Серпидит (4)	1010 ± 110	
				Турмалиновый гранит	Порода (1)	1170	
				1350—1750	Дайки диабазов	Порода (2)	1350 ± 10
					Альбит-хлорит-анатит-карбонатная минерализация в зонах дробления	Апатит (3) Апатит (1)	1480 ± 20 ^г 1670 ± 60 ^г
				1250—2100	Граниты и пегматиты, секущие породы иенгрской, тимптоно-становой и джедлулинской серий	Порода (9)	1430 ± 190 (1400)
						Порода (8)	1420 ± 80 (1480)
Порода (1)	1800 ± 180						
Милониты и кварц-микроклиновые метасоматиты из зон милонитов	Микроклин (3) Порода (1) Порода (12) Роговая обманка (2)	1725 ± 30 1850 1850 ± 1675 ^а 1975 ± 45					

Геологический процесс	Комплекс	Регион	Время, млн. лет	Аккумуляционный материал	Минерал, порода (количество проб)	Возраст
	Комплексы и серии пород Джугджуро-Становой зоны	Хребты Становой и Джугджур	550—1200	Пегматиты	Биотит (2)	600±40
				Гранитоиды Аляского района	Порода (2)	740±70
				Щелочные граниты улканского комплекса (III фаза)	Порода (1) Биотит (1) Микроклин (3)	780 880 930±65 (910)
				Биотитовые граниты улканского комплекса (II фаза)	Порода (1)	770
				Свинцовая минерализация среди апортозитов Джугджурского массива	Галенит (1)	860 ^г
				Кварц-метасоматиты в породах батомгской серии	Порода (1)	900±100
				Пегматиты	Монацит (2) Ортит (2)	980 ^н 1160 ^г
				Метасоматиты	Давидит (2)	995±25 ^г
				Аляскиты	Циркон (1)	1140 ^г
				Альбитит	Браннерит (1)	1180 ^г
				Гранито-гнейсы станового комплекса	Биотит (2)	1255±15
				Хлорит-ставролит-мусковитовый сланец субганской серии	Мусковит (1)	1300±1450

			1200—1750	Породы удоканской серии	Биотит (2)	1400±330
				Гранитоиды, рвушце породы удоканской серии	Породообразующие и акцессорные минералы (41)	1480±480
				Породы курультино-борсалинского мегацикла	То же, (40)	1450±450
				Граниты и пегматиты, секущие породы станового комплекса и джелтулакской серии	»	1790±60
Формирование осадочных и вулканогенных образований в условиях контрастных глыбовых движений, интрузивный магматизм	Маймаканский	Ватамо-Алданское нагорье	1300—1600	Песчаники и известняки омахтинской свиты	Порода (4) Глаукоцит (2) Глаукоцит (1) Порода (4) Порода (4)	1330±130 ^ж 1325±75 1400 1400±70 ^з 1600±600 ^н
				Известняки и песчаники гонамской свиты	Глаукоцит (2)	1500—1570
	Улканский		1550—1750	Слюдиты	Биотит (1)	1540
				Пегматиты, граниты, грейзены (II фаза)	Биотит (9)	1740±230 (1770)
				Щелочные пегматиты (III фаза)	Мусковит (1) Рибекит (1) Циркон (1)	1600 1650 1920 ^г
	Маймаканский и южно-учурский		1750—1950	Породы элгетейской свиты	Глаукоцит (1)	1750
Кварцевые порфиры элгетейской свиты				Порода (2)	1480±30	
Граниты Южно-Учурского массива				Циркон (2) Циркон (3)	1840 ^г 1930±50 ^г	

Геологический процесс	Комплекс	Регион	Время, млн. лет	Анализируемый материал	Минерал, порода (количество проб)	Возраст
Регрессивный метаморфизм; интрузивный гранитоидный магматизм; кремнещелочной метасоматизм	Джелтулакско-чульманский	Хребты Становой II Джугджур	1750—2000	Амфиболиты	Амфибол (2)	1760±20
				Двуслюдяной сланец (джелтулакская серия)	Мусковит (1)	1760
				Роговообманково-плагноклазовые кристаллические сланцы чульманского комплекса	Роговая обманка (1)	1800±100
				Пегматиты, секущие породы джелтулакской серии	Мусковит (1)	1810
				Субганская толща (серия)	Порода (1)	1755
	Удоканский	Алдано-Витимское нагорье (восточная часть)		Пегматиты, секущие сланцы	Мусковит (1)	1950
				Биотитовые сланцы икабийской свиты	Биотит (1)	1770
				Лейкократовые граниты, рвущие породы удоканской серии	Биотит, мусковит	1800±100 ^Г
				Граниты, секущие породы удоканской серии	Биотит (27) Мусковит (4)	1840±120 (1860) 1875±105
				Пегматиты, секущие породы удоканской серии	Гадолинит, монацит	1900±100 ^Г
Нисходящие колебательные движения компенсированного типа	Удоканский	Северо-западная хр. Станового	2000—2100	Породы удоканского комплекса	Порода (6) Породообразующие и акцессорные минералы (9)	1950±150 ^Ж 1940±110 (1970)

другими исследователями рассматривается как наиболее древняя в разрезе архея Алданского щита, И. М. Фрумкин сопоставляет ее с иенгской серией, а Е. П. Миронюк считает ее моложе иенгской. Н. В. Фроловой и И. М. Фрумкиным олекминская серия сопоставляется с тимптонской, а Ю. К. Дзевановским — со становой Джугджуро-Становой складчатой области, относимой к нижнему протерозою. Аналогом борсалинской серии в пределах западной части этой области, по данным Е. П. Миронюка, является брянтинская. В. И. Кицул и К. А. Лазебник борсалинскую серию относят к верхам нижнего протерозоя, сопоставляя ее с унгринским комплексом Алданского щита, породы которого метаморфизованы в амфиболитовой фации и залегают в тектоническом блоке среди образований иенгской серии.

К югу от алданского комплекса, в пределах Джугджуро-Станового складчатого обрамления и переходной к нему зоны, архейские образования представлены породами гранулитовой фации серий кабактинской, Зверева, джанинской, а также алданского комплекса. Указанные три серии вулканогенно-терригенной природы сходны между собой по составу и рассматриваются одними исследователями как наиболее древние образования алданского докембрия, другими сопоставляются с курульгинской серией. Вышележащие породы нижнепротерозойского станового комплекса амфиболитовой фации метаморфизма большинством геологов считаются первично-вулканогенно-терригенными и терригенными образованиями. Д. С. Коржинский и С. П. Юриковский рассматривают их как продукты высокотемпературного диафтореза и гранитизации пород алданского комплекса. С образованиями станового комплекса коррелируются вулканогенно-осадочные породы амфиболитовой фации батомгской серии восточной части щита.

Лежащие стратиграфически выше докембрийские образования Алданского щита представлены нижнепротерозойскими породами сахаборского (эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций) и удоканского (зеленосланцевой фации) комплексов; среднепротерозойскими отложениями маймаканского комплекса, переходными к платформенному типу; платформенными образованиями ингилийского комплекса [255]. Наиболее спорным является вопрос выделения сахаборского комплекса и его состав, а также возраст и геологическое положение удоканского. Отложения последнего, локализованные в грабенообразных прогибах на докембрийском основании, большинством геологов рассматриваются как самостоятельные (миогеосинклинальные, по Л. И. Салопу) образования, но некоторыми исследователями сопоставляются с породами станового комплекса.

Одной из главнейших, но тем не менее не решенных до сих пор задач геологии Восточной Сибири является проблема взаимоотношения Алданского щита и его складчатого обрамления — Джугджуро-Становой зоны. С решением этой проблемы во многом связана возможность реконструкции общей палеотектонической структуры щита и последовательности геологических событий в докембрии Восточной Сибири в целом. Решить все эти задачи, как и большинство других упомянутых выше спорных вопросов геологии докембрия Алданского щита, возможно, если удастся установить стратиграфическое и тектоническое взаимоотношения алданского комплекса со становым и курультино-борсалинским, иенгской серии с вышележащей тимптонской, а также характер и последовательность метаморфизма и гранитообразования в пределах алданского комплекса.

Для решения этих проблем и для расчленения рассмотренных выше полиметаморфических образований было предпринято радиологическое изучение пород алданского комплекса свинцово-изохронным методом и методом согласованных разностей, дополненное данными стронциевого метода, основные результаты которых отражены в табл. 46, на рис. 32 и изложены во многих работах [327—333, 351, 353].

Свинцово-свинцовый изохронный возраст кристаллических сланцев иенгрской серии равен 3500 ± 400 млн. лет, а с учетом омоложенных кристаллических сланцев из реликтовых пласто- и линзобразных тел, заключенных внутри горизонтов доскладчатых чарнокитовых гранитоидов и залегающих в непосредственной близости к ним, составляет 3300 ± 200 млн. лет. Этим данным не противоречит ториево-свинцово-изохронный возраст кристаллических сланцев, а также и свинцово-свинцовый изохронный возраст мраморов иенгрской серии, составляющий 3200 ± 500 млн. лет. Свинцово-свинцовый изохронный возраст реакционно-метаморфогенной диоксид-флогопит-магнетит-карбонатной породы составляет 3100 ± 300 млн. лет.

Этим же методом установленный возраст метаморфических пород тимптонской серии, перекрывающей породы иенгрской, в том числе и указанные гранитоиды, составляет 2250 ± 60 млн. лет, а без учета пробы омоложенного кристаллического сланца — 2330 ± 140 млн. лет. Изохронный возраст мраморов джелтулинской серии равен 2330 ± 80 млн.

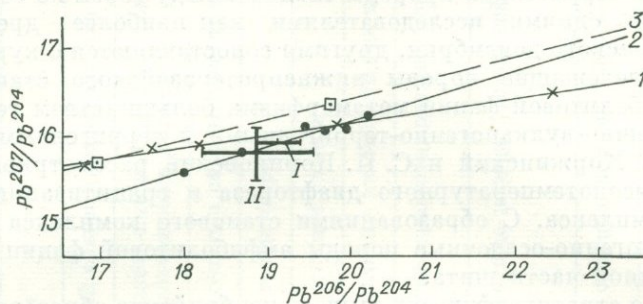


Рис. 32. Свинцово-свинцовые изохроны.

1 — тимптонская серия, кристаллические сланцы (2330 ± 170 млн. лет); иенгрская серия: 2 — кристаллические сланцы (3300 ± 200 млн. лет), 3 — магнетит-флогопит-диоксид-кальцитовая реакционно-метаморфогенная порода (3100 ± 300 млн. лет); точки I и II — средний изотопный состав современного свинца в 95%-ном доверительном интервале.

лет, соответствуя времени формирования исходных первично-осадочных и вулканогенных пород, впоследствии превращенных в кристаллические сланцы.

Стронциевый возраст гранитов тимптонской и джелтулинской серий, установленный по трем пробам биотита и одной микроклина, равен 2000 ± 110 млн. лет, а метаморфогенно-реакционных диоксид-флогопитовых пород иенгрской серии, определенный по двум пробам флогопита, — 2445 ± 110 млн. лет.

Свинцово-свинцово-изохронный метод помимо радиологического датирования использован также и для установления относительного возраста и уточнения границ комплексов пород, которые характеризуются значительным разрывом во времени их формирования. Основой для этого являются изохроны, построенные по данным изотопного состава свинца пород при обязательном условии прохождения через «контур современного свинца» в 95%-ных доверительных границах [332]. На основе этого метода было проведено стратиграфическое расчленение и типизация пород в зоне сочленения иенгрской и тимптонской серий, характер взаимоотношений которых является одной из наиболее дискуссионных и важных проблем геологии докембрия Алданского щита.

Дискуссионны как вопрос о положении самого контакта, так и вопрос характера взаимоотношения этих серий, т. е. отсутствия или наличия стратиграфического несогласия. Большинство исследователей приводят данные в пользу существования крупного стратиграфического несогласия между этими сериями, однако некоторые геологи отрицают его наличие.

В то же время наблюдаемое согласное налегание пород нижней свиты тимптонской серии (улуңчинской) на породы иджакской свиты [361], относимой к верхним частям разреза иенгрской серии, позволило Л. М. Реутову [318] высказать предположение, что иджакская свита относится к тимптонской серии.

Б. А. Ермолаев [107] показал, что подобные расхождения в интерпретации характера взаимоотношения иенгрской и тимптонской серий связаны с использованием данных различного характера, часто не сопоставимых между собой. Согласный контакт обосновывается главным образом петрологическими данными локального порядка о наличии постепенных взаимопереходов между породами серий. Представление о несогласном контакте мотивируется преимущественно данными региональных геоструктурных построений, различием в радиологическом возрасте серий, результатами изучения закономерностей гранитообразования, а также предположением о крупном стратиграфическом перерыве между сериями, основанном на наблюдениях выклинивания отдельных горизонтов, венчающих иенгрскую серию.

Результаты анализа изотопного состава свинца всех исследованных проб кристаллических сланцев четко распределяются в пределах областей двух изохрон (рис. 32, 1 и 2), по которым значительное различие в возрасте не вызывает сомнений. Следовательно, изохрона 1 с меньшим углом наклона, характеризующая горные породы более молодого возраста, принадлежит тимптонской серии, а изохрона 2 — иенгрской.

Таким образом, результаты свинцово-изохронного исследования горных пород в области предполагаемого контакта иенгрской и тимптонской серий в бассейне р. Тимптона подтверждают его наличие.

Приведенные данные служат дополнительным доказательством правильности выделения в пределах исследованного участка образований обеих серий, а также позволяют уточнить границу между ними и отнести породы конкретных обнажений к той или иной серии. Результаты определения изохронного возраста пород этих серий подтверждают представления, основанные на геологических данных, о значительном перерыве во времени формирования иенгрской и тимптонской серий, достигающем 700—1000 млн. лет (табл. 46), а следовательно, и о наличии между ними стратиграфического несогласия. Полученные радиологические данные и характер их распределения в пределах исследованных пород свидетельствуют и в пользу правомерности выделения в этом районе иджакской свиты (ранее выделявшейся здесь как нижнесуннагинская), контактирующей с федоровской, и отнесения ее к тимптонской серии, а не к иенгрской, составной частью которой является федоровская свита. Близость состава иджакской и федоровской свит, по-видимому, является одной из причин завышения и занижения их мощностей и даже полного включения пород одной свиты в состав другой. Эти явления, очевидно, в значительной степени обуславливают различия в толковании взаимоотношений улуңчинской свиты с нижезалегающей иджакской.

Анализ полученных радиологических данных с учетом результатов новейших геологических исследований позволил выделить в истории Алданского щита и его Джугджуро-Станового обрамления два тектономагматических цикла: архейский — иенгрский — и ранне-среднепротерозойский — тимптоно-становой (табл. 46) [327—329]. Наличие крупного перерыва во времени формирования иенгрской и тимптонской серий (почти в миллиард лет) подтверждает выводы о стратиграфическом несогласии между ними, устанавливаемом по геологическим данным [88].

Интерпретация радиологической информации проводилась с учетом трех наиболее общих признаков, рекомендуемых при формационном анализе метаморфических образований разновозрастных складчатых структур: 1) состава исходных осадочных и вулканогенных формаций,

2) условий $p - T$ -метаморфизма, 3) геохимических условий метаморфизма, главным образом режима щелочей.

В качестве реперных данных принимались результаты свинцового метода и в первую очередь его изохронных вариантов [330, 332, 354]. При интерпретации данных аргонового метода учитывалась неодинаковая сохранность аргона в различных минералах в условиях наложенного метаморфизма и других геологических процессов, а также возможность присутствия избыточного аргона в некоторых минералах, не содержащих структурного калия.

Результаты анализа всей радиологической информации положены в основу возрастной шкалы докембрия Восточной Сибири, составленной с учетом положения в разрезе главнейших стратиграфических подразделений (серий, толщ, комплексов). Выделяемые в ней комплексы пород характерны для всей рассматриваемой территории и объединяют разновозрастные первично-стратифицированные породы, формирование которых в разных частях территории могло идти в различных условиях.

В основу реконструкции единого обобщенного разреза колонки геосинклинальных (в том числе про- и протогеосинклинальных *, по номенклатуре К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова) образований каждого из выделенных циклов положены следующие принципы: 1) убывание степени прогрессивного регионального метаморфизма от древних стратиграфических подразделений к более молодым, 2) одновременность (естественно, в первом приближении) проявления регионального прогрессивного метаморфизма различных фаций в пределах единого цикла и в пределах погрешности радиологических методов; 3) одновременность проявления секущих гранитоидных тел независимо от их генетических особенностей в пределах единого цикла и в пределах погрешностей радиологических методов; 4) соответствие реконструированной колонки имеющимся литолого-стратиграфическим корреляционным схемам и данным о структурных взаимоотношениях контактирующих комплексов, серий и толщ.

К архейскому тектоно-магматическому циклу отнесен иенгрский комплекс. Время формирования пород иенгрской серии, включаемой в этот комплекс, оценивается в интервале 3500—3200 млн. лет (табл. 47). Не исключена возможность и более древних значений возраста для нижних частей разреза, в частности для образований верхнеалданской свиты, представленной породами хемогенно-терригенной формации, между которой и вышележащими образованиями фedorовской свиты имеют место стратиграфическое и структурное несогласие, установленное в результате работ ряда исследователей. Наличие этого несогласия и резко различный состав контактирующих серий позволили поставить вопрос о выделении верхнеалданской свиты в самостоятельную серию (иенгрскую — по И. М. Фрумкину, верхнеалданскую — по В. А. Мокроусову) и о выделении на ее основе самостоятельного (наиболее древнего) тектоно-магматического цикла — верхнеалданского [329].

Такое взаимоотношение этих свит делает наиболее вероятным предположение, высказанное рядом исследователей, о формировании кварцитов и глиноземистых пород верхнеалданской свиты в результате длительного химического выветривания (древняя кора выветривания) первичных пород Земли или каких-то более древних доиенгрских пород. Последними могут быть аналоги эклогитоподобных пород кабактинской серии, выделяемой В. А. Кудрявцевым [176] в южной окраинной части Алдано-Гимптонского блока, присутствие которых в разрезе иенгрской серии намечается по гравиметрическим данным и подтверждается наличием ксенолитов

* Поднятия про- и протогеосинклинали обозначают соответственно «догеосинклинали» и «первичные геосинклинали» [406].

гранатовых амфиболитов в мезозойских интрузиях Центрально-Алданского района, прорывающих породы иенгурской серии.

Формирование материала, которым представлены породы верхнеалданской свиты, происходило в условиях спокойной тектонической обстановки и продолжительного химического выветривания [151, 181]. Наличие несогласий в напластовании пород, устанавливаемых внутри верхнеалданской свиты, позволяет предполагать существование перерывов в ее осадконакоплении.

Совокупность главных черт геологического разреза средних и верхних частей иенгурской серии позволяет рассматривать их как толщу чередующихся между собой лав типа спилито-диабазов с карбонатными и терригенными (песчано-глинистыми) отложениями.

Вывявленная в ходе разведочного бурения на флогопитовых месторождениях региона серия ритмов в строении толщи метаморфизованных пород позволяет говорить о закономерной смене режимов осадконакопления и вулканизма для отдельных участков федоровской свиты и реконструировать ее в целом как первичную осадочно-эффузивную толщу.

Помимо основного вулканизма в пределах иенгурской серии шло образование интрузий офиолитовой формации (метагипербазитов), которая по геологическим условиям проявления и особенностям состава пород близка к габбро-пироксенит-дунитовому формационному типу, характерному для заключительной фазы периода прогибания последокембрийских областей.

Проявление регионального метаморфизма гранулитовой фации, а также формирование в пределах иенгурской серии гранитоидов чарнокитового комплекса оценивается примерно интервалом в 3300—3000 млн. лет. Для обозначения этого типа развития земной коры Восточной Сибири наиболее приемлемо понятие протогеосинклинального этапа развития в интервале 3000—2600 млн. лет, сменившегося инверсионно-складчатым, который привел к формированию Иенгурского прогеосинклинального складчатого сооружения.

Инверсионно-складчатый этап иенгурского цикла протекал примерно от 3000 до 2500 млн. лет в условиях широкого развития нарушения сплошности пород и зон разломов и характеризовался интенсивными процессами гранитообразования в условиях амфиболитовой фации высокотемпературного диафтореза, в том числе и чарнокитообразования. Так возникли обширные мигматит- и мигма-плутоны складчатых умеренно кислых гранитоидов.

Развитие Иенгурского складчатого сооружения завершилось эпохой орогении и гранитоидного магматизма в интервале около 2800—2600 млн. лет, сравнимой с кеноранской орогенией Канадского щита [392], и закончилось формированием Иенгурской протоплатформы (в номенклатуре Е. В. Павловского) примерно к 2600 млн. лет назад, просуществовавшей, по-видимому, не менее 1000 млн. лет.

Значительный разрыв во времени формирования пород иенгурской серии и вышележащей тимптонской, установленный радиологическими методами и составляющий около 1000 млн. лет, свидетельствует о значительном масштабе эрозии в процессе формирования обломочного материала и его аккумуляции в интервале времени примерно 3000—2500 млн. лет. Областью сноса этого материала и его аккумуляции могла быть территория к западу от Иенгурского складчатого сооружения, выделяемая как область распространения образований курультино-олекминского тектономагматического цикла (рис. 32).

К курультино-олекминскому (позднеархейско-раннепротерозойскому) тектономагматическому циклу отнесены курультинский, олекминский и борсалино-брянтинский комплексы, породы которых распространены

в пределах Чарско-Олекминского блока и западной части зоны Становика (табл. 52).

Если исходить из представлений Е. П. Миронюка [222, 223] об отсутствии между курультинской и олекминской сериями крупного стратиграфического несогласия и считать все три серии частями единой толщи древней геосинклинали, то формирование пород этих серий (и их метаморфизм от гранулитовой до амфиболитовой фаций) проходили около 3100—2500 млн. лет назад (табл. 50). На основании этих данных можно предположить развитие в докембрии Восточной Сибири кроме архейского (иенгрского) и раннепротерозойского (тимптоно-станового) тектоно-магматических циклов еще промежуточного между ними позднеархейского-раннепротерозойского (курультино-олекминского)*, прогеосинклинальный этап которого совпадал во времени с инверсионно-складчатым этапом иенгрского цикла, а инверсионно-складчатый (примерно в интервале 2500—2200 млн. лет) — с протогеосинклинальным этапом тимптоно-станового (табл. 52).

Инверсионно-складчатый этап курультино-олекминского цикла характеризовался интенсивными процессами гранитообразования в условиях амфиболитовой фации высокотемпературного диафтореза. Завершение развития Курультино-Олекминского складчатого сооружения фиксируется развитием в его пределах образований удоканского комплекса среднепротерозойского (джугджуро-станового) тектоно-магматического цикла, нижняя возрастная граница которого, определенная урано-свинцовым изохронным методом по валовым пробам песчаников, составляет 2100 млн. лет [23].

Если при интерпретации радиологических данных исходить из геологических представлений А. Н. Неелова, И. М. Фрумкина и других исследователей [8, 409] о наличии между курультинской и олекминской сериями крупного стратиграфического и структурного несогласия и считать, что значения аргонового возраста в 3500 ± 100 млн. лет, полученные по роговой обманке кристаллических сланцев курультинской серии [155], достоверны и отвечают времени прогрессивного метаморфизма этих пород, то последовательность геологических событий в докембрии Алданского щита представляется в несколько ином виде.

В этом случае к позднеархейско-раннепротерозойскому циклу следует относить существенно терригенные олекминскую и борсалинскую серии и выделять его под названием олекминского цикла, протогеосинклинальный атап которого (3100—2500 млн. лет) выражен в накоплении терригенного материала — продуктов разрушения пород Иенгрского складчатого сооружения**.

К образованиям Курультинского складчатого сооружения (курультино-гонамского комплекса) отнесены джанино-зверевский комплекс, включающий серию Зверева А. Г. Каза (курультино-гонамский комплекс В. В. Кудрявцева), а также джанинская серия, выделяемая В. Н. Мошкиным в восточной части Джугджуро-Становой зоны и параллелизуемая им с серией Зверева. Наиболее древние «реликтовые» значения возраста метаморфизма пород серии Зверева (табл. 49) не могут быть сопоставлены с радиологическими данными, полученными для пород тимптоно-джелтулинского комплекса (табл. 50) и иенгрской серии (табл. 47), но близки

* Эта точка зрения автора другими исследователями не разделяется. — *Прим. ред.*

** В пользу подобных представлений говорят и данные Л. М. Реутова и В. В. Ляхницкого [319] о разрезе олекминской серии, региональный метаморфизм пород которой древнее 2500 млн. лет. Этому не противоречат и данные В. А. Кудрявцева, выделяющего самостоятельный среднеархейский олекмо-становой комплекс. Однако олекминская серия не может быть сопоставлена не только с тимптоно-джелтулинским [322], но и со становым комплексом [177].

Модель периодизации докембрия Алданского щита и Джугджуро-Становой зоны*

Тектоно-магматические мегациклы	Тектоно-магматические циклы и этапы развития земной коры (млн. лет)		Время вулканизма и седиментогенеза, млн. лет	Относительный геологический возраст	Выделяемые комплексы	
	Цикл	Этап				
Байкало-становой	Джугджуро-становой (2100—2300)	Монголо-охотский (1300—600)	Платформенный (после 1900—1700)	Палеозой	Палеозойский	
		Геосинклиальный (2100—600)				Поздний
	Олекминский (3000—2200)	Инверсионно-складчатый (2500—2200)	Тимитоно-становой (2500—1750)	Протерозой	Средний	Маймакано-унья-бомский
		Протогеосинклинальный (2500—2100—2000)				
Алдано-Анабарский	Курультинский (3700—3000)	Инверсионно-складчатый (3400—3000)	Иенгрский цикл (3500—2500)	Архей	Поздний	?
		Протогеосинклинальный (3100—2600)				Иенгрский
	Верхнеалданский	Инверсионно-складчатый (3700—3000)	Верхнеалданский цикл (4200—3500)	Катархей	Ранний	?
		Протогеосинклинальный (3700—3400)				Иенгрский
	Инверсионный (3700—3500)				?	
	Верхнеалданский (4200—3700)				Курультинский (курультино-гонамский)	
					?	
					Верхнеалданский	
					4200 (?)	

* Все значения возраста больше 2000 млн. лет даны с погрешностью ± 200 , меньше 1000 млн. лет — ± 50 , для всех остальных — ± 100 .

с данными возраста метаморфизма, установленными для образований курультинской серии (табл. 48).

В зависимости от интерпретации характера контактовых взаимоотношений курультинской и олекминской серий, может быть принят один из двух вариантов позднеархейско-раннепротерозойской тектоно-магматической эволюции земной коры: 1) курультино-олекминский и 2) более вероятный олекминский (~3000—2200 млн. лет), требующий выделения раннеархейского курультинского (~3700—3000 млн. лет) и катархейского верхнеалданского (~4200—3500 млн. лет) тектоно-магматических циклов *, гипотетические взаимоотношения которых отражены в табл. 52. Нами принимается второй вариант.

К тимптоно-становому (ранне-среднепротерозойскому) тектоно-магматическому циклу отнесены тимптоно-джелтулинский, алдано-становой и джелтулакско-чульманский (сахаборский) комплексы (табл. 52). Залегающие выше породы удокано-тукурингрского комплекса занимают промежуточное положение на границе двух тектоно-магматических циклов тимптоно-станового и последующего среднепротерозойского джугджуро-станового. В определенной степени подобное положение занимает и маймакано-уньябомский комплекс, который, также как и удокано-тукурингрский, закладываясь в условиях ранне-среднепротерозойского цикла, в дальнейшем развивается в связи со среднепротерозойским. Образования верхнепротерозойского и палеозойского комплексов целиком относятся к монголо-охотскому циклу (табл. 52).

Для реконструкции единого разреза подобных наджелтулинских пород в табл. 50 и 51 дана сводная стратиграфическая колонка главнейших подразделений, установленных в пределах рассматриваемых районов.

В основании реконструированного разреза лежит тимптоно-джелтулинский комплекс, распространенный в пределах Алдано-Тимптонского и Тимптоно-Учурского блоков, а также в северной части Джугджуро-Становой зоны (табл. 50).

Выше находится алдано-становой комплекс, состоящий из унгро-батомгского и станового, локализованных соответственно в пределах Алданского нагорья и Джугджуро-Становой зоны.

В нижней части разреза джелтулакско-чульманского комплекса породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации прогрессивного регионального метаморфизма, степень которого по мере перехода к менее глубинным частям разреза понижается до зеленосланцевой.

Удокано-тукурингрский комплекс в пределах Чарско-Олекминского блока представлен отложениями удоканской серии, или комплекса, породы которого метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и филлитовой фаций регионального прогрессивного метаморфизма. В строении удоканского комплекса основную роль играют терригенные (кварцитовидные песчаники и филлиты), реже карбонатные отложения. Комплекс прорван кодарскими гранитоидами с возрастом 2000—1800 млн. лет. Время образования комплекса предполагается в интервале 2600—2000 млн. лет [253], однако по данным свинцово-изохронного датирования оно оценивается в интервале 2100—1900 млн. лет [23].

Среднепротерозойский маймакано-уньябомский комплекс (табл. 51) в пределах Чарско-Олекминского, Тимптоно-Учурского и Маймакано-Батомгского блоков представлен субплатформенными образованиями [255], в пределах южной части Джугджуро-Становой зоны — геосинклинальными образованиями урульгуйской толщи, а в области Джагды-Тукурингрского поднятия — нижними частями уньябомской серии [22, 80].

* Представления автора о тектоно-магматических циклах докембрия не общеприняты. — *Прим. ред.*

Верхнепротерозойско-палеозойский комплекс в пределах Чарско-Олекминского, Тимптоно-Учурского и Маймакано-Батомгского блоков представлен платформенными образованиями соответственно ингилийского комплекса и березовской серии [255], а в области южной части хребтов Станового — Джугджура и Джагды-Тукурингского поднятия, по данным Ю. П. Рассказова, Э. Л. Школьников, А. П. Глушкова, — геосинклинальными образованиями верхнего протерозоя и палеозоя (табл. 51).

Протогеосинклинальный этап тимптоно-станового тектоно-магматического цикла начался примерно 2500—2300 млн. лет с формирования вулканогенно-терригенных, а затем хемогенно-терригенных пород тимптоно-джектулинского комплекса, откладывавшихся на образованиях глубоко эродированного складчатого Иенгского сооружения.

Примерно 2300—2100 млн. лет тому назад породы тимптонской и джектулинской серий достигли уровня гранулитовой фации и анатексиса, а породы станового комплекса находились в условиях амфиболитовой фации. В пределах тимптонской и джектулинской серий в это время происходило формирование существенно анатектических гранитоидов за счет метаморфических первично-осадочных пород (мигматитовые, существенно «послойные» тела полиминеральных глиноземистых чарнокитовых гранитоидов) [325, 326].

Формирование Тимптоно-Станового складчатого сооружения происходило примерно в интервале 2100—1700 млн. лет назад [135]. Полная же стабилизация Тимптоно-Становой протогеосинклинально-складчатой области, имевшей преимущественно субмеридиональное северо-западное направление, произошла в результате наложения джугджуро-станового тектоно-магматического цикла, обусловившего полную переориентировку структур с субмеридионального на близкое к субширотному направлению.

К джугджуро-становому среднепротерозойскому тектоно-магматическому циклу отнесены породы удоканского комплекса, а также образования, развитые в пределах хребтов Станового — Джугджура и Джагды — Тукурингра и имеющие возраст от 2100—2000 до 1300 млн. лет (табл. 52). Геосинклинальный этап джугджуро-станового цикла во времени совпадает с инверсионно-складчатым этапом тимптоно-станового цикла ($2100 \pm 100 - 1750 \pm 50$ млн. лет; сравните табл. 50 и 51).

Все дальнейшее развитие докембрия рассматриваемых областей связано с джугджуро-становым тектоно-магматическим циклом, который привел к стабилизации Тимптоно-Станового протогеосинклинального сооружения [126]. Начиная примерно с 1300 млн. лет назад формировались протерозойские образования Монголо-Охотской геосинклинальной области (табл. 51). В сопредельных частях древнейших складчатых систем в связи с развитием джугджуро-станового тектоно-магматического цикла происходила активизация тектонических движений и магматической деятельности [348].

Таким образом, Алданский (Алдано-Витимский) щит и Джугджуро-Становая зона представляют собой структурные элементы земной коры со сложным развитием в докембрии, четко обособившиеся к концу среднего протерозоя.

Полученные данные позволяют утверждать, что в древнейшей истории докембрия Восточной Сибири (ранний докембрий) имелись три (табл. 52), а возможно, и больше тектоно-магматических циклов, в каждом из которых этап седиментогенеза и вулканизма синхронен инверсионно-складчатому этапу предыдущего цикла [79]*.

Байкало-становой мегацикл, начало которого ознаменовалось инверсионно-складчатыми движениями преимущественно субширотного на-

* Эта точка зрения автора не разделяется другими исследователями. — *Прим. ред.*

правления, стабилизировавшими существенно субмеридиональные прогибы и протогеосинклинальные системы алдано-анабарского мегацикла, и формированием (примерно с 2100 ± 200 млн. лет назад) сопряженных с ними существенно субширотных прогибов, характеризовался развитием субширотных элементов земной коры до мезозоя включительно.

Тимптоно-становой ранне-среднепротерозойский тектоно-магматический цикл отличался, начиная с инверсионно-складчатого этапа примерно 2000 ± 100 млн. лет назад, чрезвычайной сложностью развития структур и продуктов седиментогенеза, магматизма и вулканизма (табл. 50).

Джугджуро-становой среднепротерозойский тектоно-магматический цикл (?) продолжительностью $2100 \pm 200 - 1300 \pm 100$ млн. лет привел к формированию миогеосинклинальных терригенных пород удоканского комплекса, субплатформенных и платформенных вулканогенно-терригенных образований маймаканского комплекса и эвгеосинклинальных вулканогенно-кремнисто-терригенных и вулканогенно-терригенных пород южной части зоны хребтов Станового и Джагды—Тукурингра. С 1750 ± 50 млн. лет эта зона наследует инверсионно-складчатый этап тимптоно-станового цикла, последовательно стабилизируя все новые области.

Монголо-охотский позднепротерозойско-палеозойский цикл, начало которого принимается примерно с рубежа 1300 ± 100 млн. лет, наследует эвгеосинклинальный режим джугджуро-станового цикла, приводя к наращиванию в пределах хребтов Джагды—Тукурингра разреза уньябомской серии. Развитие его связано с формированием Монголо-Охотской геосинклинально-складчатой области.

Таким образом, комплексное использование методов радиологического датирования на основе историко-геологического метода в результате изучения закономерностей гранитообразования позволяет реконструировать характер главнейших геологических событий в докембрии Восточной Сибири. В связи с неоднозначностью многих геологических наблюдений, в особенности над контактными взаимоотношениями многих серий и комплексов Алдано-Витимского нагорья и Джугджуро-Становой зоны, предложенная периодизация геологических событий (табл. 52) должна рассматриваться как самая общая схема, которая в ряде случаев не имеет единственности решения, особенно для самых ранних этапов развития земной коры, а также для кульминационного рубежа 2000 ± 100 млн. лет.

АНАБАРСКИЙ ЩИТ

Анабарский щит на севере Сибирской платформы (междуречье Котуй—Оленек) занимает сводовую часть Анабарской антеклизы. Интенсивно дислоцированные метаморфические образования, слагающие щит, перекрываются по периферии пологолежащими песчаниками мукунской свиты, возраст которых по глаукониту не менее 1550 млн. лет.

По тектоническому развитию и характеру метаморфизма и ультраметаморфизма Анабарский щит рассматривается как гетерогенное сооружение, консолидация которого завершилась на границе раннего и среднего протерозоя.

Преобладающая часть территории сложена суперкрустальными толщами, метаморфизованными в гранулитовой фации регионального метаморфизма; меньшая часть — породами амфиболитовой фации. В пределах развития метаморфических образований распространены докембрийские разновозрастные интрузивные породы, гипербазиты, гранитоиды и анортозиты. И метаморфические, и интрузивные образования прорываются дайками диабазов и долеритов, относящимися соответственно к самому позднему докембрию и самому раннему мезозою (табл. 53). Эти дайковые комплексы основных пород в настоящем очерке не рассматриваются.

ТАБЛИЦА 53

**Схема расчленения метаморфических и магматических образований
Анабарского щита**

Фашии метамор- физма	Комплексы, серии	Стратиграфиче- ские подраз- деления	Возраст, млн. лет	Отношение к складчатости и условия залеган- ия
	Долериты и габбро-долери- ты	Ранний триас	—	Послескладчатые (платформенные) дайки
	Диабазы и габбро-диабазы	Поздний протерозой	900—1450	
	Известняки и доломиты старореченской и билах- ской свит Песчаники, местами граве- литы, мукунской свиты		—	Трансгрессивное залегание на метаморфической толще по пери- ферии щита
Зеленосланцевая	Остаточная кора выветри- вания на гнейсах и кри- сталлических сланцах	Граница поздне- го — среднего протерозоя	—	
	Катаклазиты, милониты, эпидот-хлоритовые диаф- ториты	Средний протерозой	—	Узкие зоны дизъюнктивных нарушений
	Жильные двуслюдяные гра- ниты и пегматиты, про- рывающие анортозиты	PR ₁ —PR ₂ Ранний-средний протерозой	1800—2000	Послескладчатые согласные и се- кущие тела
	Анортозиты и габбро-анор- тозиты; перидотиты, пи- роксениты; ортоамфибо- литы		1730—1920; 1500	Позднескладча- тые массивы
	Аляскиты и лейкократовые (теневые) граниты: апли- ты и пегматиты	Ранний протерозой	1800—2100 (биотит)	Соскладчатые межпластовые за- лежи, реже се- кущие тела
	Гнейсовидные порфиرويد- ные гранодиориты, гра- носениты и граниты		1800—2120 (амфибол, порода)	Раннескладчатые крупные межпла- стовые тела

Фашии метамор-физма	Комплексы, серии	Стратиграфические подразделения	Возраст, млн. лет	Отношение к складчатости и условия залегания
Амфиболитовая	Верхнеламуйский комплекс: Биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, образовавшиеся по породам верхнеанабарской и далдынской серий	Архей-ранний протерозой	1810—2180 (биотит, амфибол), иногда 2300—2500 (амфибол)	
	Гнейсовидные чарнокитовые (гиперстеновые) гранитоиды	Архей	1860—1880 (породы)	Соскладчатые межпластовые залежи, линзы
	Амфиболитованные и серпентинизированные перидотиты и пироксениты, прорванные аляскитовыми гранитами		1850—2300 (флогопит и породы)	Раннескладчатые межпластовые залежи, иногда будины
Хапчанская серия: двупироксеновые и гранат-гиперстеновые гнейсы, прослой кальцифиров и скаполитовых пород; графит-биотит-гранатовые и пироксен-плаггиоклазовые гнейсы				
Гранулитовая	Верхнеанабарская серия: гиперстен-плаггиоклазовые и двупироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями высокоглиноземистых гнейсов		Возраст регионального метаморфизма далдынской серии	
	Далдынская серия: бекелекская толща пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев с прослоями высокоглиноземистых гнейсов; килегирская толща пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев с прослоями кварцитов		2530—2980 (гиперстен и клинопироксен)	

Толща пород гранулитовой фации расчленяется на три серии (снизу вверх): далдынскую, верхнеанабарскую и хапчанскую.

В далдынской серии, представлявшей собой в исходном виде преимущественно вулканогенные основные породы, преобладают пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и реже гнейсы. Маркирующими горизонтами в нижней части серии (бекелекская толща) являются гранатовые и другие высокоглиноземистые гнейсы, магнетитовые кристаллические сланцы, также сапфириновые породы, а в верхней части (килегирская толща) — горизонты и линзы кварцитов. Далдынская серия — это метаморфизованные подводные андезито-базальтовые лавы с интрузиями базитов.

Верхнеанабарская серия также представляла собой первоначально вулканогенную толщу преимущественно среднего состава (подводные дацитовые лавы) с весьма подчиненными осадочными отложениями. Она сложена главным образом гиперстен-плаггиоклазовыми и гиперстен-двуполевошпатовыми, частично двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами и редкими прослоями высокоглиноземистых гнейсов и кальцифиров.

Третья серия, хапчанская, в исходном составе карбонатно-терригенная толща с примесью вулканогенного материала (подводные андезито-дацитовые лавы), характеризуется перемежаемостью пироксеновых, гранат-гиперстеновых, графит-биотит-гранатовых гнейсов с горизонтами и прослоями кальцифиров и салит-скаполитовых пород.

Перечисленные серии пород собраны в очень крутые (почти вертикальные) изоклиналильные складки, простирающиеся в северо-западном направлении. Они залегают между собой согласно, хотя местами границы между сериями тектонические. Мощность всей гнейсовой толщи (по условиям залегания) трудно поддается учету. Судя по отдельным разрезам, общую мощность толщи можно принять весьма приблизительно в 15—18 км.

Породы амфиболитовой фации метаморфизма развиты преимущественно в западной части щита, где они слагают несколько широких полос. Они выделялись ранее [311, 312] под названием верхнеламауйской серии. С учетом новых данных Б. Г. Лутца [194] и других геологов, а также результатов ревизии прежних материалов породы этой серии стали рассматривать как повторно-метаморфизованные образования, возникшие за счет переработки пород преимущественно далдынской и верхнеанабарской серий, и выделять под названием «верхнеламауйского комплекса» [40, 313, 314].

Различные метаморфические и магматические процессы тесно связаны с тектоническими движениями, наибольшая активность которых в Анабарском щите проявлялась в течение трех периодов.

На протяжении первого периода, относящегося к позднему архею, первичная осадочно-вулканогенная толща была собрана в крупные сравнительно пологие складки, ориентированные в северо-западном направлении. Складкообразовательные движения сопровождалась формированием метаморфических пород, представленных на различных глубинных уровнях двумя субфациями пироксеновых гранулитов [313].

Второй период относится к началу раннего протерозоя. В это время параллельно с восходящими движениями происходили интенсивные пликативные движения, в результате которых гнейсовая толща была повторно смята и осложнена узкими глубокими изоклиналильными складками, о которых уже упоминалось. Фиксируемые местами замковые части антиклинальных и синклиналильных складок показывают размах крыльев в несколько километров. Пликативные движения второго периода сопровождалась в пределах отдельных зон интенсивными разрывными движениями, обусловившими заложение глубинных разломов и вызывавшими нередко тектоническое несогласие между отдельными сериями.

В течение этого периода, с которым совпадает второй этап метаморфизма и который регрессивен по отношению к первому, происходит частичная перекристаллизация гнейсовой толщи в условиях некоторого спада температуры и давления. Это привело к формированию местами субфации роговообманковых гранулитов.

В течение третьего периода, раннепротерозойского, включающего несколько этапов, происходили преимущественно дизъюнктивные дислокации, заложившие начало блокового строения щита. Между отдельными блоками, особенно в западной половине щита, образовались довольно широкие зоны смятия северо-западного или почти меридионального направления, в пределах которых процессы интенсивного метаморфизма обусловили формирование пород верхнеламайского комплекса. Эти ослабленные, наиболее подвижные зоны явились ареной дальнейшей переработки метаморфической толщи в условиях зеленосланцевой фации, вероятно, в среднепротерозойское время.

Явные следы тектонической деятельности трещинного характера в виде мощных даек северо-западного и субширотного простирания фиксируются и в послемукунское время (900—1400 млн. лет). Наконец, в раннем мезозое интенсивные восходящие движения завершились образованием сводового поднятия в центре Анабарской антеклизы; эти движения имели дифференциальный характер, вследствие чего центральные блоки щита намного опередили в своем подъеме краевые. Пермо-триасовый период знаменуется возникновением в пределах щита дайкового комплекса долеритов и габбро-долеритов и выходом щита на дневную поверхность.

Интрузивные образования в Анабарском щите, различные по составу и генезису (частично метасоматические), относятся к позднему архею и раннему протерозою. В зависимости от их связи со складкообразовательными процессами различают раннескладчатые и складчатые образования первой (позднеархейской) эпохи складчатости, а также раннескладчатые, соскладчатые и позднекладчатые образования второй (раннепротерозойской) эпохи складчатости (табл. 53).

К позднеархейским образованиям относятся раннескладчатые, повсеместно распространенные мелкие межпластовые тела пироксенитов и перидотитов, а также метаморфизованные габброиды, приуроченные к северо-западной части щита [40]. Кроме того, к позднему архею относятся и соскладчатые образования, представленные чарнокитовыми гранитоидами.

Ультраосновными породами являются тесно связанные между собой амфиболитизированные и серпентинизированные перидотиты (лерцолиты, верлиты, реже гарцбургиты), амфиболитизированные пироксениты (преимущественно вебстериты) и почти мономинеральные амфиболовые породы. Пироксениты вместе с образующимися по ним амфиболовым породам явно преобладают над группой перидотитов, что составляет одну из особенностей ультраосновных пород Анабарского щита.

Возрастное положение гипербазитов определяется тем, что они несут отчетливые признаки интенсивного аутометаморфизма, которые не сохранились бы в случае их доскладчатого образования. С другой стороны, перидотиты местами претерпевают изменения под влиянием гранитных растворов, что выражается в возникновении гнездовых скоплений слабожелезистого биотита, а иногда андезина. В отдельных случаях в перидотите наблюдаются жилки аляскитового гранита с ослюденелыми зальбандами. Некоторые тела гипербазитов несут следы будинажа. Сочетание всех указанных особенностей позволяет относить ультраосновные породы к раннескладчатым образованиям и связывать их с этапами незавершенного регионального метаморфизма в позднем архее.

Метагабброиды слагают в северной части Котуйкан-Монхоолинской зоны линзовидный в плане массив длиной 30 км при ширине до 10 км,

согласный с общим (северо-западным) простиранием зоны. Массив разбит системой разломов на отдельные разно ориентированные блоки. Среди метагабброидов выделяются две главные разновидности, отличающиеся друг от друга по степени гранитизации. Первая из них представлена биотитизированными и фельдшпатизированными габброидами, приближающимися по составу к габбро-диоритам. Вторая имеет состав, близкий к кварцевым диорит-сиенитам и гранодиоритам с порфиробластами калиевого полевого шпата. Отнесение метагабброидов к раннескладчатым образованиям мотивируется такими же геологическими соображениями, как и при определении возраста гипербазитов.

Чарнокитовые (гиперстенновые) гранитоиды, относящиеся к соскладчатым образованиям, пока недостаточно изучены. Они приурочены только к пироксен-плаггиоклазовым кристаллическим сланцам далдынской и верхнеанабарской серий, образуя среди них маломощные послойные бескорневые тела, в которые включены скиалиты этих вмещающих пород; иногда послойные тела имеют секущие апофизы.

Наиболее распространенными являются гнейсовидные, преимущественно среднезернистые, иногда порфириовидные (порфиробластовые) гиперстенновые андезитовые граниты (эндербиты). Кроме гиперстена присутствует примесь клинопироксена и биотита или одного из них. Подчиненное положение занимают гиперстенновые граниты, слагающие в бассейне р. Хатырыка несколько тел. Кроме олигоклаза-андезина встречается ортоклазовый, чаще всего пертитовый калиевый полевой шпат; нередко наблюдаются антипертиты замещения. С гиперстенновыми гранитами местами связаны крупнозернистые гиперстенновые пегматоидные породы типа ортотектитов, образующие линзы до нескольких метров в раздуве.

Чарнокитовые гранитоиды имеют, по-видимому, палингенное происхождение и возникли в результате селективного плавления пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев.

К раннепротерозойским образованиям относятся биотит-роговообманковые гранитоиды* (раннескладчатые), аляскитовые граниты (соскладчатые) и анортозиты (позднескладчатые).

Биотит-роговообманковые гранитоиды слагают два небольших массива в восточной и западной частях щита и несколько мелких пластовых тел. Массивы имеют сложное неоднородное строение и включают слои и пачки пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, связанных с гранитоидами постепенными переходами.

Гранитоиды гнейсовидны и характеризуются развитием крупных идиобластов ортоклаза. Гнейсовидность параллельна контактам массивов и простиранию вмещающих метаморфических пород. Состав гранитоидов варьирует и соответствует в общем нормальному ряду гранодиорит — граносиенит. В некоторых разновидностях наблюдается повышенное содержание цветных минералов (до 20%) при преобладании роговой обманки. В гранодиоритах отмечается несколько повышенное количество калия и пониженное кремнезема. Биотит-роговообманковые гранитоиды в ряде пунктов прорываются аляскитовыми гранитами.

Аляскитовые граниты самые распространенные в Анабарском щите и занимают около 10% его площади. Они сопровождаются обширными полями мигматитов. Главной морфологической их особенностью является залегание в виде мелких преимущественно пластовых тел.

В группе аляскитовых гранитов объединены условно две разновидности. Собственно аляскиты, представляющие собой анатектитовые граниты, состоящие из микроклина и олигоклаза, кварца и незначительного количества биотита (до 2%). Кроме пластовых тел они образуют

* Гранитоиды описаны Б. Г. Лопатиным.

иногда мелкие штокообразные интрузии и изредка секущие жилы. По химизму аляскиты характеризуются сильной пересыщенностью кремнеземом, низким содержанием извести и нередко пересыщенностью глиноземом. С аляскитами связаны пегматоидные биотитовые граниты и пегматиты.

Вторую разновидность можно назвать сборным термином «теневые граниты». Они слагают неоднородные полосчатые пластовые тела, постепенно сливающиеся с послонными мигматитами. Состав этих гранитов варьирует в широких пределах: из полевых шпатов преобладает то микроклин, то олигоклаз-андезин; содержание биотита составляет 2—5%; нередко встречается пироп-альмандиновый гранат.

Анортозиты приурочены к западной и северо-западной окраинам Анабарского щита и представлены небольшими вытянутыми телами, залегающими согласно с вмещающей их метаморфической толщей.

Строение массивов характеризуется значительной сложностью. В более крупном из них (765 км²), а частично и в других массивах, выявляются две главные текстурно-структурные разновидности пород центрального и краевого комплексов.

Породы центрального комплекса составляют главную массу анортозитовых тел. Они сложены лабрадором или битовнитом, небольшим количеством обыкновенной роговой обманки и реже моноклинного пироксена. Имеется ряд переходов от почти мономинеральных анортозитов к лейкократовым габбро. В этом комплексе обособляются две структурные разновидности: массивные, преимущественно среднернистые анортозиты с аллотриоморфнозернистой или габбровой структурами и очковые анортозиты с бластокатакластическими структурами с крупными зернами (очками) плагиоклаза.

Породы краевого комплекса приурочены к приконтактовым частям анортозитовых массивов и образуют полосы до 2 км шириной. Весьма развиты породы с гнейсовидными и полосчатыми текстурами. По составу преобладают лейкократовые габбро при подчиненном количестве полосчатых анортозитов. Анортозиты содержат ксенолиты вмещающих пород; они свободны от следов воздействия аляскитов, но рвутся жилами самых поздних двуслюдяных гранитов, чем и определяется их возраст.

К ранне-среднепротерозойским образованиям относятся гранитоиды, которые являются самыми молодыми кислыми породами щита. Они представлены двумя типами.

1. С зонами повторного метаморфизма связано возникновение жильных биотитовых гранитов, двуслюдяных «теневых» гранитоидов и мусковитовых пегматитов. Биотитовые граниты образуют на правом берегу р. Меркю (северо-западная часть щита) в гнейсах верхнеламауйского комплекса секущие жилы мощностью 0,5—1 м. Жилы обычно зональны — в центральных частях они сложены грубозернистым гранитом, а в краевых — микропегматитом. Граниты состоят из несколько преобладающего олигоклаза, равных количеств калиевого полевого шпата и кварца и зеленоватобурого биотита (1—2%).

Двуслюдяные теневые гранитоиды образуют крупные неоднородные тела в гнейсах верхнеламауйского комплекса. Текстура их гнейсовидная, полосчатая. Состав сильно варьирует: преобладают то микроклин, то олигоклаз, то кварц; биотит и мусковит составляют 2—7%; иногда присутствует спессартин-альмандиновый гранат.

Мусковитовые пегматиты разнообразны: выделяются гигантозернистые пегматиты иногда с тантал-ниобатами, развитые преимущественно в гнейсах верхнеламауйского комплекса, и гранит-пегматиты, секущие анортозиты.

2. Биотит-роговообманковые кварцевые диорит-сиениты и биотитовые граниты, образующие мелкие интрузии в восточной части Анабарского щита (на границе верхнеанабарской и хапчанской серий). Это массивные

однородные среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. В гранитоидах находятся угловатые ксенолиты катаклазитов, что указывает на внедрение их в уже сформированную в раннем протерозое зону дробления. Кварцевые диорит-сиениты состоят из олигоклаза-андезина, ортоклаза, небольших количеств кварца, роговой обманки (10—15%) и биотита, а граниты — из полевых шпатов, кварца, роговой обманки (2—3%) и биотита (3—5%).

Для геохронологической характеристики кристаллических сланцев, гнейсов, гранитоидов и некоторых других пород Анабарского щита имеются 64 определения возраста, выполненные в лабораториях ИГД АН СССР, Радиового института, ГЕОХИ АН СССР и ЯФ СО АН СССР, на материале, подобранных разными геологами в разное время. Около половины датировок получены по биотиту и амфиболом. Из табл. 53 видно, что большинство значений возраста получено для биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов верхнеламайского комплекса, около 25 определений — для гранитоидов и пегматитовых жил; остальные типы пород охарактеризованы лишь единичными и мало надежными данными аргонового метода. Подавляющее большинство полученных значений возраста при хорошем совпадении данных по слюдам, амфиболом и даже по породе в целом укладывается в интервал 2050—1830 млн. лет. Эти датировки отражают период активизации тектонических движений на Анабарском щите (вторая эпоха складчатости), а также время формирования анортозитов и прорывающих их жильных гранитов.

Можно полагать, что тектонические движения привели к омоложению архейских и протерозойских пород, в результате чего полученные для них аргоновые значения возраста оказались сниженными. Установить по имеющимся данным, насколько радиологический возраст отклоняется от истинного, не представляется возможным.

Явно омоложенным оказывается и возраст ультраосновных пород, который определялся по флогопиту, возникшему в результате гранитизации, и возраст гиперстеновых гранитов. Последние, также как гипербазиты, по геологическим данным относятся несомненно к более древним образованиям.

Для суждения о возрасте самых древних пород радиологических данных очень мало. Имеется лишь несколько определений возраста по ромбическим и моноклинным пироксенам и амфиболом из амфибол-пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, не затронутых гранитизацией и мигматизацией. К определениям возраста по пироксенам, выполненным в лабораториях лишь в последние годы, следует относиться настороженно: возраст 4 млрд. лет (одно определение) явно не внушает доверия. Остальные датировки, если относиться к ним формально, позволяют приписывать пироксен-плаггиоклазовым кристаллическим сланцам и периоду регионального метаморфизма в целом возраст 2500—2980 млн. лет, что отвечает и геологическим данным.

Нам представляется, что процессы регионального метаморфизма и первая эпоха складчатости вряд ли отделены столь большим временем от рассмотренной выше эпохи активизации тектонических движений и повторного метаморфизма. Скорее всего, что региональный метаморфизм проявился в конце позднего архея, а период накопления вулканогенных и осадочных образований (исходных пород гнейсовой толщи) и относится к началу позднего архея.

Самым дискуссионным является вопрос о возрасте биотит-рогово-обманковых гранитоидов и самых распространенных аляскитовых гранитов. Ранее они относились нами [311, 312, 314] к позднему архею. С учетом новых данных о выделении в Анабарском щите периода активизации с широким развитием процессов повторного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации возможна и другая концепция. Кажется

более вероятным, что именно в этот период активизации, в прогрессивную стадию ультраметаморфизма, возникают последовательно упомянутые выше гранитоиды, которые можно датировать ранним протерозоем. Таким образом, радиологический возраст аляскитовых гранитов оказывается близким к истинному.

ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ

В строении складчатого фундамента Оленекского поднятия принимают участие осадочные породы низких ступеней метаморфизма, объединенные в экитскую серию, и прорывающие их интрузии кислого и основного состава. Выходы фундамента, установленные в бассейне р. Солооли и по левым притокам р. Экита, приурочены к северо-восточному крылу сложного веерообразного антиклинория.

По структурному положению и литологическому составу экитская серия разделяется на две толщи флишеидного типа. Нижняя — сланцево-песчаниковая — представлена метаморфизованными полимиктовыми песчаниками и подчиненными им плагиоклаз-биотит-кварцевыми и кварц-двуслюдянными сланцами с прослоями кварц-доломитовых; мощность толщи 1500—1600 м. Верхняя — песчаниково-сланцевая, — согласно залегающая на нижней, характеризуется преобладанием серицит-кварц-хлоритовых и кварц-серицитовых сланцев часто с примесью углистого вещества, которым подчинены пачки полимиктовых песчаников, кварц-биотитовых и биотит-кордиеритовых сланцев; мощность верхней толщи 900—1000 м.

Древнейшие проявления магматизма представлены силлами метадиабазов и дайками кварцевых порфиров. Главный этап магматической деятельности совпадает с эпохой наиболее интенсивных складчатых движений, в результате чего пространственное положение и морфология интрузий этого времени контролируются складчатыми структурами. Соскладчатые интрузии формировались предположительно в две фазы. К первой относятся штоки кварцевых габбро-диабазов и кварцевых диоритов, ко второй — крупные интрузии биотитовых гранитов. Породы жильной серии представлены аплитовидными гранитами и пегматитами. Контактный метаморфизм вмещающих отложений проявился достаточно интенсивно и на значительных площадях.

Для пород фундамента Оленекского поднятия сделано 11 определений возраста; они выполнены в лабораториях ГЕОХИ АН СССР, Радиового института и ИГ и Г СО АН СССР. Анализу подверглись слюдястые песчаники интенсивно дислоцированной экитской серии и мусковит из пегматитовых жил, секущих граниты.

Все полученные значения возраста располагаются в пределах 2080—1770 млн. лет, что по современной геохронологической шкале соответствует раннему—среднему протерозою. Группа значений 1850—1770 млн. лет получена по катаклазированным разностям гранитов и пегматитов и связана, вероятнее всего, с потерей аргона в результате наложенных процессов. Значения же возраста неизменных пород не выходят из интервала 2080—1950 млн. лет.

Таким образом, консолидация складчатого фундамента Оленекского поднятия завершилась на рубеже раннего и среднего протерозоя, а метаморфические породы, вмещающие интрузии, имеют раннепротерозойский возраст.*

* Значения возраста, полученные для метаморфических пород аргоновым методом, вероятно, отражают не истинный возраст, а время их метаморфизма в конце раннего протерозоя. — *Прим. ред.*

Небольшие (менее 1 км²) выходы пород складчатого фундамента известны в восточной части Далдынского поднятия. В бассейнах рек Усунку-Салаата и Салабына (левые притоки р. Молодо) установлены биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы, прорванные двуслюдяными гранитами и пегматитовыми жилами. Большое количество ороговикованных пород свидетельствует о широком развитии контактового метаморфизма. Возраст биотита из рассланцованных роговиков р. Салабына, определенный аргоновым методом в лаборатории ИГ и Г СО АН СССР, равен 1870—1900 млн. лет [269]. Несмотря на более высокую степень регионального метаморфизма пород фундамента Далдынского поднятия, они условно параллелизуются с эекитской серией Оленекского поднятия.

Глава 16

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Геологические данные и отчасти радиологические определения возраста магматических пород (аргоновым методом) в настоящее время позволяют говорить об имевших место в течение позднего протерозоя нескольких этапах магматической деятельности, проявления которой связаны с цикличностью в осадконакоплении и тектонических движениях (табл. 54). В течение каждого из таких этапов обычно формируются повторяющиеся наборы устойчивых петрографических ассоциаций изверженных пород (диабазов, долеритов и базальтов и их производных, центральных интрузий щелочно-ультраосновного состава и кимберлитов). Диабазы и долериты, образовавшиеся в течение разных этапов (в том числе постпротерозойских), отличаются по химическому составу, что позволяет различать их по петрохимическим признакам и, в частности, по величине отношения $100 \text{ Ti}/\Sigma\text{Fe}$ [210].

Перечисленные выше магматические образования относятся к собственно платформенному периоду развития рассматриваемой крупной структуры, который начался в среднем протерозое после полной стабилизации кристаллического фундамента. Однако этому периоду в протерозое предшествовала эпоха субплатформенного развития, в течение которой в зонах, сохранявших еще некоторую подвижность, внедрялись и изливались различные кислые, основные и другие магмы. К числу таких зон относятся Улканский авлакоген на юго-востоке Алданского щита, где известны кислые эффузивы с радиологическим возрастом около 1840 млн. лет и комагматичные им граниты с максимальными значениями возраста около 2000 млн. лет и моложе [51]. Здесь же развиты, по С. Г. Петрову и Л. С. Семенову, близкие к ним по возрасту основные и щелочно-основные интрузии и эффузивы и их производные. Все эти магматические образования, которые можно отнести к трахиандезит-габбро-сиенитовому и липарит-гранитовому формационным типам, связаны с формированием в конце раннего протерозоя уянской серии пологозалегающих неметаморфизованных песчаников и других пород. По-видимому, этот же геологический возраст имеют развитые в южных районах Алданского щита небольшие интрузии основного—ультраосновного состава [92], вероятно, принадлежащие к гипербазит-норит-габбровой формации. Следует отметить, что возраст их определяется как позднепротерозойский [407].

К концу раннего протерозоя может быть отнесено появление комплексов даек основных пород, которые внедрялись в пределах относительно

Схема расчленения платформенных изверженных пород докембрийских магматических циклов *

Геологический возраст		Северная и северо-восточная части платформы	Восточная и юго-восточная части платформы	
Протерозой	Поздний	Диабазы, ферро-долериты силлов и даек хорбосуонкского комплекса (620)	Эффузивные диабазы и их туфы	
	Венд		Дуниты, пироксениты, ийолит-мельтейгиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты, пикритовые порфириты центральных интрузий арбарастахского комплекса (650—690) Диабазы хамнинского комплекса (?)	
	Рифей	Диабазы, габбро-диабазы, сиеногаббро, кварцевые монзониты силлов и даек котуйско-оленекского и чиресского комплексов (1000 ± 106) Кварцсодержащие диабазы (1300 ± 100)	Туфы и эффузивные диабазы унгуохтахской и игарской свит (800)	Диабазы и габбро-диабазы силлов и даек патомского, торского, долисмарского и других комплексов (1000 ± 100)
	Средний	Диабазы, кварцевые диабазы даек кенядинского комплекса (1540)	Эффузивные диабазы ильинской светы	
	Ранний	Кварцевые диабазы и диабазовые порфириты даек сололийского и других комплексов (1700—2100)		Кварцевые диабазы и диабазовые порфириты даек куранахского комплекса (1900—2100)
Архей				

* Цифры в скобках — возраст пород, млн. лет.

стабилизированных участков платформы и были, вероятно, синхронны разнообразным проявлениям магматизма в авлакогенах, а также подвижных зонах за пределами платформ. Так как для установления возраста этих даек не имеется достаточного количества прямых данных, могут быть использованы различные косвенные методы, к числу которых относится, в частности, корреляция с однотипными по составу образованиями в смежных регионах, принадлежащих к подвижным областям, где также интрузии основного состава прорваны радиологически датированными гранитоидами. Таков, например, сололийский комплекс даек и штоков кварцевых диабазов, развитый на Оленекском поднятии в породах эпираннепротерозойского фундамента платформы и на Анабарском щите. На

Оленекском поднятии малые тела комплекса прорывают слабометаморфизованные отложения раннего протерозоя и сами в свою очередь прорваны гранитами с возрастом около 2000 млн. лет [165]. Куранахский комплекс даек кварцевых диабазов и диабазовых порфиритов, развитый в западной части Алданского щита, по данным Е. П. Миронюка, параллелизуется с каларскими диабазами, которые прорваны в Кодаро-Удоканском раннепротерозойском прогибе куандинскими гранитами с возрастом также около 2000 млн. лет [161]. Отдельные определения возраста даек куранахского комплекса, по материалам Д. И. Саврасова и нашим, а также данным Г. М. Беляева [207], дают значения около 1400—1600 млн. лет, которые омоложены, поскольку такое же омоложение претерпели в большинстве случаев и вмещающие их кристаллические породы архея. Истинный радиологический возраст основных интрузий должен, по-видимому, быть заключен в интервале 2300—1900 млн. лет.

В петрохимическом отношении диабазы конца раннего протерозоя отличаются высоким содержанием кремнезема, низкими содержаниями кальция, магния и титана и средним значением титан-железного отношения (около 7). Кварцевые диабазы и диабазовые порфириты сололийского и куранахского комплексов могут быть отнесены к габбро-диорит-диабазовой (?) формации.

Предположительно среднепротерозойским можно считать кенядинский комплекс дифференцированных даек диабазов на Анабарском щите. По данным М. С. Мащака [217] и других геологов, эти дайки в породах архея перекрыты отложениями венда (старореченская свита) с корой выветривания в основании. Возраст их, по определениям Л. В. Фирсова (ИГ и Г СО АН СССР), равен 1530—1540 млн. лет. По химическому составу эти диабазы резко отличаются от кварцевых диабазов конца раннего протерозоя более низкими содержаниями кремнезема и щелочей (титан-железное отношение около 17).

Значительно большее количество геологических и радиологических данных имеется для основных интрузий позднего протерозоя [182]. Это многочисленные дайки, силлы, штоки диабазов, габбро-диабазов, кварцевых диабазов (иногда дифференцированных) и реже эффузивные диабазы и их туфы, залегающие в породах фундамента и отложениях позднего протерозоя, радиологический возраст которых по глаукониту колеблется от 1540 до 900—1000 млн. лет. В ряде случаев эти интрузии перекрыты отложениями венда.

Среди позднепротерозойских интрузий может быть выделена одна относительно более древняя и недостаточно изученная группа даек кварцсодержащих диабазов, которые прорывают среднепротерозойские дайки в южной части Анабарского щита и в свою очередь сами прорваны диабазами с возрастом около 1000 млн. лет. Отдельные определения возраста кварцсодержащих диабазов дают значения около 1300 млн. лет [217].

Ко второй, более молодой группе на севере платформы относятся дайки и силлы, распространенные на склонах Анабарского и на Оленекском поднятиях (котуйско-оленекский и чиэрэсский комплексы), диабазовые лавы и туфы Уджинского поднятия, а также диабазы игарской свиты Туруханско-Норильского поднятия. На юго-востоке платформы к позднему протерозою предположительно могут быть отнесены патомский комплекс силлов в пределах Урикского поднятия (по данным Е. А. Миронюка и нашим), торский комплекс даек в западной и центральной частях Алданского щита, хамнинский комплекс силлов в пределах Юдомо-Майского прогиба (по материалам А. Д. Ставцева) и долисмарский комплекс диабазов в юго-восточной части щита (по данным Л. С. Семёнова). Основные интрузии и эффузивы позднего протерозоя приурочены главным образом к прогибам, авлакогенам, реже к участкам поднятий.

Позднепротерозойские диабазы характеризуются относительным обогащением железом, щелочами и титаном, содержат кальция и магния меньше, чем диабазы и долериты более молодого возраста; среднее значение титан-железного отношения 14.

Для основных пород из разных районов получены значения возраста от 865 до 1195 млн. лет. Выделяются два максимума: один в интервале 850—900 и второй в интервале 1050—1100 млн. лет. Первый максимум принадлежит, по-видимому, омоложенным значениям возраста, второй может быть принят за действительный, отвечающий времени проявления основного магматизма в позднем протерозое различных районов Сибирской платформы.

Для пород из силлов позднепротерозойского патомского комплекса (силлы залегают в отложениях патомской серии и не встречаются в более молодых породах), располагающихся в зоне, где проявились интенсивные среднепалеозойские глыбово-складчатые деформации, получены омоложенные значения возраста (390—460 млн. лет), соответствующие времени проявления этих деформаций. Это, вероятно, связано с потерей аргона при складчатости и метаморфизме, происходивших в пределах северной части Байкальской горной области в среднем палеозое.

Магматические породы венда развиты на Оленекском и Хараулахском поднятиях, в пределах Алданского щита и Присаянского поднятия. Данные об их возрасте весьма ограничены. Основные интрузии (дайки, реже силлы), лавы и туфы хорбосуонкского комплекса на Оленекском и Хараулахском поднятиях залегают между охарактеризованными фауной нижнекембрийскими отложениями и отложениями венда с радиологическим возрастом по глаукониту 670 млн. лет. Соответствующие по составу интрузии представлены в отложениях венда и позднего протерозоя и несогласно перекрываются нижнекембрийскими отложениями. Пока имеется лишь одно определение возраста для интрузий с Оленекского поднятия (620 ± 20 млн. лет, по Е. В. Тугановой), удовлетворяющее геологическим данным. Ряд других измерений возраста даек и силлов этого комплекса указывает на то, что породы в той или иной степени испытали потерю аргона.

Диабазы венда отличаются пониженным содержанием кремнекислоты, повышенным магния и особенно титана, которого в них больше, чем во всех других основных породах на Сибирской платформе. Среднее значение титан-железного отношения 22,5.

Охарактеризованные выше основные интрузии и эффузивы венда, так же как аналогичные образования позднего и среднего протерозоя, можно уверенно считать к докембрийским трапповым формациям Сибирской платформы.

К венду относятся центральные интрузии щелочно-ультраосновного состава на Алданском щите (арбарастахский комплекс щелочно-ультраосновной формации), прорывающие отложения протерозоя и несогласно перекрытые отложениями юдомской свиты. Комплекс сложен дунитами, пироксенитами, щелочными породами и карбонатитами, сопровождается жильными пикритовыми порфиритами и кимберлитоподобными породами [106, 125]. Определения возраста акцессорных минералов из пород этих интрузий свинцовым методом дает около 600 ± 40 млн. лет [379]. В составе ряда центральных интрузий присутствуют и значительно более молодые мезозойские щелочноземельные породы, возраст которых не превышает по данным аргонового метода 90—150 млн. лет.

Радиологическое изучение изверженных пород докембрия, образовавшихся в течение платформенного режима развития рассматриваемой территории, было начато лишь в последние годы; полученные данные сравнительно ограничены по количеству, а также, вероятно, менее точны, чем значения возраста для более молодых магматических образований

платформы. Это связано с различными наложенными процессами омоложения как вследствие проявления более молодого магматизма, так и различных тектонических движений, особенно в краевых зонах платформы. Однако уже сейчас на основании имеющихся геологических и радиологических данных [209] вырисовывается сложная картина многократного повторения во времени однотипных магматических формаций (особенно траптовых), что хорошо согласуется с особенностями развития древних платформ, в пределах которых траптовый магматизм докембрия, как показывает радиологический анализ, проявлялся почти синхронно со вспышками около 1600—1700, 1300—1400, 1000—1100 и 620—690 млн. лет. Так, на Русской платформе вспышки траптового магматизма имели место 1600, 1350—1450, 1100—1150, 500—660 млн. лет [259, 387]. На Североамериканской платформе дайки, силлы и покровы основного состава также формировались преимущественно 1600, 1400 и 1000 млн. лет назад [415].

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ЩЕЛОЧНЫЕ ИНТРУЗИИ АЛДАНСКОГО ШИТА

К среднему протерозою относят гранитоидные интрузии, локализующиеся на юго-восточной окраине Алданского щита в пределах субширотного Улканского прогиба, приуроченного к области сочленения архейских складчатых структур и Джугджуро-Становой зоны протерозоид в пространственной сопряженности с системами межблоковых глубинных разломов.

Интрузии гранитоидного ряда, сопровождавшие формирование Улканского прогиба, представлены породами щелочноземельного и частично щелочного состава. Они слагают Улканский, Угоянский, Южно-Учурский, Маймаканский, Начваганский и другие массивы.

Формирование интрузивных тел следует во времени после накопления осадков, вулканитов и эффузивных образований элгетейской и уянской серий среднего протерозоя, что доказывается наличием интрузивных контактов гранитоидов Южно-Учурского массива, в частности микропегматитовых гранитов, с кварцевыми порфирами и диабазами элгетейской свиты [54].

Верхняя возрастная граница улканских гранитов определяется трансгрессивным налеганием на них отложений эннинской свиты верхнего протерозоя [252]. На примере Улканского массива, сформировавшегося в несколько фаз, большинство исследователей [52, 123] выделяют несколько групп гранитоидов щелочноземельного и щелочного рядов и сиенитов.

По последним данным Ю. Н. Гамалея [52], формирование Улканского массива предположительно происходило в три интрузивные фазы. С первой из них связано образование сиенитов; со второй — биотитовых гранитов и с третьей — щелочных гранитов. С биотитовыми гранитами второй фазы шло развитие кварц-микроклиновых пегматитов и кварц-топазовых оловоносных грейзенов; с грейзенами третьей фазы — щелочных цирконсодержащих пегматитов. Становление Улканского массива гранитоидов по имеющимся геохронологическим данным относится ко времени 1600—1770 млн. лет.

Магматизм позднепротерозойского возраста представлен интрузиями ультраосновного состава, локализованными совместно со щелочными породами и карбонатами в пределах сложных массивов центрального типа. На территории Алданского щита интрузивные тела этого типа размещены на восточной и юго-восточной окраинах щита. Это массивы Кондерский, Арбарастахский, Ингилийский, Горноозерский, Чадский и Инаглинский (у северного края щита).

Перечисленные массивы залегают среди пород докембрийского фундамента, в большинстве случаев непосредственно прорывая терригенно-карбонатные отложения позднего протерозоя, представленные алевролитами, аргиллитами и песчаниками (Кондер) или известняками (Горное озеро), или же прорывая гнейсы и кристаллические сланцы архея (Арбарастах).

Возрастное положение Инаглинского массива установлено по наличию во вмещающих песчаниках и гравелитах позднепротерозойских спор и водорослей [35]. В структурно-геологическом отношении массивы отличаются четкой приуроченностью некоторых из них к структурам типа грабенов (Арбарастах), локальным куполовидным поднятиям (Кондер, Инагли) или антиклинальным структурам, осложненным серией тектонических разломов (Горное озеро). В региональном плане для них характерна сопряженность с глубинными разломами, приуроченными к краевым частям древних платформ или узлам пересечения глубинных разломов.

В большинстве случаев массивы обладают конфокальным концентрически зональным строением, предположительно связанным с существованием кольцевых разломов [123].

Массивы характеризуются преимущественным развитием в центральной (ядерной) части ультраосновных пород: дунитов, пироксенитов, реже оливинитов и в единичных случаях нефелин-пироксен-меланитовых разновидностей ряда ийолит-мельтейгитов (Ингили) и нефелиновых сиенитов (Горное озеро). Размер ядерной части массивов варьирует от 2—3 до 16 км в поперечнике.

Инаглинский, Кондерский и Чадский массивы имеют дунитовое ядро с платино-хромитовой минерализацией. Периферическая зона его, имеющая ширину от 100 до 500 м, состоит из перидотитов (верлитов) и пироксенитов (косъвитов), окруженных кольцевыми телами различных габброидов. Специфическими образованиями, как правило, сопутствующими массивам ультраосновных и щелочных пород, являются карбонатиты.

Радиологические данные согласуются с геологической позицией массивов центрального типа, подтверждая позднепротерозойский возраст ультраосновных пород и карбонатитов следующими значениями: 610—650 млн. лет для биотит-пироксеновой породы Арбарастахского и Кондерского массивов [106], 610 и 660 млн. лет для карбонатитов Ингилийского массива [228]. Для дунитов Инаглинского массива в лаборатории ВСЕГЕИ аргоновым методом по образцу из коллекции А. Д. Дашковой получено 610 млн. лет.

Глава 17

ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Географическими границами рассматриваемой обширной области служат на западе р. Енисей, на востоке хребты Джугджур и Верхоянский, на севере побережье Ледовитого океана, на юге горные цепи Восточного Саяна, Западного Забайкалья, южной части Патомского нагорья и Станового хребта.

В современной структуре описываемой области верхнепротерозойские отложения выступают на поверхность в поднятиях внутренней части Сибирской платформы (склоны Анабарского массива, Оленекского,

Уджинского и Чадобецкого поднятий), на склонах Алданской антеклизы, а также в краевых поднятиях платформы и обрамляющих ее складчатых сооружений (Игарский и Туруханский районы, Енисейский кряж, Присаянье, Западное Прибайкалье, Байкало-Патомское нагорье, Юдомо-Майский район, Западное Приверхоянье и Хараулахский хребет). В палеотектоническом отношении эта область отвечает эпираннепротерозойской Сибирской платформе, покрытой сравнительно маломощным чехлом рифейских и вендских отложений, и обрамляющим ее рифейским миогеосинклиналям, существовавшим на месте Енисейского кряжа, Туруханского поднятия, Западного Прибайкалья, северной части Байкало-Патомского нагорья [144]. Аналогичный прогиб обрамлял Сибирскую платформу с юга в области Восточного Саяна, но этот район рассматривается вне данного очерка совместно с более внутренними зонами Саяно-Байкальской зоны.

Во всех упомянутых прогибах формационный состав и последовательность напластования рифейских толщ мало отличаются от наблюдаемых в наплитных разрезах, но мощности отложений резко возрастают (до 8—10 км), в них возникает и по мере удаления от платформы постепенно усиливается складчатость, появляются эффузивы и интрузии разного состава и возрастает степень метаморфизма от низших до высших ступеней зеленосланцевой фации, а во внутренних районах складчатого обрамления — до амфиболитовой.

Вдоль восточного края Сибирской платформы в рифее также располагался глубокий прогиб, который в современной структуре в большей своей части погружен под мезозойды Верхоянского хребта и доступен наблюдению лишь в Западном Приверхоянье и западных отрогах хр. Джугджур. Тектоническая природа этого прогиба, получившего название Юдомо-Майского [254], трактуется различно (миогеосинклиналь, авлакоген или платформенная структура).

Палеогеографическая обстановка в Сибири в раннем-позднем рифее в самых общих чертах характеризовалась существованием обширной низменной суши в центральной части Сибирской платформы и в области Алданского щита, окруженной мелководными морскими бассейнами, простиравшимися за пределы рассматриваемой территории [146, 157]. Эти бассейны пережили ряд трансгрессивно-регрессивных циклов разного порядка, которые обусловили общую ритмичность отложений. Наименее широко бассейны были распространены в раннем рифее. Средний рифей был временем общей трансгрессии (не покрывшей, однако, суши в центральной части платформы и присводовой части Алданского щита). Поздний рифей характеризовался сокращением площади осадконакопления, особенно значительной во второй половине этого этапа, когда обширные территории в юго-западной и южной частях описываемой области вступили на орогенный путь развития [152]. Это нашло свое отражение в смене терригенно-карбонатных толщ среднего и начала позднего рифея терригенными, нередко сравнительно грубообломочными отложениями второй половины позднего рифея, которые в области Енисейского кряжа, Присаянья и отчасти в Западном Прибайкалье накапливались и в течение венда (юдомия). Вендский (юдомский) этап развития Сибири в ряде регионов предварялся структурной перестройкой и характеризовался обширной трансгрессией, которая к началу кембрия полностью покрыла сушу в центре Сибирской платформы и на Алданском щите.

Тектонические движения в середине позднего рифея оставили наиболее четкие следы в южном и юго-западном обрамлении платформы, где с ними связано несогласное залегание орогенного комплекса верхнего рифея — венда на различных более древних отложениях вплоть до архея, а на Енисейском кряже и становление наиболее широко развитого в данном регионе интрузивного комплекса (посолененско-ангарского).

Заметное проявление в Сибири имели и предсреднерифейские движения. С ними связано заложение или резкое расширение прогибов в обрамлении платформы (Патомское нагорье, восточная часть Учуро-Майского района, Западное Приверхоянье, по-видимому, Енисейский кряж) и постепенная морская трансгрессия на платформу, наиболее активно развивавшаяся на восточном и западном склонах Алданской антеклизы [120, 146, 251]. В отличие от этого движения конца среднего рифея (около 1050—1100 млн. лет назад) в Сибири проявились слабо и главное свое выражение получили в некоторой дифференциации существовавших палеогеографических условий и в трансгрессивном залегании верхних горизонтов среднего рифея на дорифейских образованиях на склонах некоторых поднятий (Прибайкалье, западный склон Алданского щита, видимо, Северо-Западное Присаянье и Южно-Енисейский кряж). Обычный для ряда регионов земного шара магматизм с возрастом 1050—1200 млн. лет в Сибири развит весьма ограниченно.

Предвендские (предюдомские) движения, которым нередко придают большее значение в обосновании венда, нашли свое отражение в трансгрессивном залегании вендских (юдомских) толщ в области поднятий внутренней части Сибирской платформы и на ее периферии, но совсем или почти совсем не проявились в прогибах, обрамлявших Сибирскую платформу.

Поздний протерозой Сибири может быть признан одним из наиболее благоприятных объектов для разработки геохронологической шкалы позднего докембрия, так как на его примере достигается перекрестное определение возраста по палеонтологическим (строматолиты, микрофитолиты) и радиологическим данным, а глаукониты в ряде случаев оказываются заключенными в «вилку» между интрузивными породами, возраст которых определен не только аргоновым, но также стронциевым и свинцовым методами. Объективной особенностью позднего протерозоя Сибири также является наличие в его кровле палеонтологически охарактеризованных древнейших отложений нижнего кембрия (томмотский ярус), также содержащих обильный глауконит.

Схемы расчленения верхнего протерозоя названных районов и взаимная увязка этих схем явились темой обсуждения на специальных совещаниях, состоявшихся в Новосибирске в 1962 и 1965 гг. Корреляционные схемы, принятые этими совещаниями, в общем достаточно хорошо согласуются между собой в ниже-верхнерифейской части, но резко расходятся в части, касающейся наиболее высоких горизонтов докембрия, отнесенных в схеме 1962 г. к венду. На совещании 1965 г. в одних районах они были причислены к кембрию, а в других — к верхнему рифею. Эта точка зрения получила свое отражение и в литературе [307], хотя имевшиеся палеонтологические данные по микрофитолитам и строматолитам [118, 156] прямо противоречили ей.

Межрегиональная корреляция верхнего протерозоя Сибири была специально рассмотрена Б. М. Келлером, М. А. Семихатовым и П. М. Чумаковым [147], которые особое внимание уделили опорным моментам такой корреляции и обоснованию стратиграфической самостоятельности вендского (юдомского) комплекса этого региона. В упомянутой статье содержится обширная библиография, преимущественно за 1962—1966 гг., тогда как ссылки на более ранние публикации и описание всех рассматриваемых ниже разрезов верхнего докембрия приведены в справочном издании «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий» [363].

Выводы о стратиграфической самостоятельности венда (юдомия) в Сибири развивались Б. С. Соколовым, В. В. Хоментовским, В. Ю. Шенфилем и другими исследователями и были закреплены в решениях совещания в Уфе (1967 г.) по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Новые палеонтологические данные, подтверждающие

эту точку зрения, опубликованы М. А. Семихатовым, В. А. Комаром, С. Н. Серебряковым [341, 342] и И. Н. Крыловым [173].

Геохронологическая изученность названных подразделений позднего протерозоя не равномерна. Наибольшее количество датировок приходится на среднерифейские отложения. Наименее полно датированы раннерифейские, которые и палеонтологически охарактеризованы относительно бедно. Для позднерифейских и вендских отложений Сибири, палеонтологически хорошо доказанных в ряде регионов, имеется пока весьма скромное количество геохронологических данных.

Изучение геохронологии позднего докембрия Сибири начато в конце пятидесятых годов с использованием аутигенного глауконита для определения возраста осадочных толщ. Аргоновые данные, имеющие важное значение для корреляции отложений позднего докембрия, опубликованы в ряде статей [66, 131, 266, 288]. Данные о возрасте магматических и метаморфических пород позднего докембрия содержатся в ряде публикаций и суммированы в сводке, опубликованной под редакцией М. М. Мануйловой [204]. В этой сводке впервые для Сибири показано существование четко обособленных в пространстве разновозрастных поясов омоложения докембрийских датировок.

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА РИФЕЯ

Постелью верхнему протерозою Сибири служат различные магматические, метаморфические и осадочные образования архея, нижнего и среднего протерозоя, на которые рифейские отложения в пределах рассматриваемого региона налегают несогласно различными своими горизонтами. Реперными данными, определяющими максимальный предел возраста рифея Сибири, являются датировки свинцово-изотопным и стронциевым методами вулканогенно-осадочных толщ и гранитов среднего протерозоя Прибайкалья и Учуро-Майского района. В первом из этих регионов возраст поздних фаз ирельских гранитов, которые прорывают среднепротерозойскую акитканскую серию и нижнепротерозойскую чайскую свиту и несогласно перекрыты анюйской и окуньской свитами и тепторгинской серией, относимыми к нижнему рифею, определен стронциевым методом по породе в целом 1560 ± 80 и 1620 млн. лет [411, 412], а аргоновым методом по амфиболу — 1660 млн. лет [204]. Возраст же неизмененных эффузивов акитканской серии, комагматичных этим интрузивам, по изохронному стронциевому методу равен 1700 ± 35 млн. лет [412].

В Учуро-Майском районе возрастными аналогами рассмотренных образований являются вулканогенно-осадочные толщи улканской и уянской серий и прорывающие их южно-учурские и улканские граниты [51, 53], которые предшествуют палеонтологически и радиологически доказанным отложениям учурской серии нижнего рифея. Для циркона из эффузивов верхней части улканской серии (элгетейская свита) свинцовым методом получен возраст 1840 млн. лет, а считающиеся более молодыми южно-учурские гранофировые и рапакививидные граниты тем же методом датированы 1930 млн. лет [51, 384]. Значения возраста, полученные для цирконов Улканского плутона, существенно колеблются как от пробы к пробе, так и в одной пробе по разным изотопным отношениям, отражая позднейшие наложенные процессы. Аргоновый возраст мусковита, биотита и рибекита из пород II фазы этого гранита и сопровождающих их пегматитов дал широкий разброс значений в интервале 1505—1970 млн. лет, а микроклин и порода в целом показали резко омоложенные значения [52]. Возраст элгетейских эффузивов, определенный аргоновым методом по породе в целом, также омоложен — 1615 млн. лет. В то же время для глауконита из песчаников той же свиты получены

заметно более высокие значения, приближающиеся к возрасту улканских гранитов (1740 млн. лет). Эти глаукониты являются самыми древними в Сибири.

Рассмотренные образования входят в комплекс вулканогенных моласс, который отражает заключительные стадии дорифейского этапа развития и накапливался в системе узких прогибов, протянувшихся вдоль границ дорифейской Сибирской платформы с молодыми в то время складчатыми сооружениями [52, 121, 264, 335]. Вулканогенные молассы этого возраста, распространенные во многих районах земного шара, служат надежным маркером, отделяющим дорифейские образования от рифейских.

Дорифейские кислые и основные магматические породы датированы также на Енисейском кряже. Габбро-диабазы Заангарья и Канско-Ангарской части кряжа имеют возраст 1600—1650 млн. лет [45]. Возможно, что эти значения возраста в какой-то мере омоложены, так как аргоновым методом анализировалась порода в целом. Несколько более древний возраст получен для гаревских гранитов северо-восточной части региона. Первоначально по ортитам они датировались 2100 млн. лет [44], но в дальнейшем построение общей изохроны по ортитам и цирконам позволило оценить их возраст в 1780 ± 100 млн. лет. Нужно подчеркнуть, что ни упомянутые габбро-диабазы, ни гаревские граниты не имеют контактов с палеонтологически или радиологически доказанным нижним рифеем. В прочих районах Сибири минимальные значения возраста дорифейских образований близки к 1800—1900 млн. лет. В то же время наиболее высокие значения возраста глауконита из базальных горизонтов нижнего рифея — 1550—1570 млн. лет. Все эти данные позволяют пока датировать нижнюю границу рифея Сибири 1650 ± 50 млн. лет.

Нижнерифейские отложения доказаны радиологическими и палеонтологическими данными только в трех районах Сибири: на Анабарском массиве, Оленекском поднятии и в Учуро-Майском районе в бассейне р. Учуро. Эти отложения в названных районах построены однотипно; в их основании залегают толщи красно- и сероцветных кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов с прослоями конгломератов и аргиллитов, а выше обособляется толща светлых доломитов с подчиненными прослоями терригенных пород. В доломитах встречаются *Kussiella kussiensis* (Masl.), *Colleniella discreta* Kom., *Conophyton gaganicus* Kor., *Osagia libidinosa* Zhur. и другие представители раннерифейской ассоциации строматолитов и микрофитолитов [118, 147, 273]. Мощность и стратиграфический объем двух упомянутых толщ от места к месту меняются; особенно изменчивой оказывается нижняя толща. Она резко сокращается или вовсе выпадает из разреза на поднятиях фундамента — на восточном склоне Анабарского массива и юго-западном склоне Омнинского поднятия Учуро-Майского района [252, 362]. Терригенная толща в упомянутых районах выделяется соответственно как мукунская серия (до 800—900 м), сыгынахтахская (80—200 м), гонамская (800—300 м) свиты, а доломитовая — как котуйканская (300—450 м), кютингдинская (350 м) и омахтинская (200—1000 м) свиты.

Глауконит из верхних горизонтов мукунской серии имеет возраст 1530 и 1550 млн. лет, из пограничных горизонтов этой серии и вышележащей котуйканской свиты — 1480, из низов сыгынахтахской свиты — 1514—1480, а из нижней части гонамской — 1550—1570 млн. лет. Колебания этих значений, выходящие за пределы ошибки метода, вероятно, отражают некоторые отличия возраста базальных горизонтов рифея разных районов Сибирской платформы. Карбонатная толща нижнего рифея датирована по глаукониту на Оленекском поднятии (средняя часть кютингдинской свиты) в 1390 млн. лет и в Учуро-Майском районе (средняя часть омахтинской свиты) — 1400 млн. лет.

Помимо перечисленных выше подразделений к нижнему рифею только по палеонтологическим и геологическим данным относится терригенно-карбонатная толща (до 1000 м) с *Kussiella kussiensis* (M a s l.), *Gongylina differentiata* К о м. и другими строматолитами, которая обнажается в Западном Приверхоянье (р. Белая) и сопоставляется с омахтинской и, возможно, с гонамской свитами Учурской впадины [164]. В других пунктах Учуро-Майского района нижнерифейские отложения, вопреки многочисленным указаниям в литературе, нам не известны [251].

На основании геохронологических и геологических данных можно также считать доказанным раннерифейский возраст терригенных окуньской и анойской свит северной и северо-восточной окраин Байкальской горной области. Эти отложения несогласно налегают на ирельские граниты и акитканские породы, перекрываются средним рифеем, а окуньская свита содержит измененный глауконит, имеющий минимальный возраст 1350 млн. лет [132]. С этими свитами ряд геологов коррелирует близкую по составу тепторгинскую серию, тогда как другие авторы считают названную серию аналогом акитканской, а третьи относят ее к глубоким слоям нижнего протерозоя (А. Н. Неелов, В. С. Федоровский). Подкреплением первой точки зрения кроме сходства состава сравниваемых подразделений служат данные о наличии в конгломератах тепторгинской серии галек акитканских пород и о присутствии между акитканской и тепторгинской сериями коры выветривания.

Важной особенностью строения рассмотренных подразделений является наличие в них мономинеральных кварцевых песчаников и высокоглиноземистых сланцев, представляющих собой переотложенные продукты дорифейской коры выветривания [82], широко распространенной в Средней Сибири.

В остальных районах описываемой области нижнерифейские отложения ранее выделялись лишь условно: новые данные позволяют думать, что они вообще отсутствуют.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

Среднерифейские отложения в Сибири широко распространены и во многих районах доказаны палеонтологически [146, 147]. Ниже мы остановимся лишь на Анабарском массиве, Оленекском поднятии, Учуро-Майском (включая Западное Приверхоянье), Туруханском районах и Енисейском кряже, т. е. на районах, в которых палеонтологические данные о наличии среднего рифея сочетаются с радиологическими.

В северных разрезах Сибирской платформы средний рифей залегает на нижнем без признаков несогласия, тогда как в Западном Прибайкалье, смежной части Иркутского амфитеатра, в Байкало-Патомском нагорье, на западном и восточном склонах Алданской антеклизы, а по новым данным также в Юдомо-Майском прогибе, в смежных районах Северо-Востока СССР и, вероятно, на Енисейском кряже на рубеже раннего и среднего рифея имели место существенные тектонические движения. Средний рифей здесь отделяется несогласием от более древних образований и нередко залегает прямо на фундаменте, слагая базальные горизонты верхнедокембрийского разреза. Упомянутые движения в Учуро-Майском районе сопровождались внедрением кислых интрузий и основных гипабиссальных тел с минимальным возрастом соответственно 1410—1440 и около 1250—1280 млн. лет (аргоновый метод по породе в целом)*.

Наиболее просто среднерифейские отложения построены на склонах Анабарского массива, где им отвечает почти исключительно доломитовая нижняя подсвита юсмастахской свиты (300—320 м). Содержащиеся в ней

* Вероятно, эти данные несколько преуменьшены. — Прим. ред.

строматолиты описаны В. А. Комаром и Н. П. Головановым как среднерифейские (*Baicalia minuta* К о м., *Conophyton garganicus* К о г., *Colleniella cormosa* К о м. и др.), хотя последующие исследователи отмечали, что этот комплекс заметно уклоняется от типичного среднерифейского [174]. Этот вывод как будто согласуется с заключением о том, что в нижнеюсмастахской подсвите присутствуют астеросфероидесы, радиоузусы и некоторые озагии, характерные в других районах Сибири для верхнего рифея [118]. Однако имеющиеся определения возраста глауконита (1300 млн. лет из основания и 1150 и 1170 млн. лет из верхней части упомянутой подсвиты) свидетельствуют о среднерифейском ее возрасте. Об этом же говорят постепенные переходы между нижнерифейской котуйканской свитой и юсмастахскими отложениями (по С. Н. Серебрякову). Указания на наличие в основании последних значительной пачки песчаников [156] не подтвердились последующими исследованиями.

На Оленекском поднятии строение среднерифейских отложений усложняется. В их составе выделяются два полных осадочных ритма (270 и 350 м), начинающихся терригенными и заканчивающихся карбонатными породами (арымасская и дебенгдинская свиты), и нижняя терригенная и терригенно-карбонатная части (100—150 м) более молодого ритма, своими карбонатными членами уходящего уже в верхний рифей (хайпахская свита). Некоторые авторы этот ритм считают уже целиком верхнерифейским. В арымасской, дебенгдинской свитах и нижней части хайпахской содержится среднерифейский комплекс строматолитов [156] и микрофитолитов [118]. Закрывающие их породы на семи стратиграфических уровнях датированы по глаукониту (арымасская свита: нижняя подсвита — 1250—1260, верхняя — 1200; дебенгдинская свита: нижняя часть 1170, средняя — 1110, верхняя — 1070; хайпахская свита: нижняя подсвита — в основании 1010—1035, а несколько выше — 985 млн. лет) [133].

К контакту кютингдинской и арымасской свит приурочено крупное (мощностью до 150 м) пластовое тело диабазы, имеющее возраст 1090 млн. лет, определенный аргоновым методом по породе в целом. Основные интрузии примерно того же возраста отмечаются в разрезе Мархинской опорной скважины [21] на северо-западном и южном склонах Анабарского массива [182]. Геологически устанавливается их достарореченский (довендский) возраст, а аргоновые датировки этих образований соответственно равны 1195—1245 и около 1110 млн. лет. Вероятно, одно-возрастные проявления магматизма отмечаются и на Уджинском поднятии. Долериты, развитые здесь в унгуохтахской свите, имеют возраст 910 млн. лет [269]. Вероятно, эти значения возраста несколько занижены, так как глауконит из среднерифейской хапчаньрской свиты, налегающей на унгуохтахскую, имеет возраст 1000 млн. лет.

Проявления основного магматизма, имевшие место в Сибири в конце среднего рифея, позволили ряду исследователей говорить о существовании здесь позднепротерозойской трапшовой формации [21, 182]. Учитывая приведенные данные, можно думать, что ее возраст около 1100—1200 млн. лет.

Представления об объеме и строении среднерифейских отложений Учуро-Майского района и Западного Приверхоянья за последние годы заметно изменились. Новые данные, недавно суммированные В. А. Комаром и другими исследователями [251], показали, что терригенно-карбонатные отложения майской серии, ранее считавшиеся единым ритмом осадконакопления, принадлежащим среднему рифею [252, 254, 273], в верхних своих горизонтах относятся к верхнему рифею [157, 174] и подразделяются на два самостоятельных осадочных ритма поверхностью перерыва, маркируемого предлахандинской бокситоносной корой выветривания. С другой стороны, было установлено, что мощные песчано-

доломитовые толщи Юдомо-Майского прогиба, которые ранее описывались как нижний рифей [252] или включались в состав базальной (эннинской) свиты среднерифейской майской серии [19], в действительности несогласно налегают на нижний рифей (р. Белая) и подстраивают ранее известный разрез среднего рифея Учуро-Майской плиты [251]. Эти отложения было предложено выделять в айчанскую серию [251], а майская серия более ранних схем по поверхности предлахандинского размыва была подразделена на две самостоятельные серии (нижнюю — керпыльскую и верхнюю — лахандинскую), отвечающие двум трансгрессивным ритмам осадконакопления.

Аймчанская серия, залегающая как на нижнем рифее, так и на до-рифейском фундаменте, в нижней своей части представлена терригенными породами талынской (майской) свиты (от 150—200 до 1400 м), а в верхней — доломитами и более редкими алевролитами и аргиллитами светлинской (челасинской) (от 200—300 до 1500 м). В светлинской свите содержится *Baicalia baicalica* (M a s l.), *Svetliella svetlica* S h a p., *Colleniella kyllachia* S h a p., а также редкие *Kussiella kussiensis* (M a s l.). Возраст глауконита из средних горизонтов талынской свиты 1250 и 1270 млн. лет. Аймчанская серия в полном объеме развита лишь в Юдомо-Майском прогибе, а на окраине Учуро-Майской плиты быстро сокращается в мощности (в ее кровле развивается несогласие, и она выклинивается).

Отложения керпыльской серии в пределах упомянутого прогиба залегают на аймчанских согласно, а западнее трансгрессивно переходят на более древние образования вплоть до архея. В нижней части серии в пределах Учуро-Майской плиты выделяются базальная эннинская свита, сложенная песчаниками и алевролитами с редкими доломитами (200—300 м), и вышележащая омнинская свита, представленная алевролитами и аргиллитами (250—400 м). По направлению к Юдомо-Майскому прогибу за счет постепенного исчезновения песчаников различия между этими свитами стираются, и они объединяются в тоттинскую свиту [252]. Строматолиты, встреченные в эннинских доломитах, представлены мало характерными формами широкого вертикального распространения. Глауконит из нижней части эннинской свиты (бассейны рек Май, Учуро) датирован 1150, 1170, 1195, из верхней (р. Омня) — 1100, а из верхней части омнинской свиты (реки Мая, Челасин) — 1030—1050 млн. лет. В то же время аналоги [251] аймчанских песчаников в Киллахской гряде (Западное Приверхоанье) имеют по глаукониту явно омоложенный возраст (650 млн. лет). Возможно, это объясняется тем, что данный образец был отобран в непосредственной близости от зоны крупного надвига, подвижки по которому происходили в послесреднекембрийское время.

Выше в составе керпыльской серии выделяются малгинская свита (50—400 м) пестрых тонкослоистых известняков с невыдержанной пачкой битуминозных разностей в кровле и согласно залегающая ципандинская свита (200—400 м) светлых обычно окремненных массивных доломитов. В последних содержатся своеобразные пластовые строматолиты, а также более редкие *Parmites aimicus* (N u z h n.), единичные *Baicalia*, *Conorhyton* sp. и др. [174].

Лакандинская серия, в более ранних схемах выделявшаяся как одноименная свита майской серии, в пределах Учуро-Майской плиты отделена от ципандинской свиты разрывом и бокситоносной корой выветривания, а в Юдомо-Майском прогибе обычно залегают согласно. Эта серия объединяет пограничные отложения среднего и верхнего рифея и подразделяется на две свиты — нерюенскую и игниканскую, первая из которых отвечает трем нижним подсвитам лакандинской свиты, по схеме С. В. Нужнова и В. А. Ярмлюка [252, 254], а вторая соответствует одноименной подсвите этой схемы.

В составе нерюенской свиты на большей части региона выделяются три части: две пестроцветные песчано-доломито-сланцевые толщи (соответственно 50—250 и 80—300 м) и разделяющая их карбонатная, преимущественно известняковая (70—500 м). В северо-западных разрезах (бассейн р. Белой) они теряют свои индивидуальные черты и сливаются в единую существенно карбонатную толщу. Все карбонатные породы нерюенской свиты содержат богатый и весьма представительный комплекс строматолитов, выделяемый под названием лахандинского [174], или нерюенского [251]. Он включает *Baicalia lacera* Semikh., *B. ingilensis* Nuzhn. и др., *Conophyton cylindricus* Masl., *C. metula* Kir., *C. litnus* Masl., *Jacutophyton*, *Colleniella*, *Tungussia* [174, 251]. Комплекс микрофитолитов представляют типичные формы II комплекса Э. А. Журавлевой [118]. Глауконит из средней части нерюенской свиты имеет возраст 950—1000 млн. лет. Игниканская свита лахандинской серии характеризуется верхнерифейскими строматолитами и соответствующими датировками (см. ниже).

Таким образом, среднерифейские отложения Учуро-Майского района обнимают два полных осадочных ритма (аимчанский и керпыльский, или нижнемайский) и нижнюю часть вышележащего третьего (лахандинского, или верхнемайского), своими карбонатными членами уходящего в верхний рифей. Ранее мы видели, что такое же построение характеризует средний рифей Оленекского поднятия. Сравнение имеющихся в этих двух регионах датировок глауконита из соответствующих частей одноименных ритмов показывает несомненную близость объемов последних и сходство возрастного положения разделяющих их границ. Этот вывод хорошо гармонирует с данными о стабильности палеонтологической характеристики карбонатных горизонтов каждого из этих ритмов в Учуро-Майском районе, Западном Приверхоянье и смежной части Северо-Востока СССР [251].

Среднерифейские отложения Туруханского района имеют много общих черт с предыдущим регионом. В видимом основании разреза здесь залегает песчано-сланцевая безыменная (стрельногорская) свита (до 1000 м), которая вверх постепенно сменяется пестрыми тонкослоистыми известняками свиты линок (100—160 м), внешне очень похожими на малгинские и также содержащими пластовые строматолиты *Malginella malgica* Kom. et Semikh. Стратиграфически выше выделяются светлые известняки и доломиты с кремнями сухотунгусикской свиты (500—600 м), пестроцветные известняки и доломиты с пачками песчаников и сланцев деревянской (второкаменской) (120—300 м) и темные доломиты свиты буровой (500—1000 м), содержащие у кровли невыдержанную пачку глауконитовых песчаников и алевролитов. Глауконитовые датировки — 925, 935 и 950 млн. лет, что хорошо согласуется с наличием в перечисленных свитах среднерифейских строматолитов (*Baicalia lacera* Semikh., *B. prima* Semikh., *Conophyton metula* Kir., *C. litnus* Kor. и др.) с массовым развитием в вышележащей шорихинской свите позднерифейских их групп и форм [338]. В то же время глауконит из отложений, подстилающих свиту буровой, показал меньшие значения возраста: из деревянской свиты 880 и стрельногорской 615, 845, 885, 890 и 940 млн. лет [133, 154]. Возможно, как и в случае с глауконитом из песчаников аимчанской серии Кыллахской гряды, омоложение только что упомянутых проб в какой-то мере объясняется близостью их (особенно проб из стрельногорской свиты) к зоне крупного разлома. Также слишком низкие значения 675 млн. лет дают датировки глауконита и эффузивов игарской свиты одноименного района [49], которая по геологическим данным относится к низам среднего рифея.

На Енисейском кряже стратиграфический объем отложений, относимых к среднему рифею, дискусионен. Одно время высказывалось мнение,

что подошва среднего рифея в данном регионе совпадает с границей метаморфических пород тейской серии, считавшихся нижнерифейскими, и карбонатно-терригенных отложений сухопитской [333, 363]. Приведенные выше датировки по Гаревскому массиву, прорывающему тейскую серию (1780 ± 100 млн. лет), подтвердили мнение Г. И. Кириченко [148, 149], М. И. Волобуева, Д. И. Мусатова [239] и других геологов о дорифейском возрасте этой серии, а новые геологические материалы выявили значительное несогласие между нею и сухопитскими отложениями.

Другая точка зрения была высказана М. И. Волобуевым и Д. И. Мусатовым [239], поместившими границу нижнего и среднего рифея в верхнюю часть сухопитской серии между удерейской и погорюйской свитами. При этом возраст данного рубежа оценивался в 1100 млн. лет, что значительно отличается от общепринятой датировки границы раннего и среднего рифея.

Пересмотр возраста тейской серии никак не мог повлиять на оценку приводившихся ранее [147, 338] аргументов за среднерифейский возраст сухопитских отложений, так как эти серии разделены несогласием [44, 45, 149, 238]. Сопоставления нижней части сухопитской серии с семеновской свитой Чадобецкого поднятия [149, 347], датированной по глаукониту 1250 и 1280 млн. лет [132, 133], подтверждало мнение о среднерифейском возрасте упомянутой серии.

Нижняя часть сухопитской серии (кординская, горбилокская, удерейская и погорюйская свиты общей мощностью до 6—7 км) сложена различными филлитами и филлитовидными сланцами с прослоями кварцитовидных песчаников у основания (кординская свита) и в верхней своей части (погорюйская свита). Этой толще местами подчинены эффузивы преимущественно основного состава [162]. Верхняя часть серии — это пестроцветные тонкослоистые известняки свиты карточки (до 500 м) и светлые доломиты аладьинской (до 500—600 м). В западных разрезах индивидуальные особенности двух последних свит стираются и они сливаются в единую сосновскую.

Для погорюйской свиты мы располагаем рядом датировок, полученных аргонным методом. Наиболее надежные из них относятся к юго-восточным разрезам, где рассматриваемые отложения наименее изменены: возраст глауконита из средней части свиты оказался равным 1140 млн. лет, а глинистого сланца из той же пачки — 1110 млн. лет. В северной же части Енисейского кряжа для глинистых сланцев и эффузивов погорюйской свиты получены сильно омоложенные значения возраста 585—960 млн. лет [45]. Глауконит же, напротив, дал несколько завышенный возраст 1350 млн. лет [132]. Аналогичный возраст получен и для кварцевых порфиров. Если это значение не является омоложенным, оно может служить прямым подтверждением приведенных выше доводов за среднерифейский возраст сухопитской серии. В свете всего сказанного можно предположить, что нижний рифей в разрезе Енисейского кряжа, видимо, отсутствует или развит локально, подобно тому как это отмечается в Учуро-Майском районе и на Северо-Востоке СССР.

К более высоким горизонтам среднего рифея на Енисейском кряже относятся нижняя часть тунгусикской серии, обычно налегающей на сухопитскую с местным размывом. В основании тунгусикских отложений выделяется сложно построенная потоскуйская свита (сланцы, песчаники, карбонатные породы, а в западных разрезах и многочисленные вулканы). В восточной части региона эта свита разделяется на две самостоятельные: песчано-сланцевую красногорскую (100—1200 м) и преимущественно карбонатную джурскую (до 500—600 м) с массой строматолитов *Conophyton cylindricus* Masl. и др. [338]. Выше выделяется существенно сланцевая шунтарская свита (до 2000 м), подошву которой, исходя из историко-геологических построений, нередко считают важнейшим

рубежом в средней части рифея Енисейского кряжа [100, 238, 365] и проводят по нему границу среднего и верхнего рифея. Однако смена комплексов строматолитов, происходящая в кровле шунтарской свиты, и сопоставление последней со свитой буровой Туруханского района говорят о среднерифейском возрасте шунтарских пород. То же указывает и аргонный возраст потоскуйских эффузивов (порядка 1000 млн. лет по породе в целом), а также метасоматических гранитов тейского комплекса, становление которых, согласно М. И. Волобуеву и Д. И. Мусатову [239], произошло на рубеже потоскуйского и шунтарского времени. Свинцово-изохронным методом возраст этих гранитов определен в 930 ± 70 млн. лет, тогда как аргонные возраста биотитов и мусковитов этих гранитов отличаются широким разбросом значений (535—1100 и 550—930 млн. лет соответственно) [45, 365].

Анализ строения рассмотренной части разреза Енисейского кряжа показывает, что в ней также выделяется два полных осадочных ритма (от кординской до удерейской свиты один и от погорюйской до аладьинской — другой) и нижняя часть третьего ритма (тунгусикская серия), своими верхними горизонтами принадлежащего верхнему рифею. С этой точки зрения Енисейский разрез оказывается сходным с Учуро-Майским и Оленекским.

Вне рассмотренных разрезов на описываемой территории для среднерифейских отложений геохронологических данных нет. Однако наличие характерных строматолитов и микрофитолитов, а в ряде случаев и анализ ритмичности отложений позволяют достаточно уверенно коррелировать среднерифейские отложения различных районов Сибирской платформы и ее складчатого обрамления [147].

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Верхнерифейские отложения в Сибири распространены по площади несколько меньше, чем среднерифейские, местами они представлены только нижними своими горизонтами, но во всех только что рассмотренных районах и в ряде других доказаны характерными комплексами строматолитов и микрофитолитов. Геохронологические данные для верхнерифейских пород имеются лишь для Учуро-Майского района, Енисейского кряжа и Оленекского поднятия.

Граница среднего и позднего рифея в Сибири не ознаменовалась сколько-нибудь крупными палеогеографическими изменениями. В ряде районов (Оленекское поднятие, Учуро-Майский район, Западное Приверхожье, Байкало-Патомское нагорье, Енисейский кряж и др.) она проходит между двумя членами единого осадочного ритма, а в других (Анабарский массив, Туруханское поднятие) — внутри в общем однообразных существенно карбонатных толщ. Таким образом, начальные фазы позднерифейского развития Средней Сибири были неразрывно связаны со среднерифейским этапом развития этой области.

Важные события произошли в средней части позднего рифея. Именно в это время проявились единая для всей Сибири восходящая тенденция и усиление дифференциальных движений в областях сноса. Результатом этого явились общие почти для всей Сибирской платформы и ее складчатого обрамления резкие различия палеогеографических условий первой и второй частей позднего рифея * [144]. Если нижняя часть верхнего рифея в Сибири тесно связана со средним, то верхняя часть рассматриваемого

* При составлении обобщенных литолого-палеогеографических карт всего позднего рифея СССР эти различия начала и конца этапа оказались неизбежно сnivelированными, и поэтому говорилось [146] о регрессивном характере верхнего рифея в целом.

комплекса в типичном случае либо вовсе отсутствует в разрезах (Анабарский массив, Оленекское поднятие, Хараулахский выступ, запад Учуро-Майского района), либо представлена отложениями, резко отличными по составу и формационной принадлежности от подстилающих толщ (восток Учуро-Майского района, Западное Приверхоьянье, Енисейский кряж, Присяянье, вероятно, Западное Прибайкалье). Поверхность раздела контрастных по своему составу толщ в названных районах совпадает либо с границей согласно пластующихся свит (восточное и юго-восточное обрамление Сибирской платформы), либо с несогласием, которое подчеркивается внедрением гранитов (Енисейский кряж). Интересно отметить, что упомянутый рубеж в разрезах Юго-Западной Сибири долгое время принимался за границу докембрия и кембрия, а позднее стал рассматриваться как подошва венда, тогда как в восточных разрезах тот же рубеж считался граничным между средним и верхним рифеем. Лишь применение палеонтологических и радиологических методов для корреляции докембрия позволило показать, что данный рубеж в различных районах Сибири приурочен к близким отрезкам времени в средней части позднего рифея.

В Учуро-Майском районе нижняя часть верхнего рифея слагается сравнительно маломощной (150—400 м) пачкой серо- и красноцветных известняков и доломитов игниканской свиты лахандинской серии с типичными для этих горизонтов разреза строматолитами (*Inzeria tjomusi* К г у л., *I. confragosa* (S e m i k h.) и др.). Верхняя часть верхнего рифея — уйская серия — представлена сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, среди которых в восточных районах появляются красноцветные полимиктовые разности [19, 252]. Мощность уйской серии достигает 3,5—4 км, но в полном объеме (кандыкская и устькирбинская свиты) она развита лишь в Юдомо-Майском прогибе, а на Учуро-Майскую плиту выходит только кандыкская свита. Глауконит из средней ее части имеет возраст 720 млн. лет, а из средней части игниканских пород — 890 млн. лет.

Минимальный предел возраста всей уйской серии определяют данные свинцового и аргонового методов для ультраосновных интрузий центрального типа, прорывающих эту серию и несогласно перекрытых юдомской свитой одноименного комплекса. Из ряда подобных массивов, известных в Учуро-Майском районе, особый интерес представляет Ингилийский массив, так как именно для него строго доказан доюдомский возраст [125]. Значения возраста этих интрузий, полученные свинцовым методом по разным изотопным отношениям, как подчеркивают А. И. Тугаринов и другие исследователи [384], отличаются весьма беспорядочными расхождениями. В последней своей работе, касающейся возраста алданских интрузий центрального типа, А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич [379] оценивают этот возраст в 650 ± 20 млн. лет. Аргоновый возраст тех же объектов по слюдам и в особенности по полевым шпатам варьирует в очень широких пределах [106]. Более стабильные данные имеются по Ингилийскому массиву: биотит — 660 и 675 *, нефелиновый сиенит (по породе в целом) — 690 млн. лет [66, 106]. Эти данные позволяют оценить нижний предел возраста уйской серии в 675 ± 25 млн. лет.

На Енисейском кряже к низам верхнего рифея относится верхняя часть тунгусикской серии. Она представлена ритмичнослоистыми темными известняками и сланцами свиты Серого ключа (до 550 м) и сланцами, песчаниками и доломитами дадыктинской свиты (до 600 м); обе эти свиты содержат верхнерифейские строматолиты и микрофитолиты.

Тунгусикская серия Енисейского кряжа прорвана крупными массивами гранитоидов Посольненско-Ангарского комплекса, гальки которых известны в более молодой тасеевской серии. Для гранитоидов этого ком-

* Аналогичные данные получены в лаборатории ВСЕГЕИ. — *Прим. ред.*

плекса имеются многочисленные определения возраста, выполненные разными методами. По микроклину стронциевым методом их возраст оценивается в 820 млн. лет; аргоновые датировки в значительной своей части омоложены и для биотита варьируют от 430 до 1020, для мусковитов — от 405 до 870 и для полевых шпатов — от 480 до 610 млн. лет. Возраст этого комплекса может быть достаточно уверенно оценен в $850 \pm \pm 50$ млн. лет [45, 365] на основании данных свинцово-изохронного метода.

Возможный аналог верхов тунгусикской серии — брусская свита Чадобецкого поднятия [239, 347] — содержит глауконит с возрастом 895 млн. лет.

Более молодые отложения в северной части Енисейского кряжа представлены преимущественно терригенными отложениями чингасанской серии, залегающими с глубоким размывом на Посольненско-Ангарских гранитах, тунгусикской и сухопитской толщах. Эта серия общей мощностью от нескольких сотен до 4,5—5 тыс. м в наиболее полных разрезах ныне расчленяется на три свиты — лопатинскую, карьерную и чивидинскую, две последние из которых ранее рассматривались как подсвиты чивидинской (*sensu lato*) свиты [147, 338]. Лопатинская свита (150—450 м) сложена красноцветными песчаниками и алевролитами с пачкой доломитов в кровле; карьерная представлена чередованием серых песчаников и темных сланцеватых аргиллитов (220—550 м), а чивидинская (400—1200 м) — сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с флишевой ритмичностью, которые по направлению к коседиментационному поднятию замещаются псевдотиллитами, содержащими прослойки кислых туфов и эффузивов. Аргоновый возраст последних 700 млн. лет, тогда как датировки по глаукониту из карьерной (вандадынской) свиты варьируют от 688 до 810 млн. лет, обычно колеблясь около 750 млн. лет. В лопатинской и карьерной свитах содержатся своеобразные конофитоны, в последней, кроме того, и верхнерифейские микрофитолиты.

Приведенные данные доказывают принадлежность чингасанской серии в объеме лопатинской, карьерной и чивидинской свит к верхней части верхнего рифея. Вышележащие подъемная (огневская) и немчанская (*sensu stricto*) свиты, иногда так же включаемые в состав чингасанской серии, принадлежат венду (юдомиию).

Вопрос об объеме отложений верхней части верхнего рифея в южной части Енисейского кряжа дискуссионен. Он сводится к определению возраста ослянской серии, которая по геологическим данным подстилает тасеевскую серию, принадлежащую венду, но содержит юдомский набор микрофитолитов. Для разрешения этих противоречий необходимы дальнейшие исследования и в первую очередь методически надежные датировки ослянской серии, ныне отсутствующие.

Третьим районом Сибири, в котором верхнерифейские отложения доказаны радиологически, является Оленекское поднятие. Здесь к верхнему рифею относится верхняя терригенно-карбонатная часть хайпахской свиты (200 м), заключающая строматолиты *Cymnosolen furcatus* К о м., *Kotuikania torulosa* К о м. и др. [156]. Глауконит из средних горизонтов этой части свиты имеет возраст 920 млн. лет.

ВЕНД

Вендские (юдомские) отложения в Сибири распространены очень широко и отражают развитие самой широкой трансгрессии позднего протерозоя [146]. На рассматриваемой территории выделяются два типа строения этих отложений. Для одного из них, развитого на севере Сибирской платформы, склонах Алданской синеклизы и в обрамляющих ее прогибах, характерны сравнительно небольшие мощности (обычно 200—700 м) и преимущественно карбонатный (главным образом доломитовый)

состав. Терригенные породы, присутствующие здесь, образуют лишь отдельные линзы, пласты и пачки, залегающие в основании или нижней части вендских толщ, либо вклинивающиеся в них со стороны поднятий. Иногда среди карбонатов в этом типе разреза у его кровли появляются линзы и отдельные мелкие обособления сульфатов.

Подобное строение рассматриваемых толщ иллюстрирует старореченская свита и немакит-далдынский горизонт Анабарского массива, хорбусуонкская серия и нижняя часть кессюсинской свиты Оленекского поднятия, хараулахская свита Хараулахского поднятия, юдомская Учуро-Майского района и Западного Приверхоянья, порохтахская западного склона Алданского щита, жербинская, тинневская и нохтуйская Патомского нагорья, отчасти «мотская» Западного Прибайкалья [342, 394]. Именно эти свиты наиболее полно охарактеризованы микрофитолитами и строматолитами, согласно перекрываются древнейшими слоями нижнего кембрия и имеют ряд определений возраста аргоновым методом по глаукониту. Это объясняет стремление некоторых стратиграфов считать типом четвертого подразделения верхнего протерозоя СССР не венд Русской платформы [357, 358], а юдомскую свиту Сибири и соответственно с этим данное подразделение называть юдомским комплексом (фитемой), или юдомием.

Возрастные рамки юдомской свиты определяются тем, что она несогласно налегает на интрузивные породы Ингилийского массива с возрастом 675 ± 25 млн. лет (см. выше) и согласно перекрывается отложениями нижней фаунистической зоны томмотского яруса. Глауконит, содержащийся в томмотских породах, послужил одним из оснований для датировки нижней границы кембрия 570 ± 10 млн. лет. Сама юдомская свита датирована по глаукониту на трех различных стратиграфических уровнях: нижняя (курдатырская, или аймская) подсвита — средняя часть 650—635, а несколько выше по разрезу 620 млн. лет, верхняя (улаханская, или устьюдомская) подсвита — 580—620 млн. лет.

Глауконит из хорбусуонкской серии Оленекского поднятия имеет возраст 675 млн. лет, но стратиграфическая привязка образца внутри данной серии не вполне ясна; видимо, он относится к ее нижней части (по В. Я. Кабанькову). Старореченская свита Анабарского массива в нижней своей части по тому же минералу датирована 625—675 млн. лет, а глауконит из основания немакит-далдынского горизонта, который рядом исследователей относится к нижнему кембрию, имеет возраст 580 млн. лет. Приведенные датировки наряду с палеонтологическими данными заставляют видеть аналоги немакит-далдынских отложений лишь в наиболее высоких горизонтах юдомской свиты, а с основной ее частью сопоставлять старореченские и хорбусуонкские отложения [342, 394].

Жербинские песчаники Патомского нагорья, по геологическим и палеонтологическим данным принадлежащие нижней части рассматриваемого комплекса, имеют ряд датировок по глаукониту: 500, 585, 590, 600 и 605 млн. лет. Видимо, эти значения, а также возраст жербинских глинистых сланцев (610 млн. лет по породе) существенно омоложены. Наконец, «мотская» свита Западного Прибайкалья, в своей верхней карбонатной части содержащая юдомские строматолиты и микрофитоциты [163], в нижней, терригенной, заключает глауконит с возрастом 610 млн. лет; упомянутые породы, видимо, принадлежат верхней части вендского (юдомского) комплекса [394].

Второй тип строения вендских толщ Сибири развит в Иркутском амфитеатре, на Чадобецком поднятии, в Северном Присаянье, Енисейском кряже и Игарском районе. Для этого типа характерны резкое преобладание терригенных, преимущественно красноцветных пород, изменчивые, нередко большие мощности, отсутствие или бедность органических остатков и тесная связь с гомофаціальными отложениями верхнего рифея.

Следствием этого является неясность нижней границы венда в перечисленных районах. Во всех из них, кроме Игарского, неопределенной оказывается и верхняя граница венда, так как найденные наиболее древние нижнекембрийские ископаемые относятся к довольно высоким горизонтам данного отдела. Примером подобного типа отложений является подъемская и немчанская свиты северо-восточной части Енисейского кряжа. Первая из них, заключающая глауконит с возрастом 635—645 млн. лет, представлена красноцветными песчаниками и доломитами (200—500 м). Вторая свита сложена красноцветными песчаниками, алевролитами с прослоями конгломератов, а у кровли и доломитов. Глауконит из верхней части немчанской свиты имеет возраст 600 млн. лет.

На юге Енисейского кряжа аналогом подъемской и немчанской свит являются существенно красноцветные песчаники тасеевской серии (алешинская, чистяковская и мошакская свиты), а также вышележащие песчаники, конгломераты и доломиты островной свиты. Островная свита подстилает аналоги усольского горизонта, который в Иркутском амфитеатре условно принимается за наиболее древний член нижнего кембрия [394]. Глауконит из чистяковской свиты датирован 635 млн. лет.

Геологические соотношения тасеевской серии и ее аналогов со сравнительно небольшими массивами гранитоидов аяхтинского комплекса не известны. Возраст этих гранитов свинцовым методом по ортиту определен 670 ± 50 млн. лет, аргоновым методом по биотиту — $675-705$ млн. лет [365].

Рассмотренные выше возрастные данные получены по глаукониту докембрийских толщ различных структурно-фациальных зон Сибири, ясно отличающихся по своей рифейской и последующей истории развития. Большинство имеющихся определений в каждом регионе группируются в правильные ряды, значения возраста которых убывают снизу вверх по разрезу. Наиболее показательны в этом отношении разрезы Оленекского поднятия и Учуро-Майского района, в каждом из которых имеется по 12 стратиграфических уровней, датированных по глаукониту в интервале соответственно от 1515 до 555 и от 1740 до 545 млн. лет. Простые расчеты показывают, что в раннем палеозое нижние горизонты рифея этих районов были опущены на глубину не менее 6—8 км, а в отдельных участках и значительно глубже. Тем не менее мы не наблюдали здесь «сплющивания» датировок — нивелировки значений, полученных для различных стратиграфических горизонтов. Эти данные безусловно служат подтверждением достаточно устойчивого положения аргона в кристаллической решетке глауконита.

Те же выводы следуют из анализа соотношений датированных по глаукониту осадочных толщ и прорывающих их интрузий. Так, на Енисейском кряже глауконит из погорюйской свиты имеет возраст 1140 млн. лет, а возраст тейских гранитоидов, локализованных в несколько более молодой потоскуйской свите, определенный по ортиту свинцовым методом, 930 ± 70 млн. лет.

В Учуро-Майском районе время внедрения Ингилийского массива определяется 675 ± 25 млн. лет по данным аргонового и свинцового методов, глауконит из нижней части прорываемой этим массивом уйской серии имеет возраст 720, а из более древних игниканских пород — 890 млн. лет. Такие же соотношения имеются для диабазов Оленекского поднятия и вмещающих их пород, нижнего рифея Учуро-Майского района и Томптоканского гранита с возрастом около 1400 млн. лет и т. д.

Важно отметить, что дорифейские глаукониты элгетейской свиты Учуро-Майского района показали возраст лишь примерно на 10% ниже, чем значения, полученные свинцовым методом по цирконам из эффузивов той же свиты (соответственно 1840 и 1740 млн. лет). Примечательно, что

аргоновый возраст элгетейских эффузивов, определенный по породе в целом, оказался заметно более низким (1615 млн. лет). Аналогичные взаимоотношения наблюдаются и на Уджинском поднятии, где по глаукониту тоже установлены более древние значения возраста по сравнению с эффузивами (унгуохтахские эффузивы 910, глауконит из вышележащей ханчаньрской свиты 1000 млн. лет).

Дополнительным доказательством удовлетворительной сохранности радиогенного аргона во многих глауконитах могут служить данные, полученные во ВСЕГЕИ А. Д. Искандеровой по датированию глауконит-содержащих карбонатных отложений свинцово-изохронным методом. Из разреза верхнего докембрия Учуро-Майского района ею изучено 19 образцов карбонатов из юдомской, лахандинской, ципандинской и омахтинской свит и определен возраст этих толщ свинцово-изохронным методом. При этом для юдомской свиты по урано-свинцовой изохроне * получен возраст 580 ± 20 (глауконит — 580—650), для лахандинской — 850 ± 10 (глауконит — 1000—890), для нижележащей ципандинской — 950 ± 30 и, наконец, для омахтинской — 1330 ± 130 (глауконит — 1250—1400) млн. лет. Как видно из приведенных значений, существенного омоложения для глауконитов здесь не наблюдается.

Однако наряду с согласующимися значениями возраста по сибирским глауконитам получен также ряд резко омоложенных датировок, противоречащих геологическим данным о возрасте анализированных образцов. Имеющиеся материалы еще слишком малочисленны, чтобы по ним делать какие-нибудь общие выводы, но несомненно обращает на себя внимание приуроченность омоложенных эннинских и безыменских глауконитов к зонам крупных разломов, проявлявших себя в палеозое. Возможно, что именно с удалением от тектонически активной зоны связана обратная последовательность данных возраста для глауконитов в Туруханском разрезе (геологически более древние отложения вблизи зоны разлома оказываются радиологически более молодыми, чем вышележащие толщи в удалении от этой зоны).

Сибирские разрезы рифея, как уже говорилось, дают возможность также сравнивать показания палеонтологического метода определения возраста по строматолитам и микрофитолитам и радиологического датирования. Такое сравнение, произведенное несколько лет назад [66, 310], привело к заключению об общем совпадении результатов этих двух методов, хотя и выявило некоторые расхождения между ними в отдельных разрезах. В качестве примера такого расхождения в 1964 г. приводилась игниканская подсвита лахандинской свиты, которая, по материалам С. В. Нужнова [273], считалась охарактеризованной среднерифейскими строматолитами, но имела позднерифейские датировки. Новые материалы позволили установить в этих отложениях комплекс строматолитов, типичный для низов верхнего рифея [174]. С другой стороны, появившиеся в последние годы материалы поставили новые вопросы, касающиеся несовпадения выводов о возрасте нижней части юсмастахской свиты Анабарского массива, основанных на микрофитолитах и отчасти строматолитах и на датировках глауконитов, и касающиеся возраста дашкинской свиты Енисейского кряжа и др. Эти материалы, однако, не могут рассматриваться как довод против применения какого-либо метода стратификации и корреляции рифея или преимуществ одного метода перед другим, а лишь подчеркивают необходимость их взаимной проверки и дальнейшего совершенствования.

* Кларковые содержания урана в карбонатах определялись методом изотопного разбавления.

ТАЙМЫРСКИЙ ПОЛУОСТРОВ И ПРИЛЕГАЮЩИЕ ОСТРОВА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Докембрийские образования приурочены к северной части Таймырского полуострова, примыкающей к побережью Карского моря, где они распространены на площади около 70 тыс. км². Эту территорию мы называем Северным Таймыром. Формирование пород тесно связано с зарождением Северотаймырской геосинклинали еще в раннем протерозое, а возможно, даже и в позднем архее. Оно продолжалось в течение всего протерозоя, когда происходило накопление мощных толщ (около 20 км) разнообразных осадочных и вулканогенных пород, прерываемое, по крайней мере, тремя этапами складчатости, с которыми связано образование разнообразных реоморфических и магматических интрузий.

Верхнеархейские отложения выделены условно главным образом по тектоно-формационным признакам. К ним относится гнейсовый комплекс (мощностью не менее 7—8 км) самого раннего докембрийского тектонического цикла. Сравнение с археем других регионов Сибири показывает, что низы таймырского докембрия совершенно не содержат пород гранулитовой фации метаморфизма. Поэтому до получения надежных геолого-структурных данных они с равным правом могут быть отнесены как к верхнеархейским, так и нижнепротерозойским отложениям.

Гнейсовый комплекс образован регионально метаморфизованной геосинклинальной терригенной формацией с относительно небольшим содержанием карбонатных отложений и несколько более значительным основным магматических пород (преимущественно эффузивных), особенно в нижней части комплекса. Метаморфизм пород соответствует высоко-температурной ступени амфиболитовой фации. В нижней половине комплекса развиты мигматизация и гранитизация.

Гнейсовый комплекс условно расчленен на три свиты (табл. 55), из которых самая верхняя местами (в бассейнах рек Каменной, Ленивой и на побережье зал. Вальтера) сложена разнообразными породами прогрессивного зонального метаморфизма; состав зон в горизонтальном разрезе меняется от филлитов зеленосланцевой фации через кристаллические сланцы эпидот-амфиболитовой фации до плагиогнейсов амфиболитовой. Участки зонального метаморфизма, как правило, приурочены к глубинным разломам.

Нижнепротерозойские отложения, суммарная мощность которых в разных участках региона колеблется от 5000 до 8000 м, представлены зеленосланцево-филлитовым комплексом, который расчленен на четыре свиты (серии) на Восточном Таймыре и на две на Западном. Наиболее полный разрез комплекса обнаружен на п-ове Челюскина. Он начинается здесь с обильных лавовых излияний, образовавших покровы эффузивов основного состава в сопровождении пирокластических продуктов, перемежающихся с терригенными осадками. В результате низких ступеней регионального метаморфизма все эти отложения превращены в толщу зеленых сланцев (прончищевская свита): эффузивы — в эпидот-актинолитовые, туфы — в актинолит-хлоритовые, а песчаники с обилием туфогенного материала — в хлорит-серицитовые. Выше залегают пакки филлитов с горизонтами кварцитов (октябрьская свита). Верхняя половина нижнепротерозойских отложений представлена типичными филлитами (хлорит-серицит-кварцевыми сланцами), среди которых обильны горизонты мраморизованных доломитов (ждановская свита). Венчают разрез метаморфизованные песчаники с горизонтами конгломератов, которые

ТАБЛИЦА 55

Стратиграфическая схема докембрия Таймыра
Составили М. Г. Равич и Д. Е. Погребницкий, 1965 г.

Стратиграфические подразделения	Западно-Таймырская область	Восточно-Таймырская область	
Ранний кембрий	Алданский ярус		
	Структурное несогласие — трансгрессивное перекрытие пенеппена		
Поздний протерозой	Отложения не установлены	Совинская свита (около 500 м)	
	?	Скрытое угловое несогласие	
	Колосовская свита (около 1500—1700 м)		
	Становская свита (до 2000 м) 650 млн. лет		
	Скрытое угловое несогласие	Угловое несогласие	
Ранний протерозой	Одновозрастные хутундинская и миинская свиты (до 200 м)	Чукчинская серия (свыше 2500 м)	Лаптевская свита (до 1000 м)
			?
	Скрытое угловое несогласие	Угловое несогласие	
		Ленивенская серия (в том числе рыбнинская свита) (до 1500 м)	Ждановская свита (2000—2500 м)
Октябрьская свита (до 1000 м) 415 млн. лет			
Прончищевская свита (свыше 2000 м)			
	Структурное несогласие — трансгрессивное перекрытие пенеппена		
Поздний архей	Толща прогрессивного зонального метаморфизма	Фаддеевская свита (около 1500 м)	
	Верхняя карская свита (до 2500 м) 255—476 млн. лет		
	Нижняя карская свита (свыше 3000 м) 615 млн. лет		

вверху чередуются с покровами кислых эффузивов, рассланцованных и метаморфизованных до альбитофиров; местами сохраняются фельзит-порфиры (лаптевская свита). На п-ове Челюскина преобладают эвгеосинклинальные отложения, а на Северо-Западном Таймыре разрез имеет преимущественно миогеосинклинальный характер.

Верхнепротерозойские отложения представлены терригенно-карбонатной толщей мощностью до 4 км, которая разделена на три свиты. Эти отложения слабо метаморфизованы, чаще всего только диагенезированы и лишь местами представлены филлитами. В основании разреза чаще всего залегают мощные (до 600 м) конгломераты, переслаивающиеся с грубозернистыми слабометаморфизованными полимиктовыми песчаниками (становская свита). Среди галек и валунов, слагающих конгломераты, встречаются обломки метаморфизованных основных лав и фельзит-порфиров, песчаников и сланцев нижнего протерозоя, а также более редкие обломки допозднепротерозойских гранитоидов. Выше залегает толща филлитовидных сланцев, характерного зеленого и вишнево-красного цвета (становская свита). Средняя часть разреза сложена водорослевыми известняками, переслаивающимися с доломитизированными известняками и филлитовидными сланцами (колосовская свита). Венчают разрез конгломераты с галькой нижележащих свит и черные битуминозные известняки (совинская свита).

Среднепротерозойские отложения на Северном Таймыре не выделены, хотя верхняя половина так называемых нижнепротерозойских песчано-сланцевых образований, лежащих на подстилающие слои, по-видимому, с угловым несогласием, может быть впоследствии объединена в среднепротерозойский комплекс.

Среди докембрийских отложений Северного Таймыра условно выделены магматические образования двух тектоно-магматических циклов: позднеархейского (или, может быть, раннепротерозойского) и допозднепротерозойского. Кроме того, к докембрийским отложениям приурочены многочисленные интрузии позднепалеозойского магматизма.

К позднеархейскому тектоно-магматическому циклу относятся покровы основных эффузивов (относительно редкие), интрузивные тела метабазитов, многочисленные пластовые тела и крупные массивы разнообразных гранитоидов.

В основании гнейсового комплекса встречаются слои гранатовых амфиболитов, которые по химическому составу весьма близки к базальтам. В них местами сохранились неотчетливые реликты магматических структур эффузивных пород.

Метабазиты являются, по-видимому, древнейшими интрузиями на Таймырском полуострове. Они имеют форму линзовидных тел или пластовых залежей, а также даек, местами заметно будинированных. Межбудинные пространства выполнены гнейсовидными гранитами. Метабазиты представлены преимущественно метаморфизованными габбро-норитами, обогащенными амфиболом и отчасти кварцем и биотитом. В краевых частях будин габбро-нориты превращены в амфиболиты. Структура метабазитов реликтовая габбро-офитовая, местами осложненная друзитовой, при которой вокруг изометричных зерен оливина нарастают последовательно каймы гиперстена, диопсида, бурого амфибола и, наконец, зеленого амфибола.

Гранитоиды чаще всего встречаются в согласных залежах, совпадающих с простираем складок вмещающих плаггиогнейсов. Реже развиты крупные массивы, вытянутые на десятки километров согласно со складчатостями структурами, к сводам которых они обычно приурочены. Интрузивный характер массивов устанавливается наличием отчетливых секущих контактов наряду с согласными. Массивы сложены преимущественно порфиробластовыми, местами гнейсовидными гранитами, уклоняющимися

в сторону гранодиоритов и реже граносиенитов. Структуры их порфиро-гранобластовые, усложненные перекристаллизацией в результате протоклаза.

В пластовых залежах породы напоминают гранито-гнейсы (теневые граниты), в которых порфиробласты микроклина образуются реже, чем в массивных гранитах и являются результатом метасоматической перекристаллизации. Граниты состоят из почти равных количеств микроклина и олигоклаза, несколько пониженного количества кварца (15—25%) и единственного цветного минерала — биотита (4—8%). По минеральному составу эти граниты почти не отличаются от вмещающих их мигматитов и теневых гранитов и, по-видимому, имеют реоморфический генезис. Граниты сопровождаются обильными жилами аляскитов и аплитов. Жилы пегматитов довольно редки и в качестве цветного минерала содержат только биотит.

Двуслюдяные (точнее мусковитизированные) граниты, вероятно, являются равнепротерозойскими. Они образуют довольно крупные куполовидные и более мелкие штокообразные интрузии (часто многофазные) и пересекают складчатые структуры гнейсов. Мусковитизированные граниты состоят из альбита, меньших количеств микроклина, кварца и двух слюд — мусковита (10—12%) и биотита (5—9%). Разные фазы гранитов отличаются преимущественно структурами и содержанием слюд. С этими гранитами связаны обильные пегматитовые жилы, образующие огромные поля, состоящие из многих сотен жил. Пегматиты обогащены крупными кристаллами мусковита.

В образовании мусковитизированных гранитов различают два этапа: магматический и метасоматический. В магматический этап после консолидации гнейсового срединного массива происходило многофазное внедрение довольно однородного анатектического расплава и кристаллизация разнообразных биотитовых гранитов. В метасоматический этап биотитовые граниты и вмещающие их гнейсы мусковитизировались. В этом случае в группу двуслюдяных гранитов могут попасть интрузии разного возраста.

Допозднепротерозойский тектоно-магматический цикл богат основными и кислыми магматическими образованиями как эффузивными, так и интрузивными. В начале цикла характерны мощные лавовые и пирокластические образования, превращенные в толщу разнообразных зеленых сланцев. В течение почти всего цикла в терригенно-осадочные толщи, преобразованные в филлиты, метапесчаники, кварциты и мраморы, внедрялись многочисленные тела метабазитов, большинство которых превращено в ортоамфиболиты. В конце цикла образовались обильные куполовидные тела порфировидных гранитоидов, в разной степени метаморфизованных и катаклазированных.

Протерозойские метабазиты, распространенные по всему разрезу допозднепротерозойских отложений, представляют собой удивительно однообразные габбро-диабазы с редкими отклонениями к габбро-диоритам. Там, где они не превращены в амфиболиты, сохранились реликты габбро-офитовых структур, а сами породы по своему составу близки к долеритам. Амфиболиты заметно рассланцованы, более чем наполовину состоят из актинолита и сосюрита с относительно редкими реликтами альбита, обильными губчатыми скоплениями сфена и агрегатами хлорита. Метаморфизм метабазитов совершенно аналогичен метаморфизму вмещающих осадочно-вулканогенных отложений, превращенных в зеленые сланцы и филлиты.

Порфировидные гранитоиды образуют тела разных размеров от десятков до сотен и даже тысяч квадратных километров. Крупные интрузии вытянуты (обычно) по простиранию складчатых структур и нередко приурочены к сводам антиклиналей. Сопутствующие им мелкие купола

и штоки всегда имеют секущий характер. Граниты преобладают над гранодиоритами, а кварцевые диориты встречаются только в более крупных массивах. Мало измененные граниты довольно редки, обычно они катаклазированы, альбитизированы и сосюритизированы. Их цветные минералы (чаще всего биотит и реже амфибол) замещены эпидот-хлоритовым агрегатом. В результате образуются гранитовые породы своеобразной структуры и состава, где порфирокластические и кластогранитовые структуры преобладают над реликтовой гипидиоморфнозернистой, а альбит и кварц составляют не менее 65%, тогда как на долю микроклина приходится 10—20%, на долю сосюрита, серицита и хлорита с реликтами биотита — остальные 15—25%. Мало изменены акцессорные минералы, которые представлены апатитом, цирконом и реже ортитом.

Этим гранитоидам сопутствует дайковый комплекс гранит- и гранодиорит-порфиров; аляскитовые и аплитовые жилы редки, а пегматиты практически отсутствуют. Обломки альбитизированных гранитоидов встречаются в гальке базальных конгломератов верхнего протерозоя. В зонах многочисленных разломов гранитоиды превращены в бластомилониты.

Магматическая деятельность в допозднепротерозойское время заканчивается излияниями по разломам кислой магмы с образованием покровов фельзит-порфиров и альбитофиров. Местами эти покровы непосредственно связаны с интрузиями порфировидных гранитов через дайки гранит-порфиров.

Достоверные магматические образования позднепротерозойского возраста на Таймыре не установлены. Условно к ним могут быть отнесены лакколитообразные интрузии и дайки метаморфизованных габбро-диабазов и диабазов, совершенно не расланцованных, отличающихся этим от доверхнепротерозойских метабазитов; впрочем, они могут оказаться и более молодыми.

Значения аргонового возраста докембрийских гранитоидов — допозднепротерозойских катаклазированных и метаморфизованных гранитов, раннепротерозойских двуслюдяных гранитов и их пегматитовых жил — укладываются в пределы 225—280 млн. лет (чаще всего 250—260 млн. лет), что свидетельствует об их существенном омоложении в позднепалеозойско-раннемезозойский тектоно-магматический цикл.

Кристаллические сланцы и плагиогнейсы, слагающие позднейший (или раннепротерозойский) срединный массив, также имеют возраст, несомненно значительно омоложенный. Для них получено 265—270, 475 и 640 млн. лет. Характерно, что первые два определения сделаны по породам в целом, вмещающим интрузии двуслюдяных гранитов, тогда как два других — по амфиболу из кристаллических сланцев, в частности из амфиболита. Но еще более интересны определения возраста допозднепротерозойских филлитов, которые для разных участков региона колеблются от 260 до 415 млн. лет, тогда как возраст филлита из становской свиты (табл. 55) в основании верхнего протерозоя составляет даже 650 млн. лет.

Несоответствие геологического положения метаморфических и магматических комплексов Северного Таймыра с их радиологическими возрастными объясняется наложением тектоно-магматических процессов, влияющих на сохранность радиогенного аргона. В самом деле, протерозойский фундамент Таймырской складчатой области, для которой завершающим оказался позднепалеозойский-раннемезозойский тектоно-магматический цикл, неоднократно испытывал омоложение в результате процессов активизации. Позднейший из них обусловил образование Северо-Таймырского сводового поднятия, отчего в позднепалеозойское время древнейшие породы кристаллического основания были выведены на дневную поверхность. Вероятно, аргоновый возраст гранитоидов и вмещающих их кри-

сталлических сланцев отражает время образования указанного поднятия с которым связана активизация магматической деятельности, выразившаяся в появлении довольно многочисленных интрузий субщелочных гранитоидов, рвущих силурийские отложения, но преимущественно залегающих в пределах развития докембрийских комплексов.

Образование позднепалеозойского сводового поднятия отразилось и на значениях возраста филлитового комплекса, но далеко не так равномерно, как на гранитоидах и окружающих их кристаллических сланцах. Значительно более пластичные филлиты верхней части фундамента реагировали на тектонические формации неодинаково, и сохранность в них радиогенного аргона оказалась неравномерной. Поэтому филлиты, ближе расположенные к районам концентрации интрузий самых молодых на Северном Таймыре субщелочных гранитоидов, имеют возраст 265, удаленные от этих районов — 415, а расположенные в наибольшем удалении от интрузий гранитоидов даже 650 млн. лет.

Наиболее древние по возрасту филлиты относятся уже к низам верхнего протерозоя, и поэтому их омоложение является относительно наименьшим по сравнению с другими докембрийскими породами. Однако и они вдвое омоложены по сравнению со своим геологическим положением.

Наблюдается удивительное постоянство возраста всех северо-таймырских гранитоидов независимо от их геологического положения (позднеархейского, позднепротерозойского, либо, наконец, позднепалеозойского), колеблющихся в среднем в пределах 250—260 млн. лет. Петрографически омоложение гранитоидов выражается в их наложенной мусковитизации, а также в повышенной микроклинизации катаклазированных порфировидных гранитоидов, местами еще и значительно альбитизированных. Щелочные метасоматизирующие растворы, являющиеся неизменным участником процессов мусковитизации гранитов в одних условиях и микроклинизации в других, были связаны с тектоно-магматической активизацией докембрийского срединного массива в позднепалеозойское время.

На примере Таймыра можно еще раз наблюдать, что определения возраста докембрийских метаморфических и магматических комплексов, входящих в состав более молодых складчатых областей, обычно дают значительно омоложенные значения, чаще всего соответствующие времени проявления позднейших наиболее мощных орогенических движений и связанной с ними активизации магматической деятельности.

На территории Таймырского полуострова и прилегающих островов Северного Ледовитого океана определению возраста подверглись 30 образцов пород — гнейсов, сланцев, амфиболитов, филлитов, кварцитов, конгломератов, гранитов, гнейсов и гранито-гнейсов, пегматитовых жил, лампрофиров, граносиенитов и сиенитов. Практически перечисленные породы охарактеризованы единичными (одним — тремя) определениями.

Значения возраста пород Горного Таймыра, полученные аргоновым методом, можно объединить в три группы, млн. лет: 600 ± 50 (рубеж рифея—венда), $450—380$ (от позднего ордовика до среднего девона) и $200—270$ (от среднего триаса до ранней перми). Характерно, что наиболее молодая группа составляет больше половины общего числа определений, объединяя не только разнообразные гранитоиды, но также и гнейсы и кристаллические сланцы, а возраст последних по амфиболу (610 ± 60 млн. лет) сопоставим с возрастом филлитов по биотиту (620 ± 50 млн. лет).

Указанные три группы значений отражают лишь измененный возраст фундамента Таймырской складчатой системы и свидетельствуют о стадийном омоложении пород в результате послерифейских фаз метаморфизма.

Значения $600-620 \pm 50$ млн. лет, полученные для филлитов и кристаллических сланцев, совпадают с завершением байкальской складчатости, имевшей место в этом регионе на рубеже позднего рифея и венда. С заключительными этапами развития геосинклинальной системы байкалид связываются проявление регионального метаморфизма (фашии зеленых сланцев) и образование мусковитизированных гранитов. Верхний предел возраста филлитов и серицит-хлоритовых сланцев, соответствующий $450-360 \pm 10$ млн. лет, указывает на ранний девон. В пределах точности метода такой измененный возраст может быть сопоставлен с эрийской фазой позднекаледонского тектогенеза, не имевшей существенного выражения в зоне осадконакопления Таймырской миогеосинклинали, но весьма интенсивно проявившейся на архипелаге Северной Земли, так как именно с ней связано замыкание Североземельской складчатой системы поздних каледонид.

Отголоски эрийской фазы в той или иной степени сказались на омоложении пород Карской срединной массы и фундамента Таймырской складчатой системы. Этим, в частности, объясняется полученный возраст (450 ± 10 млн. лет по амфиболу) ортоамфиболитов, залегающих среди интенсивно мигматизированных плагиогнейсов нижнего протерозоя, и катклазированных порфириовидных гранитов (415 ± 10 млн. лет), широко представленных в гальках базального конгломерата рифейского комплекса.

В интервале $270-200 \pm 10$ млн. лет истинным временем последнего омоложения также следует считать наиболее высокие значения, соответствующие стадии блоковой орогении Таймырской складчатой системы (послераннетриасовое время). С этой завершающей стадией развития миогеосинклинали связано интенсивное воздымание Карского блока, сопровождавшееся внедрением в породы последнего тел субщелочных гранитоидов с возрастом $220-210 \pm 10$ млн. лет. С замыканием Таймырской миогеосинклинали связано также становление формации малых щелочных и субщелочных интрузий, локализованных в интрагеосинклинальных зонах поздних герцинид и имеющих возраст $210-205 \pm 10$ млн. лет.

Выводы из приведенных данных таковы:

1) возраст метаморфических пород Таймыра, определенный по биотиту аргоновым методом, не отражает времени их формирования; среди значений возраста гранитоидов Карского блока преобладают омоложенные величины, но также имеются данные, указывающие истинный возраст некоторых интрузий; для магматических пород интрагеосинклинальных зон поздних герцинид получены преимущественно истинные значения их возраста;

2) причина омоложения метаморфических и части интрузивных комплексов Таймыра заключается в нарушении сохранности продуктов радиоактивного распада (в частности, радиогенного аргона) и обусловлена проявлением последних фаз тектогенеза в Таймыро-Североземельской складчатой области;

3) объединение значений возраста метаморфических и интрузивных комплексов Таймыра в три группы ($620-610 \pm 50$, $450-380 \pm 10$ и $270-205 \pm 10$ млн. лет) помогает восстановить основные этапы тектонической эволюции региона, с которыми связано проявление процессов локального метаморфизма и магматизма;

4) омоложение метаморфических и большинства интрузивных комплексов Таймыра не исключает целесообразности дальнейших работ по определению их истинного возраста; надежным контролем данных, полученных аргоновым методом, могли бы служить определения возраста тех же пород стронциевым и свинцовым методами, но таковые в настоящее время для Таймырского региона отсутствуют.

БУРЕЙНСКИЙ МАССИВ

Буреинский массив занимает обширную территорию Среднего Приамурья (400 × 500 км). На севере и востоке разломами глубокого заложения (Южно-Тукурингским, Куканским, Тастахским и др.) он отделен от Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей; на западе массив ограничен Верхне-Амурским мезозойским прогибом. В южном направлении структуры его прослеживаются на территории провинции Хейлунзун КНР в виде фрагментарных выступов фундамента среди палеозойско-мезозойских складчатых сооружений.

В геолого-структурном отношении Буреинский массив представляет собой область раннепротерозойской и позднебайкальской складчатости. С середины палеозоя и в течение большей части мезозойской эры он является жесткой срединной массой, разделяющей Монголо-Охотскую и Сихотэ-Алинскую складчатые области.

Отложения докембрийского возраста в пределах Буреинского массива развиты в составе его фундамента, образуя два структурных яруса: первый (раннепротерозойский) и второй (позднепротерозойский — раннепалеозойский).

Первый структурный ярус. Формирование раннепротерозойских (по другим данным архейских или среднепротерозойских) структур основания отвечает времени развития древнейшего подвижного пояса, некогда простиравшегося далеко за пределы современных границ Буреинского массива. Стратиграфия нижнепротерозойских образований разработана еще недостаточно. Выходы их пространственно разобщены: это тектонические блоки или останцы кровли среди более молодых магматических пород; реже древние породы выступают в качестве основания молодых стратифицированных отложений.

В южной части массива к нижнему протерозою принято относить амурскую серию (по Л. В. Эйришу и другим), которая разделяется на три свиты (снизу вверх): туловчихинскую (500 м) биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов с редкими прослоями амфиболитов и кварцитов; дигунскую (300—400 м) амфиболитов и амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев, переслаивающихся с биотитовыми гнейсами и сланцами и содержащих в верхах разреза редкие прослои мраморов; урильскую (1000—1200 м) однообразных зеленых альбитсодержащих сланцев с цоизитом, хлоритом, актинолитом и другими минералами.

В центральных и северных районах Буреинского массива к нижнему протерозою принадлежат гуджалская и тастахская серии (бассейны рек Гуджала, Солони, Чегдомына и др.). В составе гуджалской серии (по В. И. Сухову, Э. Л. Школьникову и другим) широко развиты биотитовые гнейсы и кварциты, переслаивающиеся с мраморами, амфиболитами, амфиболовыми, слюдястыми, высокоглиноземистыми и другими сланцами (4000—4500 м). Нижняя и средняя часть разреза тастахской серии (по С. С. Дарбиняну, В. Ф. Сигову и другим) сложена кварцитами, биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами; в верхней части разреза преобладают биотит-графитовые сланцы и гнейсы с прослоями мраморов, графитовых и биотитовых сланцев (4000—4500 м).

Небольшие выходы суперкрупных толщ, относимых к нижнему протерозою, известны в бассейне среднего течения р. Нимана (низовья рек Агдони и Большой Аимки), в Урмийском районе, в бассейне р. Солокачи и других местах.

Возрастное положение метаморфических толщ Буреинского массива достоверно не установлено. По представлениям В. Н. Даниловича, Г. Д. Афанасьева, М. Н. Доброхотова, П. Н. Кропоткина, В. В. Онихимовского и других исследователей, эти толщи принадлежат к архею. Точка зрения о их раннепротерозойском возрасте высказывалась Л. И. Красным, М. Г. Золотовым, Л. В. Эйришем и рядом других геологов.

Межведомственным совещанием по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока (г. Хабаровск, 1956 г.) амурская, туловчихинская серии и их аналоги отнесены к нижнему протерозою, а Межведомственным стратиграфическим совещанием в г. Владивостоке в 1965 г. — к среднему протерозою.

Данные, на основании которых может быть определен возраст этих пород, сводятся к следующему. По уровню метаморфизма, типу складчатости и характеру слагающих формаций названные серии существенно отличаются от архея Сибирской платформы и ближе всего стоят к протерозойским образованиям южного обрамления Алданского щита (хребты Становой и Джугджур). Верхняя возрастная граница их определяется по наличию гальки этих пород в среднедевонских отложениях в бассейне р. Урми и по интрузивным контактам с ними раннепалеозойских гранитоидов. Непосредственные соотношения кристаллических толщ с отложениями позднего докембрия обычно замаскированы разрывными нарушениями. Однако в тех местах, где эти породы встречаются по соседству, они всегда отвечают различным ступеням метаморфизма.

На основании приведенных данных возраст кристаллических толщ Буреинского массива может быть условно принят раннепротерозойским.

Плутонические породы, соответствующие времени формирования первого структурного яруса, представлены четырьмя комплексами: салакачинским, амурским, древнебуреинским и древнехинганским (табл. 56).

Второй структурный ярус. Сложен мощными (5000—7000 м) терригенно-карбонатными отложениями верхнего докембрия — нижнего палеозоя, а также соответствующими им по возрасту магматическими породами основного и кислого (гранитоидного) состава. Образование пород этого яруса связано с развитием новой подвижной области, заложение которой произошло в позднем докембрии и завершилось в раннем палеозое. На территории массива рассматриваемые отложения к настоящему времени сохранились в виде отдельных разобщенных блоков, включенных в раннепалеозойские и более молодые гранитоиды. Наиболее крупные поля, сложенные ими, известны на Малом Хингане и на территории Туоно-Ниманского междуречья.

В малохинганской части Буреинского массива в основании верхнедокембрийских образований [129] залегают кристаллические сланцы, кварциты и мраморы союзненской свиты (1500—1800 м), выше которых лежат мраморизованные известняки и мраморы дитурской свиты (1100—1200 м); еще выше наблюдаются глинисто-серцитовые, кварц-хлоритовые, углисто-глинистые сланцы, песчаники, алевролиты и филлиты игинчинской свиты (1000—1500 м). Разрез верхнего докембрия заканчивается доломитовыми мраморами и магнезитами мурандавской свиты (500—700 м). Верхняя часть разреза рассматриваемого структурного яруса сложена нижнекембрийским комплексом терригенно-карбонатных осадков (800—1500 м) с пачками железных и марганцевых руд. Этот комплекс залегает с размывом, но без видимого углового несогласия на отложениях верхнего докембрия.

Разрез верхнедокембрийских-нижнепалеозойских образований Мельгино-Ниманского блока отличается от Малохинганского некоторой редуцированностью как за счет меньших мощностей, так и за счет выпадения

Плутонические породы первого (раннепротерозойского) структурного яруса

Комплекс	Состав комплекса	Геологическая позиция, районы распространения	Обоснование возраста комплекса
Солокачинский	Серпентиниты, серпентинизированные перидотиты и дуниты	Пластовые залежи и линзы мощностью в десятки метров, протяженностью до сотен метров; вытянуты в северо-восточном направлении; бассейны рек Дробовичной, Солокачи	Пространственно сопряжены с районами развития кристаллических сланцев уральской свиты нижнего протерозоя
Амурский	Ортоамфиболиты, габбро-амфиболиты	Линзовидные или пластообразные тела будинаж-плутонов небольших размеров; Приамурье, бассейны рек Урми, Нимана, Солони и др.	Приурочены к выходам нижнепротерозойских толщ; мигматизированы раннепротерозойскими гранитоидами
Древнебурейский	Биотит-амфиболитовые плагиограниты, гранодиориты, лейкократовые граниты и гнейсо-граниты	Соскладчатые массивы небольших размеров, подчиненные структурам вмещающих пород; окружены полями мигматизированных и гранитизированных пород; бассейны рек Тастаха, Солони, Юрина и др.	Прорывают и мигматизируют гнейсы и кристаллические сланцы нижнего протерозоя
Древнехинганский	Биотитовые микроклиновые гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты, двуслюдяные лейкократовые граниты	Небольшые соскладчатые массивы, подчиненные структурам вмещающих пород; Приамурские районы	

отдельных горизонтов и свит; отличия заключаются также в появлении здесь вулканогенных образований и в наличии регрессивной части разреза, представленной молассами надчергиленской свиты [129].

Со временем формирования рассматриваемого структурного яруса связаны разнообразные магматические проявления. Среди интрузивных пород, принадлежащих к этому циклу, выделяются карагайский комплекс габбро и габбро-диоритов и два гранитоидных — биробиджанский и кивелийский.

В геохронологическом отношении докембрийские образования Бурейского массива изучены слабо. Определения возраста аргоновым методом имеются лишь для раннепротерозойских магматических пород. Для амфиболита амурского комплекса и гнейсо-гранитов древнебурейского и древнехинганского имеется лишь несколько сильно омоложенных датировок от 140 до 192 млн. лет. Малочисленность этих данных и отсутствие определений возраста другими методами не позволяют утвердительно говорить о причинах расхождения полученных значений с геологическими наблюдениями. Можно лишь предполагать, что омоложение связано, по-видимому, не с воздействием более молодых магматических проявлений, а вызвано общими тектоническими процессами развития Бурейского массива. В частности, усиленный подъем («всплывание») его характерен для

раннемезозойского времени. Такое предположение следует, во-первых, из небольшого разброса полученных значений возраста (хотя образцы для определения и были взяты из пространственно разобщенных тектонических блоков) и, во-вторых, из размещения исследованных образцов за пределами контактового воздействия более молодых интрузий (на расстоянии нескольких километров от их активных контактов). Другие докембрийские комплексы Буреинского массива — суперкрустальные толщи нижнего протерозоя и верхнедокембрийские образования — радиологическими данными не охарактеризованы.

Глава 20

СРЕДИННЫЕ И ОСТАТОЧНЫЕ ДОРИФЕЙСКИЕ МАССИВЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Фундамент срединных и остаточных массивов Северо-Востока СССР (Колымского, Охотского, Омолонского, Тайгоносского, Чукотского) сложен докембрийскими метаморфическими толщами, геохронологическое изучение которых началось лишь в последние пять лет. Кристаллические толщи этого региона повсеместно полиметаморфические. Вследствие неоднократной более поздней активизации метаморфические породы испытали различные наложенные преобразования (контактовый метаморфизм, метасоматоз, катаклаз, диафторез), приведшие к потерям радиогенного аргона и омоложению. Однако несмотря на большое количество «омоложенных» проб, удалось доказать принадлежность к докембрию почти всех метаморфических комплексов.

Охотский массив находится в юго-западной части Яно-Колымской складчатой системы — от верховья р. Май до рек Ульбеи и Ини. Метаморфические породы Ф. Ф. Вельдяков и Е. Г. Песков разделили на две серии: маймачанскую и хоранджинскую. Маймачанская серия сложена амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и различными кристаллическими сланцами. Ее мощность 5000 м. Для амфиболовых гнейсов этой серии получены наиболее древние значения возраста до 2650 млн. лет (табл. 57). По Г. А. Гринбергу [87], эти породы относятся к архею и являются аналогами архейских пород гранулитовой фации Алданского щита. В хоранджинскую серию входят биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты с пластами мраморов и кальцифиров. Мощность серии 2500 м. Ее породы относятся главным образом к амфиболитовой фации. Максимальные значения возраста 1880 млн. лет.

Принадлежность метаморфических пород Охотского массива к докембрию не вызывает сомнения, так как они с резким угловым несогласием перекрыты фаунистически охарактеризованными рифейскими отложениями, в базальных конгломератах которых содержатся галька и валуны различных гнейсов и кристаллических сланцев. Мощность рифейского чехла 1000—1600 м. К докембрию относятся также тела перидотитов, пироксенитов, микроклиновых гранитов и гнейсо-гранитов с возрастом 1880—490 млн. лет.

Разброс значений возраста для докембрийских пород Охотского массива очень велик (от 2650 до 250 млн. лет). Омоложение связано с диафторезом и в меньшей мере с контактовым воздействием меловых гранитоидных интрузий, внедрявшихся по многочисленному глубинным разломам, разбившим докембрийский фундамент на обособленные тектонические блоки, в разное время выведенные на дневную поверхность.

Схема сопоставления докембрийских образований Северо-Востока СССР

Массивы	Протерозой	Архей
Охотский		Хоранджинская серия: биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, мраморы, кальцифиры (амфиболитовая фация; возраст до 1880 млн. лет Маймачанская серия: гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации; возраст до 2650 млн. лет
Тайгоносский	Верхнепылгинский комплекс: порфириды, сланцы и слюдястые кварциты (фация зеленых сланцев), возраст до 244 млн. лет	Авековский комплекс Косовская серия: биотит-амфиболовые, пироксен-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, кварциты, кальцифиры (амфиболитовая фация); возраст до 1600 млн. лет Пургоноская серия: гиперстеновые, силлиманитовые и другие гнейсы и сланцы гранулитовой фации, амфиболиты, мигматиты, пегматиты; возраст до 2950 млн. лет
Омолонский		Апогиперстеновые гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы гранулитовой фации метаморфизма, кальцифиры, многочисленные тела гранитов, мигматиты, пегматиты; возраст до 1198 млн. лет
Кольмский	Уяндинский горст	
	Шаманха-Столбовский горст	Хлорит-серицитовые, кварц-хлоритовые, кварц-альбит-серицитовые сланцы, известняки, доломиты (фация зеленых сланцев); возраст до 655 млн. лет Порфириды, кварциты, фация зеленых сланцев; возраст до 415 млн. лет

Массивы	Протерозой	Архей
Чукотский	Кристаллические сланцы и гнейсы амфиболитовой фации, кварциты, кальцифиры, мраморы, мигматиты (амфиболовая и эпидот-амфиболитовая фации), многочисленные тела гранито-гнейсов; возраст до 1670 млн. лет	
Центральный горг о. Врангели	Слюдисто-кварцевые, слюдисто-хлоритовые сланцы, кварциты, амфиболиты, порфиroidы, пестроцветные конгломераты; возраст до 603 млн. лет	

Тайгоносский массив, фундамент которого вскрыт в бассейне р. Авековой, отличается весьма сложным строением. Докембрийские кристаллические породы наблюдаются в виде небольших разрозненных блоков, ограниченных глубинными разломами, к которым приурочены многочисленные позднемеловые гранитоидные интрузии. В связи со сложной геологической историей докембрийские кристаллические породы испытали дополнительные метаморфические преобразования, носившие преимущественно регрессивный характер, что существенно отразилось на сохранности в них радиогенного аргона и обусловило большое количество заниженных значений возраста.

Докембрийский возраст кристаллических пород Тайгоносского массива хорошо обоснован геологическими данными. Б. А. Снятков установил, что в среднем течении р. Парени метаморфическая толща несогласно перекрывается рифейскими филлитами и известняками, содержащими водоросли типа *Collenia*.

В. Н. Липатов в 1957 г. докембрийские образования п-ова Тайгонос подразделил на два комплекса: авековский (архейский) и верхнепылгинский (протерозойский). Авековский комплекс подразделяется на две — пургоносскую и косовскую — серии. Нижняя, пургоносская, серия объединяет породы гранулитовой фации метаморфизма — биотит-гиперстеновые, силлиманитовые гнейсы и кристаллические сланцы, мигматиты, амфиболиты, пегматиты. Верхняя, косовская, серия включает породы преимущественно амфиболитовой фации метаморфизма — амфиболовые, биотит-амфиболовые, пироксен-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, лейкократовые гранулитовые гнейсы, доломитовые кальцифиры, кварциты. Верхнепылгинский комплекс представлен порфиroidами, слюдистыми кварцитами и различными сланцами (хлоритовыми, двуслюдянными, дистеновыми), относящимися главным образом к фации зеленых сланцев, реже к эпидот-амфиболитовой.

Первое определение возраста архейских пород авековского комплекса выполнил в 1955 г. Э. К. Герлинг. Для мусковита из пегматитовой жилы в бассейне р. Авековой им получен возраст 1700 млн. лет [214]. Л. В. Фирсов для этой же пробы определил возраст 1630 млн. лет [388]. Для гнейсов из района р. Авековой он получил возраст 928 и 723 млн. лет.

В последнее время автором получены для авековского комплекса наиболее древние значения возраста — до 2950 млн. лет. Это самый древний возраст докембрийских пород для всей северной части Тихоокеанского обрамления. Л. В. Фирсов практически одновременно установил для гранатовых гнейсов возраст 2760 млн. лет [81]. Наиболее древние значения возраста (2950—2760 млн. лет) подтверждают принадлежность авековского комплекса к архею. Они получены для метаморфических

пород, находящихся в центральной части Авековского блока, в удалении от позднемеловых гранитоидных интрузивов (их возраст 99—72 млн. лет). Вблизи контактов гранитоидных плутонов возраст докембрийских образований, как правило, всегда занижен (513—184 млн. лет), причем не отмечается никаких заметных изменений в минеральном составе метаморфических пород. Омоложенный возраст (213—307 млн. лет) установлен также для некоторых диафторитов и катаклазитов, приуроченных к зонам глубинных разломов.

По преобладающему составу пород, их метаморфизму (гранулитовая фация) и возрасту метаморфические толщи пургоносской серии авековского комплекса Тайгоносского массива могут быть сопоставлены с архейской маймачанской серией Охотского массива. Залегающая выше по разрезу косовская серия, возможно, относится к протерозою. Для нее определен возраст от 200 до 1600 млн. лет. Косовская серия обнаруживает определенное сходство с протерозойской (?) хоранджинской серией Охотского массива.

Породы верхнепылгинского комплекса характеризуются значительно меньшими значениями возраста (от 244 до 98 млн. лет), что обусловлено их повсеместным сильным катаклизмом и диафторезом.

Омолонский массив находится в бассейнах рек Коркодона, Кедона и Омолона. Докембрийские метаморфические породы, слагающие его фундамент, представлены гранатовыми, биотитовыми, амфиболовыми, апогиперстенowymi гнейсами, амфиболитами, кальцифирами, в которых локализуются многочисленные тела аляскитовых гранитов и пегматитов, сопровождающиеся мигматитовыми полями.

Д. С. Коржинский метаморфические породы Омолонского массива на основании их минеральных ассоциаций отнес к архею. М. И. Терехов в последние годы установил преобладание пород гранулитовой фации в юго-восточной части Омолонского массива — это двупироксен-амфиболовые сланцы, чередующиеся с гранатовыми кварцитами и плагиогнейсами. В метаморфической толще развиты гнейсовидные аляскитовые и пегматоидные граниты, образующие согласные тела, окруженные мигматитовыми ореолами, а также дайками и линзами амфиболитов. По фациальной принадлежности метаморфическая толща Омолонского массива аналогична некоторым образованиям Охотского и Тайгоносского массивов, и докембрийский возраст ее не вызывает сомнения. На водоразделе рек Мунугуджака и Кедона кристаллическая толща с угловым несогласием перекрыта рифейскими глауконитсодержащими гравелитами, песчаниками, алевролитами и пелитоморфными известняками с фауной строматолитов *Gymnosolen ramsayi* Stejn. Возраст гравелитов, определенный по глаукониту, равен 563 млн. лет, что в общем согласуется с позднерифейским возрастом, установленным по строматолитам.

Для метаморфических пород Омолонского массива пока не получено архейских значений возраста. Наиболее древние датировки характерны для мигматитовых гнейсов (1200 млн. лет) и амфиболитов (1180 млн. лет) из района междуречья Большой Ауланджи и Анманджи, а также для микроклиновых гранито-гнейсов из района р. Визуальной (1150 млн. лет). Большая часть датировок, несомненно, занижена (670—330 млн. лет). Омоложение метаморфических пород связано преимущественно с контактовым воздействием палеозойских и мезозойских гранитоидов, пользующихся в Омолонском массиве широким распространением. Л. В. Фирсов [388] впервые отметил совпадение возраста метаморфических пород и позднепалеозойских лейкократовых калиевых гранитов. Омоложенные метаморфические породы нигде не обнаруживают сколь угодно существенных изменений петрографического состава. Это позволяет предполагать, что потери радиогенного аргона связаны преимущественно с термальным воздействием гранитоидных интрузивов. Вследствие

интенсивного омоложения разброс значений возраста для докембрийских пород Омолонского массива превышает 1000 млн. лет.

Колымский массив занимает нижнее течение рек Индигирки, Алазеи и Колымы. Фундамент массива вскрыт в Шаманихо-Столбовском горсте Приколымского поднятия и в Уяндинском горсте.

Метаморфические породы Уяндинского горста по геологическим данным относятся к раннему протерозою. Они представлены хлорит-серицитовыми, кварц-альбит-серицитовыми, кварц-хлоритовыми, известково-сланцевыми и другими сланцами фации эпидот-амфиболитовой или зеленых сланцев. Сланцы чередуются с известняками и доломитами. Протерозойские магматические образования представлены силлами, дайками и небольшими штоками амфиболитов, пироксенитов, серпентинитов и гранитоидов. Для протерозойских пород Уяндинского горста характерны интенсивный катаклаз и диафторез, что весьма затрудняет их геохронологическое изучение.

Аргоновым методом получены заниженные возраста от 370 до 90 млн. лет. Лишь в одном случае для габбро-амфиболита из согласной залежи в метаморфической толще определен возраст в 655 млн. лет, позволяющий уверенно отнести эту породу к докембрию. Стронциевым методом удалось установить принадлежность к докембрию еще двух пород, для которых аргоновый метод дал заниженный возраст. Так, для габбро-амфиболита с аргоновым возрастом 275 млн. лет стронциевым методом получен возраст 620 млн. лет, а для биотит-амфиболового сланца с аргоновым возрастом 370 млн. лет стронциевая датировка составляет 555 млн. лет. Таким образом, подтверждается принадлежность метаморфической толщи Уяндинского горста к протерозою, несмотря на частые случаи получения омоложенных датировок аргоновым методом.

В Шаманихо-Столбовском горсте раннепротерозойские метаморфические породы представлены различными низкотемпературными кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами и сильно измененными эффузивными породами (порфироидами). Метаморфическая толща с угловым несогласием перекрыта рифейскими отложениями спиридоновской свиты, в базальных конгломератах которой содержится галька раннепротерозойских гранитоидов и порфироидов. Раннепротерозойские микроклиновые граниты и плагиограниты залегают в метаморфической толще в виде небольших согласных тел, окруженных ореолами мигматизации. Амфиболиты встречаются в виде согласных и секущих жил.

Для заведомо протерозойских метаморфических пород Шаманихо-Столбовского горста до сих пор не получено докембрийских значений возраста. Все породы оказались сильно омоложенными, их аргоновый возраст колеблется от 415 до 80 млн. лет. Потери радиогенного аргона, скорее всего, обусловлены интенсивным диафторезом.

Чукотский массив занимает северную часть Чукотского полуострова. Его фундамент представляет собой сложный комплекс интенсивно дислоцированных метаморфических и изверженных пород — различных кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов, кварцитов, мраморов, мигматитов, метаморфизованных в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях. Породы гранулитовой фации отсутствуют. Широко развиты различные диафториты фации зеленых сланцев.

Докембрийский возраст метаморфической толщи устанавливается по стратиграфическому и угловому несогласию между отложениями палеозоя и кристаллическими породами, которое отмечали Е. К. Боборыкин, И. А. Никитин, Ю. Я. Петрович, И. Л. Бибичков, С. Ф. Лугов. По мнению большей части геологов, метаморфическая толща Чукотского массива имеет протерозойский возраст.

Наиболее древние значения возраста, подтверждающие принадлежность метаморфической толщи к протерозою, получены для гранатового

амфиболита бассейна р. Каатапвеем (1670 млн. лет), гранито-гнейсов побережья бухты Пустен (1580 и 1570 млн. лет) и биотитового гнейса из бассейна р. Кэрэнейвеем (1140 млн. лет). Кроме того, в связи с широким проявлением на Чукотке различных наложенных процессов, отражающих крайне сложную историю развития этого региона, имеются также породы с возрастом от 836 до 188 млн. лет, несомненно омоложенные.

Потери радиогенного аргона обусловлены в основном воздействием меловых гранитоидных интрузий. В экзоконтактовых зонах возраст кристаллической толщи везде оказался равным или крайне близким к возрасту гранитоидов (131—70 млн. лет). Омоложение объясняется не только термальным воздействием гранитоидных плутонов, но также и чрезвычайно интенсивным щелочным метасоматозом. В омоложенных метаморфических породах отмечаются новообразования кварца и щелочных полевых шпатов, реже слюды, которые замещают более ранние высоко-температурные минеральные ассоциации. В зонах интенсивного щелочного метасоматоза, окружающих гранитоидные плутоны, для метаморфических пород ни в одном случае не были получены древние значения возраста. Для кристаллической толщи, подвергшейся фельдшпатизации, в районе бухты Провидения установлены значения возраста 93—124 млн. лет.

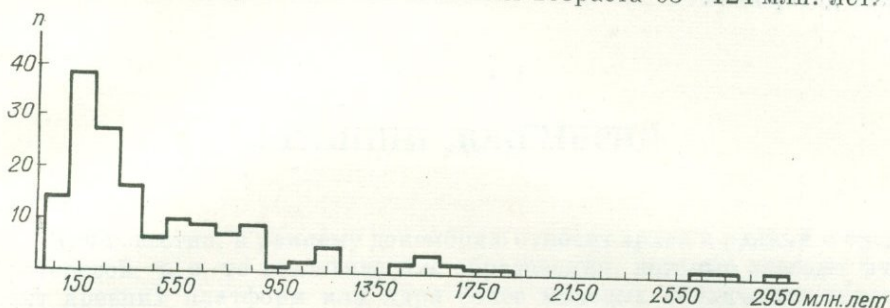


Рис. 33. Гистограмма значений возраста метаморфических пород Северо-Востока.

За пределами зоны влияния меловых гранитоидных плутонов главными причинами потерь радиогенного аргона являются катаклаз и диафторез, масштабы проявления которых очень велики. Для некоторых докембрийских диафторитов определен возраст 49—57 млн. лет.

Аналогами протерозойской кристаллической толщи Чукотского массива являются метаморфические породы серии Берч-Крик на Аляске с возрастом от 664 до 1170 млн. лет, где иногда, как и на Чукотке, отмечается совпадение возраста метаморфических пород и гранитов.

Центральный горст о. Врангеля сложен метаморфическими породами, относящимися к фациям зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов. Это слюдисто-кварцевые, эпидот-полевошпатовые, слюдисто-хлоритовые сланцы, кварциты, амфиболиты, измененные эффузивы кислого состава, огнейсованные и милонитизированные гранитоиды, зеленокаменно измененные габброиды, пестроцветные конгломераты. По геологическим данным наиболее вероятен их протерозойский возраст. Он подтверждается некоторыми полученными значениями возраста: 550 млн. лет для мусковитизированного гранита горы Осьминог, 537 млн. лет для порфироида Мамонтовых гор, 603 млн. лет для огнейсованного гранита в верховье р. Хищников. Поскольку гранитоиды с возрастом 550—603 млн. лет прорывают метаморфическую толщу, она, несомненно, является еще более древней. Даты от 477 до 188 млн. лет для метаморфических пород занижены. Омоложение объясняется широко проявленными на о. Врангеля зеленокаменными изменениями и интенсивным катаклазом пород.

Возможно, что протерозойский возраст имеют метаморфические породы Золотого хребта, которые прорываются огнейсованными мусковитизированными гранитами с возрастом 298 млн. лет, а также телами триасовых габбро-диабазов, имеющих возраст 186—192 млн. лет.

Геохронологическое изучение докембрийских пород Северо-Востока СССР показало, что, несмотря на большое количество заниженных радиологических дат, принадлежность их к докембрию подтверждается. Все имеющиеся определения возраста суммированы на гистограмме (рис. 33), где отчетливо вырисовывается несколько самостоятельных обособленных максимумов, млн. лет: 1) 2950—2750, 2) 1650—1550, 3) 1150, 4) 850, 5) 550 и 6) 150. Первые три соответствуют планетарным максимумам, выделенным для всех областей развития докембрийских толщ в северном полушарии Земли. Максимум 150 ± 50 млн. лет специфичен для северо-западной части тихоокеанского обрамления и отражает мезозойскую активизацию этого региона. По времени он совпадает с инверсией Яно-Кольмской складчатой системы и интенсивным проявлением гранитоидного магматизма. Все названные рубежи соответствуют важнейшим этапам эволюции земной коры в докембрии в пределах Тихоокеанского пояса, запечатлевшимся в дорифейских массивах Северо-Востока СССР в виде радиологических датировок.

МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Глава 1

РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ

Как известно, к раннему докембрию относят архей и ранний и средний протерозой, т. е. те геологические образования, которые слагают фундамент древних платформ или ядра более молодых складчатых областей.

Ранний докембрий везде складчат и метаморфизован и никаких органических остатков не содержит. Для изучения (геологического и геохронологического) он доступен только на щитах, кристаллических массивах и древних платформах в участках неглубокого залегания фундамента и при достаточно разбуренном чехле. На территории Советского Союза имеются две древние платформы (Русская и Сибирская) с раннедокембрийским фундаментом, сложенным образованиями двух структурных этажей — архейского и ранне-среднепротерозойского. Метаморфизм архейских пород принадлежит гранулитовой и амфиболитовой фациям, а ранне-среднепротерозойских — амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой.

К складчатым сооружениям докембрийского фундамента в настоящее время успешно применяют новейшие достижения современной петрологии, т. е. учение о связи магматизма с тектоникой, о тектоно-магматических циклах, формациях, направленном развитии земной коры и т. п. Если в архейском этапе (нижнем структурном) еще только намечаются некоторые черты тектоно-магматического цикла (например, различие складчатых и послескладчатых интрузий как выражение их возрастных соотношений со складкообразованием), то в раннепротерозойском уже прослеживаются главные характерные черты этого цикла, установленные для палеозойских складчатых областей.

Такие же взаимоотношения архейских и раннепротерозойских образований усматриваются и там, где ранний докембрий слагает «ядро», т. е. наиболее древнюю часть более молодых складчатых зон.

Учение о тектоно-магматических циклах оказалось вполне применимым для древних складчатых сооружений раннего протерозоя и даже

архея. Это, в частности, было проверено нами при составлении тома «Магматизм» (т. II трехтомной монографии «Геологическое строение СССР», 1958 г.), где магматизм раннего докембрия (архея и раннего протерозоя) анализирован для всей территории Советского Союза именно в свете этого учения. Каждому тектоно-магматическому циклу, начиная с накопления вулканогенных или осадочно-вулканогенных толщ начального магматизма и до последних стадий интрузий и наземного вулканизма, отвечает свой ярус, или этаж сооружений, соответствующий большому хроностратиграфическому подразделению — архею или раннему протерозою; возрастной рубеж между ними в существующей шкале принимается в $2600 \pm \pm 100$ млн. лет.

Для суждения о формационной принадлежности тех или иных образований фундамента (т. е. раннего докембрия) необходимо мысленно снять с них наложенный метаморфизм, т. е. произвести реконструкцию исходного материала. При этом выясняется, что многие толщ архея и раннего протерозоя без особого труда сопоставляются с теми или иными формациями палеозойского тектоно-магматического цикла. В результате реконструкции выясняется, что толщ архея и раннего протерозоя в формационном отношении отвечают формациям ранних и средних этапов тектоно-магматического цикла.

МАРКИРУЮЩИЕ ТОЛЩИ И ВОЗРАСТНЫЕ РЕПЕРЫ

Известно, что древнейшими суперкрупными образованиями архея являются пироксен-плаггиоклазовые (преимущественно гиперстен-плаггиоклазовые) кристаллические сланцы. Изучение их показало, что они представляют собой метаморфизованную в гранулитовой фации толщу состава основных эффузивов, аналогичную спилитовой формации палеозоя [298]. Никаких следов образования их путем кристаллизации из расплава (например, реликтовых структур) в них не сохранилось. Обычно это связывалось с глубоким метаморфизмом гранулитовой фации, уничтожившим следы исходных структур. Однако весьма вероятно, что эти породы вообще не проходили стадии расплава и не изливались, а образовались непосредственно как верхняя часть мантийного вещества, вступившего на путь дифференциации. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы известны в раннем докембрии Украины, Алданского щита, Анабарского массива, Енисейского кряжа, хребтов Станового и Джугджура и некоторых других районов проявления раннего докембрия. Их можно считать маркирующей толщей архейских образований.

Такая же формация, но метаморфизованная в эпидот-амфиболитовой или даже зеленосланцевой фации слагает толщу амфиболитов, являющуюся древнейшим суперкрупным образованием в раннепротерозойском этаже фундамента. Для этой толщи характерно наличие реликтовых эффузивных структур и частая смена в вертикальном направлении как самих разновидностей пород, так и их структур. Эти амфиболиты, так же как и подчиненные им кислые породы, несомненно, прошли стадию кристаллизации из расплава, т. е. первоначально изливались на какую-то более древнюю поверхность*.

В раннепротерозойском структурном этаже фундамента древних платформ и местами в их складчатом обрамлении (например, Енисейский кряж) развиты своеобразные толщ железистых пород, которым присваивается сборное наименование железистых кварцитов. Оставляя в стороне большой и сложный вопрос о происхождении железистых кварцитов как пород, отметим, что все проявления их характеризуются определенными

* Толщ амфиболитов в качестве древнейших суперкрупных образований встречаются и в архее, например в Балтийском щите.

условиями. Во-первых, все они относятся преимущественно к раннему протерозою или к тем толщам, которые одни исследователи относят к архею, а другие — к раннему протерозою. В малых количествах железистые кварциты имеются и среди пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев архея, и среди образований позднего протерозоя (Урал), и, по-видимому, среди раннего палеозоя, но там они не имеют такого развития и значения, как в раннем протерозое, где их можно считать маркирующей толщей. Весьма характерно, что все проявления железистых кварцитов всегда тесно связаны с толщами амфиболитов, представляющих собой метаморфизованные основные эффузивы. Это также постоянно наблюдаемая закономерность, совершенно аналогичная ассоциации кремнистых сланцев и яшм со спилитовыми толщами палеозоя.

Выделение маркирующих толщ — пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев для начала накопления архейских толщ и железистых кварцитов для характеристики раннего протерозоя (и может быть даже отдельных возрастных отрезков его) — при надлежащей обработке целенаправленно полученных возрастных данных должно послужить основанием для корреляции и дальнейшего подразделения раннего докембрия.

Интересно произвести корреляцию проявлений железистых кварцитов в раннем протерозое различных участков Русской платформы. Здесь они известны на Балтийском щите (восточная часть, входящая в состав СССР), в Белоруссии на Микашевичско-Житковичском выступе фундамента, в Воронежском кристаллическом массиве и Курской магнитной аномалии, Украинском кристаллическом массиве (Кременчугско-Криворожская зона, районы магнитных аномалий Приднепровья) и других местах. Сопоставление геологии этих участков, их петрологии, истории развития и возрастных данных позволяет выявить их общие черты и установить принадлежность к единой весьма крупной геологической структуре — Русской платформе. Для наиболее изученных районов ее исследователями составлены и опубликованы схемы стратиграфии докембрия с выделением архея, нижнего, среднего и верхнего протерозоя. Нами использованы схемы: для Балтийского щита — К. О. Кратца и К. А. Шуркина [170] с добавлениями С. Б. Лобач-Жученко, для Белоруссии — А. М. Папа [281], для юго-восточной части Воронежского массива и Курской магнитной аномалии — Ю. С. Зайцева, А. С. Агейкина, Р. И. Голышкина, В. М. Шибанова и М. Н. Воскресенской [47], для Украинского кристаллического массива — новая схема Ю. Ир. Половинкиной [299].

На Балтийском щите железистые кварциты подчинены сериям лопия (гимольской, хаутоварской, полмос-порос и др.), т. е. самому началу геосинклинальной стадии карельского цикла; в Белоруссии и на Украине — несколько более молодой средней части раннего протерозоя (окололовская свита Микашевичско-Житковичского выступа и криворожская серия), а в средней части Русской платформы (в районе КМА и юго-восточного склона ВКМ) они приурочены к курской серии, которую исследователи относят к концу раннего протерозоя. Небольшая разница в возрасте отмечается и в значениях аргоновых датировок: для серий лопия 2400—2000, для криворожской серии преобладают 2000—1900, а для курской серии 1800—1700 млн. лет. В приведенных данных не исключен элемент случайности, но нет и противоречия с высказанным наблюдением. Однако для полного обоснования следует провести специальное датирование железистых кварцитов определенного генезиса по возможности и другими методами.

Таким образом, возрастное положение железистых кварцитов, всегда тесно связанных с основными эффузивами раннего этапа протерозоя, может быть также использовано как положение маркирующей толщи для этого подразделения (рис. 34).

Средние этапы тектоно-магматического цикла и в архее, и в протерозое характеризуются весьма интенсивным развитием гранитообразования. Для раннего протерозоя особенно характерно широкое развитие ультраметаморфизма, переработавшего архейские породы с образованием за их счет всевозможных ультраметаморфитов — мигматитов, чарнокитов и метасоматических гранитоидов. В Украинском кристаллическом массиве

таковы виннициты (гранатовые мигматиты), бердичевский кордиеритовый «гранит», полимигматиты Днепра и др.

Очень интересные результаты дает геохронологическое исследование аргоновым методом мигматитов (например, днепровских), полностью подтверждающие современные представления об их генезисе и ультраметаморфизме [297]. Останцы более древних пород, сохранившиеся в мигматитах в виде неизменных или слабо измененных реликтов (их предохраняет от дальнейшего изменения зона уже мигматизированной породы, и они являются «бронированными»), показывают аргоновый возраст 3000 млн. лет или даже выше, т. е. архейский возраст; собственно мигматиты имеют более молодой промежуточный возраст, а почти гомогенизированные гранитовые участки — 2000—1900 млн. лет. Вот почему гранитоиды, геологически принадлежащие как архейскому, так и протерозойскому структурным этажам, показывают одинаковый протерозойский аргоновый возраст.

Ультраметаморфизм наблюдается во всех районах

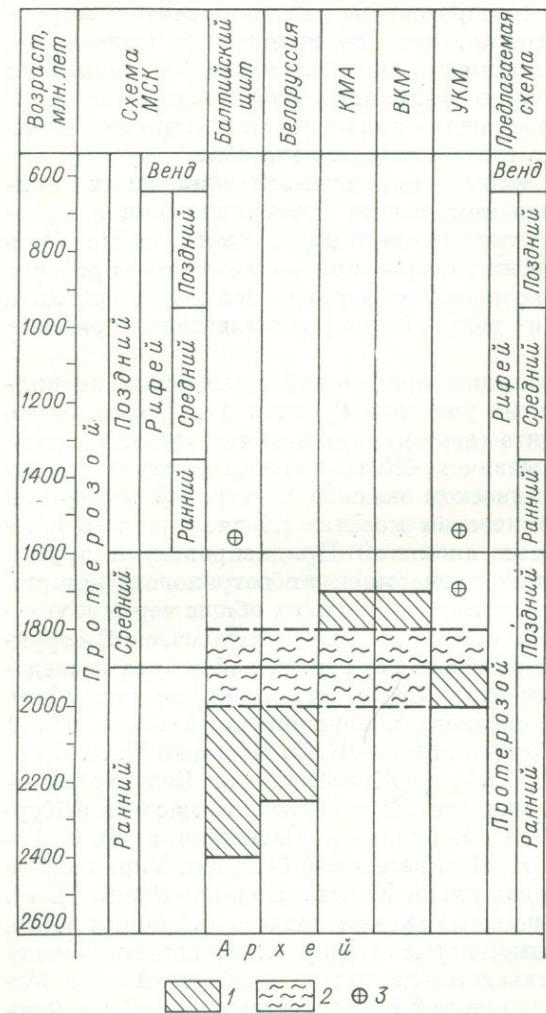


Рис. 34. Хроностратиграфия протерозоя.

1 — железистые кварциты; 2 — проявления ультраметаморфизма; 3 — граниты рапакиви.

развития докембрийского фундамента, и поэтому всюду распространены одни и те же породы. Приуроченность его к одному и тому же этапу формирования земной коры, т. е. к определенному возрасту, — это тоже характерная черта докембрия, которая может быть использована как возрастной репер (рис. 34).

Наконец, еще одна совершенно особая порода — гранит рапакиви — является весьма характерной для докембрия. Она известна во многих районах Русской платформы: Балтийский щит, Прибалтика, Украинский кристаллический массив, Воронежский массив, район Бердяуша на Урале. Образование ее везде относится к среднему или к началу позднего протерозоя. Так же как и для железистых кварцитов, для рапакиви не

наблюдается точного совпадения возраста, например, в различных участках Русской платформы. Возраст рапакиви Балтийского щита принимается 1550, северо-запада Русской платформы (район Курземе) — 1700 млн. лет. Украинские рапакиви, по-видимому, несколько более древние, для них из разных массивов и их разных частей, и разными методами получены значения возраста 1700—1800, в отдельных пробах до 1900 млн. лет (по слюде и роговой обманке аргоновым методом); возраст биотита, определенный стронциевым методом, 1740 ± 50 млн. лет. Возраст рапакиви Бердяшского массива на Урале определен стронциевым изохронным методом в 1560 ± 30 млн. лет. Это несомненные проявления среднего протерозоя. Петрографически эти породы рассматриваются как субплатформенные, как породы поздних этапов тектоно-магматического цикла с характерной железистостью и щелочностью цветных минералов и наличием флюорита.

На Сибирской платформе Улканский массив Алданского щита, по характеру пород весьма близкий к массивам рапакиви, также относится ко времени 1600—1700 млн. лет, т. е. также к концу среднего протерозоя. Следовательно, проявления гранитов рапакиви или близких им по типу (улканские) могут быть также использованы как возрастной репер, отмечающий конец среднего протерозоя (рис. 34).

Приведенных примеров характерных пород, позволяющих намечать какие-то реперы, какую-то дальнейшую разбивку крупных подразделений раннего докембрия, еще очень мало. Возможно, что по мере углубленного изучения раннего докембрия будут найдены новые реперы и будет создана более дробная разбивка его, приближающаяся по длительности к подразделениям позднего протерозоя. Однако пока этого еще нет, и создать такие подразделения удастся еще не скоро.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СОДЕРЖАНИЕ ВОЗРАСТНЫХ ОТРЕЗКОВ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Геохронологические данные, приведенные ранее в очерках по регионам, в целом соответствуют шкале, которая и создавалась по таким же данным. На основании этих очерков можно дать геологическую характеристику каждого подразделения докембрия. Начинаем такую характеристику снизу, с древнейшего подразделения — архея.

Верхней возрастной границей архея принимаются 2600 ± 100 млн. лет. Нижняя граница не установлена, но принято считать, что она находится где-то не далее 3600 млн. лет.

Наиболее древними породами в докембрии Украины даже по аргоновым определениям оказываются останцы амфиболитов в мигматитах Днепра и связанные с последними гранодиориты р. Суры с возрастом 3500—3630 млн. лет, на Балтийском щите — олигоклазовые граниты и породы Мончегорского плутона с возрастом 3600—3400 млн. лет [78].

На Алданском щите возраст плагиоклазовых кристаллических сланцев древнейшей (иенгрской) серии архея датирован свинцово-изохронным методом также в 3500—3300 млн. лет. Такие древние породы во всех регионах обнаруживаются очень редко, так как образования архея в раннем протерозое испытывают омоложение, и обычно определения аргоновым методом подтверждают их протерозойский возраст.

Породы архея — самый древний этаж сооружений. К ним уже применимо представление о главных чертах тектоно-магматического цикла.

Нижней границей протерозоя принят верхний рубеж архея, т. е. 2600 ± 100 млн. лет. В это время (или немногим ранее) начинается накопление эффузивных или осадочно-эффузивных толщ нового, раннепротерозойского тектоно-магматического цикла. С периодом складчатости этого цикла, в которую вовлекаются и архейские образования еще тонкой

и подвижной коры, происходит энергичное гранитообразование, развитие мигматитов, чарнокитов и других ультраметаморфитов. В это время, которое датируется 1900 ± 100 млн. лет, существенно перерабатываются кристаллические породы архея. Вот почему подавляющее большинство древних гранитов, кристаллических сланцев и гнейсов аргоновым методом показывают эти значения возраста. Частично это их собственный раннепротерозойский возраст (или возраст их метаморфизма), частично же омоложенный в раннем протерозое возраст архейских образований. Естественно, что это время (1800—2000 млн. лет) стало рассматриваться как весьма важный рубеж в развитии земной коры, как рубеж, имеющий общепланетарное значение, и к нему первоначально отнесли границу архея и протерозоя. Это нашло свое отражение в первой геохронологической шкале, составленной Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР и опубликованной в 1960 г. В ней для докембрия принимались лишь четыре подразделения: I, II, III и IV (снизу вверх) с границами 3400—3500, 2600—2700, 1800—1900, 1100—1200 млн. лет (верхняя граница докембрия — 570 млн. лет).

В Украинском кристаллическом массиве аргоновый возраст 2000—1900 млн. лет показывают граниты, геологически относимые к архею, а также граниты, геологически принадлежащие протерозойскому тектономагматическому циклу; таков же возраст мигматитов, чарнокитов и других ультраметаморфитов. Геологическое и геохронологическое изучение этих образований показывает, что они возникли путем особого ультраметаморфического изменения более древних пород как архейского, так и раннепротерозойского возраста. Чем интенсивнее ультраметаморфизм, чем больше гомогенизирована порода, тем ближе определяемый аргоновый возраст ее к рубежу 2000—1900 млн. лет; реликты почти не измененных исходных пород нередко показывают весьма высокий возраст до 3000 млн. лет и даже выше. Геологический смысл процесса ультраметаморфизма и его приуроченность к определенному рубежу охарактеризованы Ю. Ир. Половинкиной [299]. Необходимо признать, что высокий возраст реликтов исходных пород сохраняется в толще мигматитов именно благодаря бронирующей защите окружающего их слоя мигматита, т. е. это бронированные реликты. В свободном, самостоятельном залегании такие породы свой древний аргоновый возраст не сохраняют.

Таким образом, рубеж 2000—1900 млн. лет не является границей двух хроностратиграфических подразделений (архея и протерозоя), как его пытались толковать одно время. Дальнейшие исследования привели к представлению об особом характере этого рубежа, именно как о времени наиболее интенсивного ультраметаморфизма, связанного со складчатостью и генерацией гранитоидов. Это очень характерная черта раннего протерозоя как особого времени в истории земной коры. По-видимому, в таком ярком и интенсивном проявлении ультраметаморфизма позднее не повторялся. Выяснилось, что это время главной складчатости раннепротерозойского тектономагматического цикла, к которой приурочено образование как интрузивных, так и метасоматических гранитоидов. В шкале 1964 г. возрастом 1900 ± 100 млн. лет датирован рубеж между ранним и средним протерозоем.

После указанного рубежа 1900 ± 100 млн. лет начинается стабилизация сооружений раннего протерозоя, но нового тектономагматического цикла не возникает. В среднем протерозое продолжают в несколько ослабленной форме проявления ультраметаморфизма и возникают интрузивные и суперкрупные породы поздних этапов, которые являются уже типичными образованиями переходных к платформе условий. Сюда относятся, как уже было указано ранее, такие своеобразные породы, как граниты рапакиви Балтийского щита, северо-западной части плиты Русской платформы, Воронежского и Украинского кристаллических массивов,

Бердяушского массива на Урале и близкий по характеру пород к массивам рапакиви Улканский массив Алданского щита. Эти образования, хотя и имеют несколько отличный возраст, изменяющийся от 1550 млн. лет (Балтийский щит и Урал) до 1750 (Украинский кристаллический массив и Алданский щит), но несомненно принадлежат среднему протерозою или даже второй его половине. Все это дает основание считать средний протерозой временем перехода больших участков земной коры в платформенное состояние, временем зарождения первых в истории Земли платформ. Именно как такой переходный и выделяется в геохронологической шкале средний протерозой.

Следующий крупный рубеж, устанавливаемый на щитах и в древних кристаллических массивах и имеющий также общепланетарное значение, — это 1600 ± 50 (1600—1700) млн. лет. Он разделяет средний и поздний протерозой.

Поздний протерозой — это уже время накопления допалеозойского осадочного и эффузивно-осадочного чехла на Русской и Сибирской платформах. Длительность его от 1600 до 570 млн. лет, т. е. около 1000 млн. лет.

В позднепротерозойском чехле платформ проявляются магматические вулканогенные образования. Для Русской платформы установлены две формации: дотрапшовая контрастная палеолипарит-трахит-диабазовая, приуроченная к концу среднего протерозоя — раннему рифею, и трапшовая, охватывающая время среднего и позднего рифея и ранний венд. Более молодые эффузивные образования в чехле Русской платформы относятся уже к девону.

На Сибирской платформе вулканогенно-осадочные образования типа вулканогенных моласс накапливались в системе узких прогибов и авлакогенов вдоль ее южной и юго-восточной границы. Возраст их, определенный аргонным методом по породе в целом, равен 1615 млн. лет, т. е. они, вероятно, относятся к границе среднего протерозоя и раннего рифея.

В фундаменте платформ в рифее, по-видимому, продолжают в незначительном масштабе некоторые магматические и постмагматические проявления вроде излияния кварцевых порфиров в овручских толщах Украины, метасоматических замещений и грейзенизации в Пержанской зоне и др.

Из изложенного видно, что геохронология главнейших этапов развития докембрия в настоящее время намечена и главнейшие события этого весьма длительного и сложного времени в истории образования земной коры уже получили свою датировку. Существовавший ранее разрыв между докембрием и кембрием, достигавший в абсолютном летоисчислении 1000—1500 млн. лет, заполнился данными о позднем протерозое.

Глава 2

ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ

При построении геохронологической шкалы позднего докембрия обнадеживающим является то обстоятельство, что за последнее десятилетие в результате применения комплексных биостратиграфических и радиологических методов создана достаточно обоснованная стратиграфическая шкала, обсужденная для ряда регионов на Межведомственных стратиграфических совещаниях (Ленинград, 1962; Свердловск, 1963; Москва, 1963;

Новосибирск, 1962, 1965, 1971; Уфа, 1967, 1969; Фрунзе, 1965; Караганда, 1969; Алма-Ата, 1971 и др.). На корреляционных схемах, принятых на этих совещаниях, в составе верхнего протерозоя выделялось четыре подразделения, которые получили названия нижний, средний и верхний рифей и венд.

Первые три из этих подразделений участниками упомянутых совещаний рассматривались как составные части рифея, а четвертое либо выделялось в качестве самостоятельной единицы, либо включалось в состав рифея. Последняя точка зрения представляется более правильной, так как по методам своего выделения, общего расчленения и общему составу органических остатков венд принципиально не отличается от нижележащих подразделений рифея и, напротив, резко противостоит фанерозою с его дробным биостратиграфическим расчленением по остаткам скелетной фауны. В качестве палеонтологических доказательств отделения венда (*sensu lato*) от рифея нередко ссылаются на наличие в нем остатков *Metazoa*, обнаруживающих высокий уровень дивергенции таксонов (эдиакарская фауна). Этот довод не может считаться убедительным, так как в серии Чарнвуд (Англия) с возрастом более 715 млн. лет уже наблюдается появление *Charnia* и *Charnodiscus*, вероятно принадлежащих к представителям эдиакарской фауны.

Стратиграфический и геохронологический объем подразделений верхнего протерозоя (рифея) не всегда понимался однозначно.

Так, по поводу объема венда сложились две точки зрения. Согласно одной из теорий венд выделяется главным образом историко-геологическим методом в объеме вольно-валдайских отложений Русской платформы, начинающихся горизонтом тиллитов. Это венд в узком смысле слова (*sensu stricto*), нижняя граница которого датируется примерно в 650 или 625 ± 10 млн. лет (Б. М. Келлер). Согласно другой точке зрения венд, или терминальный рифей, выделяется на основании типичных для него комплексов строматолитов и микрофитолитов и включает в себя не только вольно-валдайские слои и их аналоги, но и подстилающие их толщи, охарактеризованные свойственными венду палеонтологическими остатками. Применительно к Русской платформе и Уралу различие в объеме венда сводится к стратиграфической принадлежности укской свиты Башкирского антиклинория, а также лапичской и блонской свит Белоруссии. Нижняя граница этого подразделения, известного в литературе как венд *sensu lato*, юдомий, или терминальный рифей, датируется 680 ± 20 млн. лет. Автором для него предложено название вендомий (вендо-юдомий).

Относительно нижней границы верхнего рифея также существует два мнения. Одни геологи решающее значение придают тому обстоятельству, что первоначально верхний рифей был выделен [141] как каратавская серия Урала и ее аналоги. Четкий историко-геологический рубеж, отвечающий подошве каратавской серии, они принимают за подошву верхнего рифея. Возраст этого рубежа оценивается в 1050—1100 млн. лет. Другие геологи главное значение в определении границы среднего и верхнего рифея отводят смене соответствующих комплексов фитолигов, которая в Сибирских разрезах происходит в слоях с возрастом около 950—1000 млн. лет, т. е. выше тех отложений, которые по комплексу геологических и радиологических данных могут коррелироваться с зильмердакской свитой каратавской серии. Нет единства взглядов по этому вопросу и у авторов, участвующих в данном издании очерков по рифею Европейской части СССР и Сибири: на Русской платформе и Урале граница среднего и верхнего рифея по историко-геологическим данным проводится, видимо, несколько ниже, чем в Сибири, где главное место в ее обосновании отведено смене комплексов строматолитов.

В настоящее время для рифейских (верхнепротерозойских) отложений Русской и Сибирской платформ и внешних зон обрамляющих их складчатых

сооружений мы располагаем сравнительно большим количеством аргоновых датировок по глаукониту и отдельными датировками свинцовым методом. К сожалению, ни одной даты стронциевого метода по изохроне для этих объектов до сих пор не получено, как нет и определений возраста цирконов из эффузивных пород рифея. Более благополучно дело обстоит с датировками интрузивных образований, прорывающих рифей: наряду со значительным количеством аргоновых определений возраста для ряда из них мы располагаем стронциевыми и свинцовыми (в том числе изохронными) датами, которые, однако, пока еще не многочисленны. Тем не менее они в совокупности с общегеологическими и биостратиграфическими данными обеспечивают необходимый контроль за интерпретацией имеющихся аргоновых датировок по глаукониту и подкрепляют более ранние выводы Н. И. Полевой, М. А. Гаррис и Г. А. Казакова о применимости глауконитовых дат для корреляции и датирования рифейских толщ древних платформ и обрамляющих их миогеосинклиналей.

В особом положении находятся отложения верхнего докембрия эвгеосинклинальных разрезов Забайкалья, Алтае-Саянской области, Казахстана и Тянь-Шаня. Под воздействием метаморфизма и других наложенных процессов все аргоновые датировки здесь резко омоложены, а данные свинцового и стронциевого методов, которые могли бы пролить свет на возраст слоистых комплексов и прорывающих интрузий, еще очень немногочисленны. Поэтому эвгеосинклинальные разрезы пока не дают надежных данных для построения общей геохронологической шкалы рифея и в настоящих очерках не рассматриваются.

Первый вариант геохронологической шкалы рифея был опубликован в 1964 г. [66]. Обоснованием этой шкалы послужили данные по Сибирской и Русской платформам и их обрамлению, полученные главным образом аргоновым методом по глаукониту. Стратиграфической ее основой явилась шкала четырехчленного деления верхнего докембрия, разработанная по строматолитам и микрофитолитам. Нижняя граница рифея определялась в 1550—1600 млн. лет, а границы четырех подразделений верхнего докембрия датировались 1350 ± 50 , 950 ± 50 и 650 ± 50 млн. лет. Датировка последнего рубежа решениями Уфимского совещания по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия была изменена на 680 ± 20 млн. лет.

Выявленные в последние годы факты регионального омоложения аргоновых данных обострили критику предложенных датировок главных стратиграфических рубежей верхнего докембрия [337]. Ниже, при суммировании данных по геохронологии рифея Русской и Сибирской платформ и их обрамления мы еще вернемся к этому вопросу.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ РИФЕЯ

Главными критериями корреляции рифейских отложений служат радиогеохронологические данные и палеонтологические реперы — уровни смены комплексов фитолитов и прежде всего строматолитов, для которых есть все основания полагать относительную изохронность смены их комплексов. Под контролем радиологических и палеонтологических данных существенную помощь в увязке удаленных разрезов может оказать сравнение крупных циклов осадконакопления (серий), анализ последовательности напластования пород и прослеживание характерных литологических маркеров, в особенности горизонтов тиллитов. К сожалению, из-за неравномерного распределения имеющихся датировок по разрезам и по площади и наличия терригенных толщ и несогласий, разделяющих строматолитосодержащие свиты, радиологический и палеонтологический критерии не всегда дают однозначное решение вопроса о деталях межрегионального сопоставления разрезов. В особенности это относится

к корреляции уральского разреза с более полными сибирскими. В то же время сопоставления в пределах одной платформы (Русской и Сибирской) и обрамляющих ее складчатых сооружений проводятся более уверенно, так как здесь вступают в силу упомянутые выше историко-геологические критерии, позволяющие в ряде случаев восполнить недостаток палеонтологических и радиологических данных. Поэтому в дальнейшем изложении мы попытаемся сперва провести корреляцию в пределах одной платформы и ее обрамления, а затем перейдем к более сложной задаче их взаимной увязки.

РУССКАЯ ПЛАТФОРМА И СМЕЖНЫЕ ПРОГИБЫ

Отложения нижнего рифея наиболее полно представлены только в миогеосинклинальном разрезе Урала. Соответствующие отложения в пределах Русской платформы обычно не обособляются, но, видимо, могут входить в состав континентальных песчаников, составляющих нижнюю часть таких терригенных серий, как сердобская, полесская и др. Только в пределах Волго-Уральской области разрез нижнего рифея имеет более сложное строение и состоит из тюрюшевских песчаников, залегающих на кристаллическом фундаменте, вышележащей мизгиревской свиты с глауконитом, датированным 1326 млн. лет, и малокамышских доломитов с нижнерифейскими микрофитолитами (табл. 58, см. вкладку). Корреляция этих подразделений с бурзянской серией не подкрепляется геологическими данными, а новые геохронологические материалы по Уралу заставляют осторожно подходить к оценке возраста названной серии.

Бурзянская серия прорвана Бердяушским плутоном, возраст которого аргоновым и стронциевым методами долгое время оценивался 1350—1400 млн. лет (по слюдам). Новые датировки его пород стронциевым изохронным методом оказались равными 1560 ± 30 млн. лет [337], а данные свинцового метода по цирконам показали несколько противоречивые результаты: одно значение 1545 ± 26 млн. лет (ВСЕГЕИ), хорошо согласующееся по всем изотопным отношениям, и два определения, свинцовые отношения которых равны 1466 и 1404 млн. лет [71]. На основании этих материалов возраст Бердяушского плутона (и соответственно минимальный возрастной предел бурзянской серии) оценивается 1550 ± 30 млн. лет. Максимальный возрастной предел бурзянской серии может быть определен 1900—2000 млн. лет на основании следующих датировок, млн. лет: добурзянские граниты — 1720—1870 (стронциевый метод, порода в целом), тараташские гнейсы — 2000—2200 (свинцовый метод, циркон; стронциевый метод, полевой шпат), их метасоматически измененные разности — 1660—1736 и 1700—1806 (аргоновый метод, биотит и мусковит соответственно) [58, 71, 104, 264].

Указанные датировки Бердяушских гранитов придали новую остроту вопросу о соотношении бурзянской серии и карельского комплекса Карелии [337], впервые возникшему из-за известного формационного сходства этих подразделений и одинаковых их соотношений с гранитами рапакиви [55, 141, 335]. В этой связи, однако, нужно подчеркнуть два обстоятельства. Во-первых, различия в изохронных стронциевых и свинцовых датировках уральских и карельских рапакиви (соответственно 1550 ± 30 и 1700—1690 млн. лет) лежат далеко за пределами ошибки и свидетельствуют об их разновозрастности. Во-вторых, минимальный возрастной предел карельского комплекса составляет 1800—1900 млн. лет, а максимальный предел бурзянской серии около 1900—2000 млн. лет, что уже само по себе делает их корреляцию маловероятной. Тем не менее нельзя исключить предположение, что нижний рифей Урала древнее рубежа 1600 млн. лет. Как известно, этот рубеж ограничивает снизу слабо измененные осадочные толщи чехла древних платформ и обычно принимается за нижнюю границу рифея.

Если дальнейшие геохронологические данные подтвердят намечающийся вывод, то может быть поставлен вопрос о целесообразности исключения бурзянской серии Урала из состава рифея. С историко-геологической точки зрения ее будет рациональнее причислять к нижнему докембрию, а на Урале собственно рифей начинать с машакской или зигальгинской свит.

Отложения среднего рифея, соответствующие на Урале юрматинской серии, в пределах Русской платформы также в большинстве случаев выделяются чисто условно и лишь в пределах Волго-Уральской области доказываются аргоновыми датами по глаукониту (серафимовская свита).

Более определенные данные у нас имеются в отношении верхнего рифея. Нижние его свиты слагаются песчаниками, обычно лишенными глауконитовых прослоев. Лишь на севере Мурманской области (п-ов Средний) к этому уровню относятся глаукониты с возрастом 865—1060 млн. лет. Непосредственно выше в этом же разрезе залегают биогермы с *Gymnosolen ramsayi* S h t e i n m., характерные для подинзерской (ситской) и миньярской свит уральского разреза. В основании базальной свиты песчаников верхнего рифея обычно наблюдается размыв, резко трансгрессивное залегание на более древних образованиях (Мурманская область), а иногда и небольшое угловое несогласие (Урал). Возраст этого рубежа определяется, с одной стороны, приведенными выше глауконитовыми датировками, а с другой — возрастом обломочных цирконов зильмердакской свиты, который А. А. Красобаевым α -свинцовым методом был определен в 1100 млн. лет. Этот рубеж мы примем как основной для подошвы зильмердакской свиты верхнего рифея.

Данные, опубликованные в статье Ю. Р. Беккера, В. З. Негруцы и Н. И. Полевой [13], показывают, что прослои карбонатных пород среди песчаников верхнего рифея не являются маркирующими горизонтами. По простиранию они могут быстро выклиниваться и появляться на другом уровне. Поэтому скорее всего карбонатные отложения являются линзами, а не пластами. Это обстоятельство следует учитывать при корреляции разрезов Пачелмского и Оршанского прогибов, где пачки карбонатных пород также являются разновозрастными. На корреляционной схеме (табл. 58) хорошо видно, например, что в одних случаях разрез верхнего рифея заканчивается карбонатной толщей (миньярская свита Урала), в других — бескарбонатной свитой того же возраста (веденяпинская свита Пачелмского прогиба). Многочисленные определения возраста глауконитов дают здесь минимальные значения 700—760 млн. лет, т. е. имеют позднерифейский возраст.

Отложения венда (*sensu lato*) или вендомия в пределах Русской платформы и прилегающих прогибах прослеживаются достаточно хорошо. Нижняя их часть, представленная аналогами укской и бакеевской свит Урала, тесно связана с подстилающими образованиями и включает строматолиты и микрофитолиты IV комплекса (*Linella*, *Bozonia*, *Vesicularites* и др.). На Урале в основании этого подразделения имеются глаукониты с возрастом 640—670 млн. лет, что подтверждает рубеж 680 млн. лет, принятый для подошвы венда (*sensu lato*) на уфимском совещании в 1967 г. Внутри венда проходит важный корреляционный уровень тиллитов, позволяющий связать разнообразно построенные разрезы Русской платформы и Урала. В пределах Белоруссии этот уровень совпадает с вильчанской свитой, в Пачелмском прогибе ему отвечает парцинская свита. Недостаточно четко различимый в пределах Волго-Уральской области горизонт тиллитов хорошо распознается на Урале, особенно в структурно-фациальной зоне, примыкающей с запада к поднятию Уралтау. На Южном Урале к ним относятся тиллитовиды Кривой Луки. В последнее время В. И. Козлов показал, что здесь они входят в состав

урукской свиты ашинской серии. Севернее тот же уровень тиллитов прослеживается в Тирлянском районе. На Среднем Урале тиллиты того же возраста известны в составе серебрянской серии (танинская свита). Наконец, на Северном Урале (Полюдов кряж) они были выделены в средне-чурочинскую свиту чурочной серии. Отмеченный уровень тиллитов располагается в нижней части волыно-валдайских слоев Русской платформы или венда (*sensu stricto*). В нижней части этого подразделения проходит резкая историко-геологическая граница, с которой связана существенная перестройка структурного плана Русской платформы, впервые подмеченная Е. П. Брунс.

В то время как подстилающие толщи верхнего рифея и аналоги укско-бакеевских слоев выполняют авлакогены волыно-валдайские слои распространяются широким плащом по всей Русской платформе, слагая обширные синеклизы. Возраст этого рубежа недостаточно выяснен, но полученные на Урале две датировки по глаукониту из кровли нижнего структурного яруса (618 и 625 млн. лет, р. Зилим) и одна из подошвы верхнего (622 млн. лет, Полюдов кряж) позволяют принять его возраст $625 \pm \pm 10$ млн. лет. Н. М. Чумаков дает для этого уровня несколько большие значения возраста (порядка 650 млн. лет), основываясь на общем анализе геохронологических данных для глауконитов, взятых в разных районах значительно ниже уровня тиллитов и характеризующих укскую свиту и ее аналоги.

Выше тиллитов на Русской платформе располагается валдайская серия, хорошо прослеживающаяся по всей платформе и заключающая в нижней своей части маркирующие прослой пепловых туфов. Из этой части разреза у нас имеются лишь единичные значения возраста 580 (Белоруссия) и 590 млн. лет (р. Днестр в пределах УССР). В Волго-Уральской области на том же уровне располагается каировская свита (580 млн. лет), и на Урале — басинская ашинской серии (570 млн. лет). Эти даты показывают, что во всех указанных случаях мы имеем дело с одновозрастными образованиями и что возраст свит, перекрывающих тиллитовые толщи, не выходит за пределы 600 млн. лет.

Граница венда и кембрия хорошо намечается пока только в западной части Русской платформы. Здесь выше валдайской серии залегают синие глины балтийской серии нижнего кембрия, в основании которой располагаются песчаники с возрастом по глаукониту 540—550 млн. лет. Имеется предположение, что на Урале балтийской серии отвечают кук-караукские конгломераты и зиганская свита ашинской серии, однако каких-либо доказательств, подтверждающих эту интересную догадку, пока нет.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА И СМЕЖНЫЕ ПРОГИБЫ

Сибирские разрезы рифея имеют большое значение для решения общих вопросов стратиграфии верхнего докембрия не только из-за своей полноты, но и потому, что только в них на территории СССР удается наблюдать соотношения палеонтологически и радиологически доказанных рифейских отложений с вулканогенными молассами свекофенской складчатости, завершающими раннепротерозойский этап развития и являющимися типоморфными формациями для данного уровня на различных континентах (табл. 59, см. вкладку). Анализ соотношений улканско-уяньских отложений Учуро-Майского района, входящих в комплекс упомянутых моласс, с нижнерифейской учурской серией выявляет существенные различия структурного плана времени их формирования [124]. Эти соотношения уже довольно давно использовались для обоснования нижней границы рифея в данном районе.

Нижнерифейские отложения Учуро-Майского района (учурская серия), Оленекского поднятия (сыгынахтахская и кютингдинская свиты)

ТАБЛИЦА 58
Корреляция отложений позднего докембрия Русской платформы и Урала

Стратиграфические подразделения		Рубеж шкалы, млн. лет	Комплекс фитолигов	Мурманская область (о. Кильдин, п-ов Средний)	Оршанская впадина	Пачелмский прогиб	Волго-Уральская область (Бавлиппо-Балтаевский прогиб)	Южный Урал (Башкирский антиклинорий)	Северный Урал
Фанерозой									
Кембрий		570 ± 10			Балтийская серия: песчаники, глины (540—550 млн. лет)				
Рифей (верхний протерозой)	Вент (sensu lato)	625 ± 10	<i>Vendia zokolovi</i> Keller	Песчаники, алевролиты Тиллитоподобные конгломераты	Валдайская серия: песчаники, глины; до 400 м (580 млн. лет) Свислочская свита: песчаники, глины, туффиты; 320 м Вильчанская свита: песчаники, тиллиты; 320 м	Валдайская серия: глины; более 300 м Зубовополянская свита: туффиты основного состава; 70 м Парцинская свита: тиллиты, песчаники, аргиллиты; 60 м	Шнаповская свита: красноцветные песчаники, выше алевролиты, аргиллиты; до 50 м Каировская свита: песчаники, выше алевролиты; 200—400 м (580 млн. лет)	Ашшиская серия Зиганская свита: песчаники, аргиллиты; до 340 м Кук-нарауская свита: красноцветные конгломераты и песчаники; 280 м Баспская свита: песчаники, алевролиты и аргиллиты; до 700 м (575 млн. лет) Урюкская свита: конгломераты, гравелиты, песчаники, на востоке тиллиты; до 105 м (590 млн. лет)	Кочешорская свита: песчаники, алевролиты; до 1000 м (560—590 млн. лет) Ильвожская свита: песчаники, алевролиты; до 1000 м (620 млн. лет) Среднеуральская свита: тиллиты, алевролиты, сланцы; до 500 м
		680 ± 25	<i>Linella ukka</i> Kryl., <i>Boxonia grumulosa</i> Kom., <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (Krasnop.), <i>V. coneretus</i> Z. Zhur., <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur., <i>Volvatella zonalis</i> Nar., <i>Nubecularites abustus</i> Z. Zhur.	Песчаники, алевролиты	Блоньская свита: песчаники, алевролиты; до 200 м Ланичская (осиповичская) свита: песчаники, доломиты и др.; до 50 м	Красноозерская свита: переслаивание песчаников и аргиллитов Воронская свита: красноцветные песчаники		Куратауская серия Бакеевская свита: песчаники, алевролиты (618—625 млн. лет) Укская свита: песчаники, выше мергели и известняки с <i>Linella ukka</i> , микрофитолигами (640—670 млн. лет)	Устьчурочинская свита: песчаники, алевролиты; до 1000 м (658—695 млн. лет)
	Верхний	1100 ± 50	<i>Gymnosolen ramsayi</i> Steim., <i>Minjaria uralica</i> Kryl., <i>Inzeria tjomusi</i> Kryl., <i>Osagia crispa</i> Z. Zhur., <i>Nubecularites uniformis</i> Z. Zhur.	Верхняя часть (лихринская свита): песчаники, алевролиты; 450—500 м (759—775 млн. лет) Средняя часть: песчаники, алевролиты; 250—500 м (649—730 млн. лет) Нижняя часть (коровинская и иярярвинская свиты): глауконит, песчаники, доломиты с <i>Gymnosolen</i> ; 420 м (865—1059 млн. лет)	Оршанская свита: песчаники; до 400 м	Веденягинская свита: песчаники, аргиллиты (700—760 млн. лет) Пересыпкинская свита: доломиты, песчаники; до 250 м (830—995 млн. лет) Каверинская свита: песчаники; более 800 м	Леонидовская свита: розовато-серые кварцевые песчаники; до 763 м	Куратауская серия Мишьярская свита: доломиты с <i>Gymnosolen ramsayi</i> , <i>Minjaria uralica</i> , <i>Osagia crispa</i> , <i>Nubecularites uniformis</i> , <i>Radiosus elongatus</i> ; 400 м (760—815 млн. лет) Изаерская свита: песчаники, глауконитовые песчаники; до 700 м (865—930 млн. лет) Катавская свита: красные мергели с <i>Inzeria tjomusi</i> , <i>Nubecularites uniformis</i> ; до 700 м (965 млн. лет) Зильмердакская свита: песчаники; до 2600 м	Изыненская свита: известняки, доломиты с <i>Gymnosolen</i> , <i>Minjaria</i> (775 млн. лет) Деминская свита: известняки, мергели с <i>Inzeria tjomusi</i> (860 млн. лет) Рассольненская свита: песчаники, алевролиты (865—920 млн. лет)
	Средний	1400 ± 50	<i>Baicalia baicalica</i> (Masl.), <i>Svetliella svetlica</i> Kom., <i>Conophyton cylindricus</i> Masl., <i>C. garganicus</i> Kor., <i>Vesicularites flexuosus</i> Reitl., <i>Osagia tenuilamellata</i> Reitl., <i>O. columnata</i> Reitl.		Рогачевская свита: песчаники; до 200 м	Не вскрыто	Серафимовская свита: красноцветные песчаники и аргиллиты; до 300 м (1290—1335 млн. лет)	Юральская серия Авзянская свита: доломиты, филлитовидные сланцы с <i>Baicalia baicalica</i> , <i>Conophyton metula</i> , <i>C. cylindricus</i> , <i>Vesicularites flexuosus</i> Зигавино-комаровская свита: асидные сланцы, песчаники; до 1800 м Зигальгинская свита: песчаники, до 1500 м Матакская свита: песчаники, основные аффузаны; до 1500 м	Не вскрыто
Нижний	1600 ± 50	<i>Kussiella kussiensis</i> (Masl.), <i>Conophyton garganicus</i> Kor., <i>C. cylindricus</i> Masl., <i>Osagia libidinosa</i> Z. Zhur., <i>O. pulla</i> Z. Zhur.				Малокамышинская свита: доломиты и аргиллиты с <i>Ves. rotundus</i> , <i>Osagia uchurica</i> ; 105 м Мягиревская свита: алевролиты, аргиллиты; 75 м (1326 млн. лет) Тюрюневская свита: песчаники, алевролиты; до 217 м	Бурьянская серия Бакальская свита: доломиты, филлиты с <i>Conophyton cylindricus</i> , <i>Osagia pulla</i> ; до 1500 м Саткинская свита: доломиты, магнезитовые доломиты, сланцы с <i>Kussiella kussiensis</i> , <i>Conophyton garganicus</i> , <i>Osagia pulla</i> ; до 2400 м Айская свита: песчаники, сланцы, основные аффузаны; до 2200 м		
				Нижнепротерозойский кристаллический фундамент		Нижнепротерозойский кристаллический фундамент		Тараташская серия: гнейсы (2700 млн. лет)	

ТАБЛИЦА 59
Корреляция отложений позднего докембрия (свит и серии) Сибирской платформы и ее складчатого обрамления

Енисейский край		Туруханский район	Анабарский массив	Оленекское поднятие	Учуро-Майский район
Южная часть	Северная часть				
Усольская: доломиты, каменная соль, песчаники	Лебяжинская: доломиты	Костинская: доломиты	Устькотуйканская Известняки с фауной томмотского яруса	Косюкская Известняки, песчаники с фауной томмотского яруса	Пестроцветная: известняки с фауной томмотского яруса
Островная: доломиты песчаники, в основании гравелиты, конгломераты, 30—300 м	Немчанская: песчаники, алевролиты, в основании верхней трети гравелиты, конгломераты, до 3000 м; (в верхней части 600 млн. лет) Подъемская: песчаники, доломиты, до 500 м (635, 675 млн. лет)	Платоновская: доломиты, алевролиты, до 250 м	Устькотуйканская Немакит-далдынский горизонт: доломиты, известняки; <i>Anabarites trisulcatus</i> ; 30—60 м (580 млн. лет)	Косюкская Сланцы, песчаники; <i>Anabarites trisulcatus</i>	Юдомская Верхняя (устьюдомская, улаханская) подсвита: доломиты, известняки, песчаники, 20—440 м; у кровли <i>Anabarites trisulcatus</i> , ниже <i>Paniscollenia emergens</i> , <i>Colleniella singularis</i> , <i>Boxonia allahjurtica</i> , <i>Linella simica</i> (580, 620 млн. лет) Нижняя (курдатырская, анская) подсвита: доломиты, аргиллиты, известняки, песчаники; <i>Paniscollenia emergens</i> , <i>Colleniella singularis</i> , <i>Boxonia granulosa</i> , <i>Yurusania (?) judomica</i> ; 25—400 м (средняя часть 635, нижняя — 620—655 млн. лет)
Тасовская серия Мошаконская: песчаники, алевролиты, до 800 м Чистяковская: серые песчаники, алевролиты, 80—200 м (635 млн. лет) Алешинская: песчаники, алевролиты, до 1000 м					
Ослянская серия: доломиты, до 2000 м, песчаники, гематитовые песчаники 600 м	Чингисанская серия Чингидинская: терригенный флиш, псевдотиллиты, эффузивы, до 1000 м (700 млн. лет) Карьерная: песчаники, аргиллиты, доломиты, 300 м (690—810 млн. лет) Лопатинская: песчаники, алевролиты, до 450 м				Уйская серия Устькирбицкая: алевролиты, сланцы, доломиты; <i>Tinnia rotunda</i> ; до 2000 м Кандыкская: песчаники, алевролиты, до 1000 м (740 млн. лет)
Тунгусская серия Дадьтинская: сланцы, доломиты, песчаники, до 700 м; <i>Minjaria uralica</i> , <i>Inzeria nimbifera</i> Серого ключа: доломиты, известняки, до 600 м; <i>Minjaria uralica</i> , <i>Inzeria confragosa</i> Шуптарская: углесто-глинистые сланцы, эффузивы, до 1100 м Джурская: доломиты, известняки, сланцы; <i>Conophyton cylindricus</i> , <i>Jakutophyton</i> , <i>Baicalia ampla</i> , <i>B. unca</i> Красногорская: песчаники, сланцы, эффузивы, 120—1000 м (1000 млн. лет)		Первопорожская: доломиты, <i>Inzeria tjomusi</i> , <i>I. nimbifera</i> ; 200 м Мироедихинская: сланцы, доломиты, 200 м Шорихинская: доломиты <i>Minjaria uralica</i> , <i>Inzeria confragosa</i> , <i>Baicalia lacera</i> ; до 700 м Буровой: доломиты, известняки; <i>Baicalia lacera</i> , <i>B. rara</i> и др.; 900 м (925—955 млн. лет) Деревнинская: доломиты, сланцы, известняки; <i>Conophyton lituus</i> , <i>C. metula</i> , <i>Baicalia lacera</i> , <i>Inzeria</i> sp., <i>Jakutophyton</i> ; до 300 м	Юмстахская Верхняя подсвита: доломиты; <i>Gymnosolen furcatus</i> ; 250—300 м	Хайпахская: доломиты, глинистые доломиты, в основании песчаники, 300—350 м; <i>Gymnosolen burcatus</i> (верхняя часть 920 млн. лет), <i>Conophyton garganicus</i> (нижняя часть 985—1035 млн. лет)	Лахандинская серия Игниканская: доломиты, известняки; <i>Inzeria tjomusi</i> , <i>I. confragosa</i> , <i>Yurusania cylindrica</i> , <i>Baicalia maica</i> Нерюепская: известняки, доломиты, сланцы, песчаники; <i>Conophyton cylindricus</i> , <i>C. metula</i> , <i>C. lituus</i> , <i>Baicalia lacera</i> , <i>B. tngilensis</i> , <i>Tungussia</i>
Сухоитская серия Аладьинская: доломиты, магнезит, до 600 м Карточки: пестроцветные плитчатые известняки, до 200 м; <i>Baicalia</i> sp., <i>Malginella malgica</i> Погорьейская: песчаники, сланцы, эффузивы, до 2500 м Удережская: глинистые сланцы, эффузивы, до 2000 (в аналогах 1280 млн. лет) Горбилоская: хлоритовые, кварц-серицитовые слюды, до 1500 м Кординская: песчаники, сланцы, эффузивы, до 2000 м (1350 млн. лет)		Сухоитунгусская: доломиты, кремнистые доломиты; <i>Baicalia prima</i> , <i>Tungussia</i> ; 550 м Линок: пестроцветные плитчатые известняки; <i>Malginella malgica</i> ; до 200 м Безымянская: песчаники, сланцы, до 900 м (940 млн. лет)	Юмстахская Нижняя подсвита: доломиты, известняки, песчанистые известняки и доломиты, 200—400 м (в верхней части 1150—1170, в основании 1300 млн. лет)	Дебентдинская: доломиты, глинистые доломиты, в основании песчаники; <i>Baicalia minuta</i> , <i>Conophyton garganicus</i> ; 200—300 м (верхняя часть 1070—1110, нижняя — 1170 млн. лет) Арымаская: доломиты, в основании песчаники, 170—300 м (верхняя часть 1200, нижняя — 1260 млн. лет)	Керпальская серия Цивандинская: доломиты, <i>Baicalia</i> , <i>Parmites atmicus</i> , <i>Minjaria sakharica</i> Малгинская: пестроцветные плитчатые известняки; <i>Malginella malgica</i> (в основании 1050 млн. лет) Элинская: песчаники, сланцы (верхняя часть 1100, в основании — 1150—1200 млн. лет)
					Анчанская серия Светлинская: доломиты, сланцы, песчаники; <i>Baicalia baicalica</i> , <i>Svetliella svetlica</i> , <i>Conophyton garganicus</i> ; до 1500 м Таминская: песчаники, сланцы, до 1400 м (средняя часть 1250—1270 млн. лет)
		Не вскрыто	Котуйканская: доломиты <i>Kusstella kustensis</i> ; 420 м; Мукунская серия: песчаники, конгломераты, сланцы, отдельные покровы эффузивов, 100—800 м (у кровли 1480; в верхней части 1530—1550 млн. лет)	Кютиндинская: доломиты; <i>Kusstella kustensis</i> ; 350 м (1370, 1390 млн. лет) Сыгынахтахская: песчаники, конгломераты, 80—200 м (1480, 1515 млн. лет)	Учурская серия Омахтинская: доломиты; <i>Kusstella kustensis</i> , <i>Conophyton garganicus</i> (средняя часть 1400, нижняя 1500—1570 млн. лет)
Тейская серия нижнего протерозоя			Кристаллические породы архея	Экитская серия нижнего протерозоя	Уланская и уйская серии нижнего протерозоя

и Анабарского массива (мукунская серия и котуйканская свита), как мы видели выше, надежно коррелируются по комплексу геохронологических, палеонтологических и историко-геологических данных. Глауконит из их нижних горизонтов имеет возраст 1480—1570, из верхних — порядка 1300 млн. лет; карбонатные члены названных серий содержат строматолиты *Kussiella kussiensis*, *Conophyton garganicus* и др., а также микрофитолиты I комплекса. И хотя есть все основания полагать некоторую разновозрастность базальных горизонтов рассматриваемых отложений в разных районах распространения, общая их разновозрастность является надежно установленной. Следовательно, можно считать, что все они, как и в Учуро-Майском районе, накапливались позднее этапа формирования упоминавшегося комплекса вулканогенных моласс (улканская, уянская, акитканская серии и их аналоги) и потому не могут быть древнее 1700—1750 млн. лет.

Сопоставления окуньской, анайской свит и тепторгинской серии с учурской серией основаны на сходстве их стратиграфического положения и известной формационной близости [147].

Гораздо шире распространенные среднерифейские отложения Сибирской платформы и ее обрамления в ряде случаев также сопоставляются по данным всех трех методов — геохронологического, палеонтологического и историко-геологического. Аимчанская серия, начинающая собою разрез среднего рифея Учуро-Майского района и заключающая в своей нижней части глауконит с возрастом 1250—1270 млн. лет, в общем виде увязывается с нижней частью сухопитской серии (свиты кординская, горбылокская и удерейская), которая в основании содержит эффузивы с аргоновым возрастом 1350 млн. лет; аналоги ее более высоких горизонтов на Чадобецком поднятии по глаукониту датируются в 1280 млн. лет. В аимчанской серии содержится так называемая светлинская ассоциация строматолитов, включающая *Svetliella svetlica*, *S. tottuica*, *Coleniella kyllachia*, *Baicalia baicalica* и др.

Выше в обоих сравниваемых разрезах следует другой крупный осадочный ритм, отвечающий керпыльской серии Учуро-Майского района и верхней части сухопитской серии Енисейского края (свиты погорюйская, карточки и аладьинская). В средней части этого ритма располагается маркирующая пачка пестроцветных известняков (свиты карточки и малгинская), содержащая пластовые строматолиты *Malginella malgica*. Более разнообразен набор строматолитов в вышележащей ципандинской свите, венчающей разрез керпыльской серии [174, 251]. Элементы того же комплекса известны в аладьинской свите, залегающей в кровле сухопитской серии. Помимо общности строматолитовых комплексов в верхней своей части, сходства состава и стратиграфического положения рассматриваемые подразделения хорошо коррелируются по глауконитовым датировкам: керпыльская серия от 1200 в основании до 1050 млн. лет в верхней трети, погорюйская свита в своей верхней части — 1140 млн. лет.

Наиболее уверенно коррелируются верхние горизонты среднего рифея Енисейского края (потоскуйская и шунтарская свиты тунгусикской серии) и Учуро-Майского района (нерюенская свита лахандинской серии). Как те, так и другие открывают собой новый трансгрессивный ритм, более молодыми своими горизонтами уходящий в верхний рифей, содержат лахандинскую ассоциацию строматолитов и имеют одинаковый возраст: нерюенская свита 950—1000 по глаукониту, потоскуйская 1000 по эффузивам, залегающие в ней метасоматические гранитоиды 930 ± 70 млн. лет (свинцово-изохронный метод). Наиболее характерными строматолитами этих горизонтов являются *Baicalia laeera*, *B. ingilensis*, *B. unca*, *B. ampla*, *Conophyton cylindricus*, *C. metila*, *C. lituus*, многочисленные *Jacutophyton*, *Tungussia* и др., составляющие лахандинскую ассоциацию таксонов.

Разрез среднего рифея Енисейского края от погорюйской свиты и выше по последовательности напластования пород уже давно сопоставлялся с одновозрастными толщами Туруханского района (свиты стрельногорская, линок, сухотунгусикская, деревянская и буровая) [44, 100, 148], а палеонтологические данные [338] и датировки глауконита из свиты буровой (925—955 млн. лет) подкрепили эти сопоставления*; маркером в средней части среднего рифея Туруханского района является свита линок, находящая свои аналоги в свите карточки и малгинской. По находжению лахандинской ассоциации строматолитов деревянская свита и свита буровой Туруханского района хорошо коррелируются, с одной стороны, с джурской свитой Енисейского края, а с другой — с нерюенской Учуро-Майского района.

При корреляции среднего рифея Учуро-Майского района и Оленекского поднятия, как уже говорилось, мы можем опираться не только на радиологические и палеонтологические данные, но и на анализ крупной ритмичности разреза. При этом с айчанской серией (глауконит 1250—1270 млн. лет в средней части) сопоставляется арымасская свита (глауконит в нижней части 1260, у кровли 1200 млн. лет), с керпыльской (глауконит от 1200 до 1050 млн. лет) — дебенгдинская (глауконит 1170 внизу и 1070 млн. лет сверху), а с лахандинской (глауконит в средней части 950—1000, в верхней 890 млн. лет) — хайпахская (глауконит в основании 1035, в верхней части 920 млн. лет). Верхние горизонты лахандинской серии и хайпахской свиты содержат уже типичный верхнерифейский комплекс строматолитов, в который входят различные байкалии, конофитоны, якутофитоны и др.

Вопрос о сопоставлении среднего рифея рассмотренных выше районов и Анабарского массива несколько осложняется указаниями на отсутствие здесь типичного среднерифейского комплекса микрофитолитов [118] и строматолитов [174]. Однако радиологические данные, а также результаты изучения анабарских строматолитов В. А. Комаром и Н. П. Головановым позволяют к среднему рифею отнести здесь нижнеюсмастахскую подсвиту. Вопрос о положении границы среднего и верхнего рифея остается открытым. Вероятно, она проходит выше раздела двух подсвит юсмастахской свиты (С. Н. Серебряков).

Корреляция верхнерифейских отложений Сибирской платформы и ее обрамления из-за малого количества относящихся к ним датировок обосновывается главным образом палеонтологическими и отчасти историко-геологическими данными. Наиболее уверенно при этом коррелируются игниканская свита, венчающая лахандинскую серию Учуро-Майского района, верхняя часть тунгусикской серии Енисейского края (свиты Серого ключа и дадыктинская) и верхняя подсвита хайпахской свиты Оленекского поднятия. Основой их корреляции служит появление комплекса верхнерифейских строматолитов (*Gymnosolen furcatus*, *Boxonia lissa* и др. в первом из этих районов и *Inzeria tjomusi*, *I. nimbifera*, *I. confragosa* во втором), геохронологические данные и положение в кровле крупных осадочных ритмов, нижние горизонты которых, как мы видели, прекрасно сопоставляются между собой по комплексу признаков. Судя по датировкам глауконита в игниканской (890 млн. лет) и верхней части хайпахской свиты (920 млн. лет), а так же по возрасту посттунгусикских интрузий (850±50 млн. лет), перечисленные свиты представляют собой только нижние горизонты верхнего рифея. Следовательно, на верхние горизонты последнего на Оленекском поднятии приходится перерыв, так как вышележащие отложения здесь относятся уже к юдомию (венду *sensu lato*). Вертикальная смена таксонов строматолитов, наблюдаемая

* Глауконитовые датировки из более низких горизонтов Туруханского разреза, как уже говорилось, омоложены.

в верхних горизонтах хайпахской и юмастахской свит Анабарского массива (*Gymnosolen furcatus*, *Boxonia lissa*, *Kotuicania torulosa* [156]), позволяет увязать между собой названные подразделения, показав тем самым, что и на Анабарском массиве верхние горизонты верхнего рифея отсутствуют. Аналогичный вывод в отношении Туруханского района вытекает из того, что чингасанская серия Енисейского кряжа не имеет здесь своих аналогов и в кровле доюдомского разреза названного района, видимо, залегает туруханская свита, охарактеризованная катавскими строматолитами, типичными для нижней части верхнего рифея (*Inzeria tjomusi* и др.). Отложения речкинской и дурномысской свит, обычно помещаемые в разрезе между туруханской свитой и юдомскими толщами, по новым данным В. А. Комара и С. Н. Серебрякова, представляют собой повторенные по разлому пограничные горизонты свит буровой и шоринской.

Представляющие верхнюю часть верхнего рифея чингасанская серия Енисейского кряжа и уйская серия Учуро-Майского района хорошо сопоставляются между собой по геохронологическим данным и по положению в разрезе, а по последнему признаку они коррелируются с разновозрастными толщами Байкало-Патомского нагорья и Западного Прибайкалья (ченчинская свита и та или иная часть качергатской). Напомним, что чингасанская серия моложе гранитоидов с возрастом 850 ± 50 млн. лет, включает в своей нижней части глауконит с датировками 688 — 840 млн. лет и перекрывается слоями с возрастом по глаукониту 645 млн. лет и менее. Уйская серия, подстилаясь слоями с катавскими строматолитами и глауконитом с возрастом 890 млн. лет, прорывается интрузиями, время внедрения которых оценивается 675 ± 25 млн. лет, и в средней части содержит глауконит с возрастом 740 млн. лет.

Юдомские (вендские *sensu lato*) отложения в их карбонатном типе разреза, характерном для восточной и северной части рассматриваемой территории, уверенно сопоставляются на всей площади их распространения. Эти сопоставления, отраженные в табл. 59, в последнее время специально обсуждались различными исследователями [147, 342, 394]. Их убедительность возросла после того, как для юдомской свиты были получены датировки глауконита (от 655 в нижней трети до 580 млн. лет в верхней ее части), а палеонтологические данные дали возможность различать ранне- и позднеюдомские отложения и в кровле последних выделять аналоги немакит-далдынского горизонта как в северных разрезах, так и в Учуро-Майском районе.

Палеонтологическим обоснованием выделения юдомского (вендского) комплекса служит устойчивое распространение IV комплекса микрофитолитов и наличие характерного комплекса строматолитов, включающего *Boxonia grumulosa* К о м., *Linella ukva* К г у л., *Paniscollenia emergens* К о м., *Colleniella singularis* К о м., *Jurusania inolonica* К о м. et S e m i k h., *Boxonia allahjunica* К о м. et S e m i k h. и др.

Немакит-далдынский уровень наиболее уверенно трассируется по находкам трубок червей *Anabarites trisulcatus* M i s s. Некоторые исследователи считают, что этот горизонт является уже первым членом кембрийской системы (И. Т. Журавлева, В. Е. Савицкий и др.).

Значительно хуже обстоит дело с корреляцией терригенного типа разреза юдомских толщ, развитого в южной и юго-западной Сибири. Относительно этой корреляции в литературе высказывалось несколько точек зрения; ни одна из них из-за малого количества геохронологических и палеонтологических данных пока не может считаться доказанной. Вариант корреляции, отраженный в табл. 59, построен по сходству датировок тасевской серии, подъемской и немчанской свит и близости их состава и стратиграфического положения. При этом наиболее отчетливо

по двум последним признакам коррелируются островная свита с верхней пачкой немчанской. Эта существенно конгломерато-песчаниковая толща с доломитами у кровли подстилает аналоги усольского горизонта, условно принимаемые за базальные отложения кембрия [112, 394], и надежно увязывается с устьтагульской свитой Присаянья. Оселочная серия этого района, подстилающая устьтагульскую свиту и предваряемая диабазами с аргоновым возрастом 724—900 млн лет, находит своего аналога в тасеевской серии Енисейского кряжа. Корреляция этих отложений с развитыми в Иркутском Присаянье и Прибайкалье трактуется противоречиво [112, 394]. В Туруханском районе с юдомской свитой (или только с ее верхней частью) по присутствию IV комплекса микрофитоцитов сопоставляется нижняя подсвита платоновской свиты.

Из проведенных корреляций вытекают следующие выводы, важные для сопоставлений сибирских разрезов с уральскими.

1. Нижнерифейские отложения Сибири отделяются от образований с возрастом 1700—1750 млн лет и более существенной геологической границей и заключают характерный комплекс строматолитов, сменяющийся более молодым на рубеже 1350—1400 млн лет.

2. Лахандинская ассоциация строматолитов с многочисленными якутофитонами и байкалиями развита в отложениях с возрастом от 1050 до 950 млн лет, характеризуя базальные горизонты крупных осадочных ритмов (серий). Упомянутые ритмы (лахандинская и тунгусикская серия, хайпахская свита и их аналоги) обычно залегают на подстилающих отложениях согласно или с небольшим размывом. Только на склонах некоторых поднятий в их основании развивается несогласие, и они переходят на дорифейские образования. Такие соотношения наблюдаются в Южно-Енисейском кряже, на западном склоне Алданского щита, видимо, в Прибайкалье и в Присаянье.

3. В сибирских разрезах смена лахандинской ассоциации строматолитов, являющейся характерным членом среднерифейского их комплекса, катавской ассоциацией гимнозоленид (*Inzeria tjomusi* и др.) происходит в средней части осадочных серий. Вмещающие породы выше этого рубежа имеют датировку по глаукониту 890—920 млн лет; возраст подстилающих слоев 950—1000 млн лет.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ С РАЗРЕЗОМ УРАЛА

Ставшие уже традиционными сопоставления бурзянской серии Урала с учурской и ее аналогами, вытекающие из общности состава строматолитов и микрофитоцитов, в последнее время были поставлены под сомнение новыми радиологическими данными по уральскому разрезу [108, 337, 380].

Эти исследования доказали, что возраст бурзянской и базальных горизонтов юрматинской серий значительно больше, чем мы предполагали ранее. Возникли три различных варианта корреляции рассматриваемых горизонтов Урала и Сибири.

1. Опираясь на общность палеонтологической характеристики бурзянской серии и нижнего рифея Сибири, можно считать их разновозрастными и интерпретировать все глауконитовые даты этого региона омоложенными [337], полагая, что учурская серия и ее аналоги древнее 1560 млн лет. Совпадение данных возраста, полученных по глауконитам из нижнерифейских отложений различных регионов Сибири, и характер распределения этих отложений по разрезу говорят против такого варианта. Об отсутствии существенных потерь аргона глауконитами свидетельствуют также данные свинцово-изохронного метода в приложении к карбонатным породам. Так, по данным А. Д. Искандеровой, возраст омахтин-

ской свиты по уран-свинцовой изохроне равен 1330 ± 130 млн. лет, что хорошо согласуется с аргоновым возрастом глауконита, выделенного из этих карбонатов (1300—1400 млн. лет по нескольким образцам). Датировка 1250 млн. лет, полученная для одного образца глауконита, бесспорно омоложена.

2. Бурзянская серия может оказаться значительно древнее учурской серии Сибири и, возможно, располагается ниже уровня накопления вулканогенных моласс свекофенской складчатости. В этом случае мы должны допустить, что нижнерифейский комплекс строматолитов начинается не на рубеже 1600 млн. лет, а значительно раньше. Пределы вертикального распространения этого комплекса пока не известны, однако строматолиты карбонатных толщ ятулия существенно отличаются от строматолитов нижнего рифея. Признав этот вариант, мы должны исключить бурзянскую серию из состава рифея, как это ранее предполагал А. И. Олли, исходя из общих геологических соображений. Возможным аналогом нижнерифейской учурской серии Сибири может оказаться нижняя часть юрматинской серии Урала, не содержащая строматолитов и имеющая возраст более 1350—1400 млн. лет.

3. Нижний рифей на Урале представлен двумя геологически различными комплексами — бурзянской серией и нижними горизонтами юрматинской, разделенными проявлениями складчатости и магматизма с возрастом около 1550 млн. лет, подобно тому, как это имеет место в Северной Австралии.

Дальнейшие исследования покажут, какой из этих вариантов отвечает действительности.

При корреляции вышележащих отложений Сибири и Урала обращает на себя внимание совпадение глауконитовых датировок нижней части аймчанской серии (1250—1270 млн. лет) и верхней части (реветская толща) авзянской свиты (1260 млн. лет). Их сопоставления, по данным В. А. Комара, подкрепляются находками в авзянской свите строматолитов *Baicalia baicalica* и микроструктур, типичных для *Svetliella tottuica*, являющихся характерными формами ассоциации светлинской свиты аймчанской серии. Вместе с тем И. Н. Крылов и другие авторы [173] указывают в авзянской свите строматолиты более молодой ципандинской ассоциации. На этом основании они сопоставляют авзянскую свиту с ципандинской. Но какой бы из этих вариантов мы ни избрали, мы должны заключить, что аналогов наиболее высоких слоев среднего рифея, отвечающих лахандинскому горизонту, в составе юрматинской серии нет. Это следует и из аргоновых датировок постюрматинских диабазов, оказавшихся близкими к 1100 млн. лет (1100 ± 90 млн. лет). Указание на наличие строматолитов лахандинской ассоциации в аналогах юрматинской серии на Северном Урале [2] опиралось на находки здесь ниже синегорских кварцитов *Baicalia* sp. и *Jacutophyton* sp., сочетание которых не дает оснований для таких заключений.

Что касается вышележащих толщ, выделявшихся на Урале под именем верхнего рифея, то их корреляция с парастратотипом Учуро-Майского района связана с большими трудностями. Нижняя часть каратавской серии — зильмердакская свита — представлена на Урале континентальными обломочными образованиями, лишенными глауконита. Известно лишь, что эта свита древнее глауконитов с возрастом 965 млн. лет и перекрывается катавским комплексом строматолитов. Она моложе диабазовых даек с возрастом 1100 ± 90 млн. лет, содержит в основании обломочный циркон с возрастом 1100 млн. лет (α -свинцовый метод). Положение зильмердакской свиты в основании крупного трансгрессивного комплекса осадков, в верхней своей части содержащего весь набор верхнерифейских строматолитов, а так же указанные радиологические данные приводят к сопоставлению этой свиты с нерюенской и ее аналогами. Замещение

безусловных аналогов нерюенской свиты терригенными породами в разрезах Северо-Востока СССР служит косвенным подтверждением таких корреляций. Роль основного палеонтологического репера при них отводится катавской ассоциации строматолитов и вытекающей отсюда увязке игниканских пород с катавскими.

С другой стороны, В. А. Комар допускает сопоставление каратавской серии Урала с керпыльской Учуро-Майского района и прямую корреляцию катавской свиты пестроцветных плитчатых известняков со сходной в формационном отношении малгинской. В обоих сравниваемых свитах им указываются пластовые строматолиты *Malginella malgica* K o m. et S e m i k h., а в самой малгинской свите микроструктуры, близкие к типичным для *Inzeria tjomusi*. Правда, по данным И. Г. Шаповаловой, эти микроструктуры принадлежат новой группе строматолитов, названной ею *Arria*, и вне данной свиты не известны. Выше катавской свиты на Урале располагается подинзерская (симская) свита светлых доломитов с первыми *Gymnosolen ramsayi* S h t e i n m. В Сибири разрез существенно иной, и здесь на малгинской свите лежат ципандинские доломиты с одноименной ассоциацией строматолитов, на которые налегают нерюенские породы, содержащие разнообразные конофитоны, якутофитоны и байкалии лахандинской ассоциации. Вместе с тем в ципандинской свите встречаются первые миньярии.

Если считать одновозрастными малгинскую и катавскую, а также ципандинскую и подинзерскую свиты, то мы должны говорить о резком фациальном различии комплексов строматолитов в сравниваемых отложениях. Поэтому некоторые исследователи допускают отсутствие аналогов керпыльской серии на Урале и возможность уничтожения ее во время предзильмердакского перерыва.

В связи с общей редукцией верхних горизонтов верхнего рифея в Сибири поиск аналогов инзерской и миньярской свит в этих разрезах затруднен. Однако нельзя не заметить, что терригенная инзерская свита, судя по датировкам содержащегося в ней глауконита (800—920 млн. лет), во времени отвечает стадии дифференциации палеогеографических условий в Сибири, определившей здесь общее двучленное деление этой фитемы и сопровождавшейся на Енисейском кряже гранитоидами с возрастом 850 ± 50 млн. лет. Если эти сопоставления верны, то инзерская и миньярская свиты могут быть сопоставлены с чингасанской и уйской сериями и их аналогами.

При корреляции отложений вендского (*sensu lato*) возраста роль основного репера играют отложения нижней части этой фитемы. Укская свита, венчающая на Урале карбонатный разрез каратавской серии, имеет в основании датировки по глауконитам 640—680 и в кровле 618—625 млн. лет. Она содержит своеобразный набор микрофитолитов, выделенный З. А. Журавлевой под именем IV комплекса, и строматолитов, описанных И. Н. Крыловым как *Linella ukka*, *L. simica* и др. Свойственные миньярской свите *Gymnosolen* и *Minjaria* в укской отсутствуют. Все эти особенности позволяют сопоставлять укскую свиту с низами юдомской Учуро-Майского района, для которой установлен сходный состав органических остатков и близкие значения возраста по глауконитам (655—620 млн. лет). Из этого сопоставления следует, что резкое несогласие, отделяющее юдомскую свиту от подстилающих образований, на Урале практически не проявилось, и наоборот в Сибири мы не видим следов крупного несогласия, связанного с перестройкой структурного плана Русской платформы в основании волыно-валдайских отложений. Тот же вывод следует из прослеживания уровня лапландских тиллитов, открывающих волыно-валдайскую последовательность пород, в палеонтологическом охарактеризованных разрезах. Более сложно найти в Сибири точные эквиваленты венда (*sensu stricto*) или волыно-валдайских слоев Русской

платформы. Палеонтологический метод для сравнения разнофациальных отложений венда не применим из-за отсутствия сходных органических остатков. Единичные определения возраста по глаукониту дают возможность предполагать, что в Учуро-Майском районе венду отвечает какая-то верхняя часть юдомской свиты.

Таким образом, сравнение Уральского и Восточно-Сибирского эталонных разрезов рифея связано с большими трудностями. Тем не менее мы видим, что несогласия и крупные перерывы в двух разрезах не всегда синхроничны и не всегда совпадают с биостратиграфическими рубежами.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА РИФЕЯ

Поскольку геохронологические данные сами по себе не несут никакой информации о естественной периодизации истории земной коры и жизни, основой всякой геохронологической шкалы должна служить стратиграфическая шкала. Именно наличие такой основы определило успех в создании геохронологической шкалы фанерозоя, различные современные варианты которой разнятся между собой лишь деталями. Следовательно, задача построения геохронологической шкалы в конечном итоге сводится к выбору подлежащих датированию стратиграфических рубежей и максимально точному определению их возраста радиологическими методами. Надо отметить однако, что на практике геохронологическим данным нередко придают гораздо более широкое значение в конструировании шкалы и статистические максимумы распределения датировок во времени рассматривают как возрастные рубежи подразделений шкалы. В результате создаются чисто геохронологические шкалы, не опирающиеся на систему типовых разрезов, а иногда и вовсе лишённые стратиграфического содержания. Это обстоятельство а также неизбежность вовлечения в статистическую обработку значительного количества омоложенных значений возраста определяет слабые стороны такого подхода к созданию геохронологической шкалы докембрия.

Авторы считают, что подход к созданию геохронологической шкалы позднего докембрия должен быть стратиграфическим и в ее основе должен лежать анализ смены и взаимоотношений естественных слоистых комплексов и содержащихся в них органических остатков.

Вместе с тем этот единственно правильный подход не во всех случаях может быть полностью соблюден. Хорошо известно, что в нижнем докембрии палеонтологический метод пока не находит применения. Основное значение здесь имеет выделение тектоно-магматических рубежей и других историко-геологических границ. В верхнем докембрии наряду с ними мы имеем возможность трассировать палеонтологические границы смены комплексов органических остатков, которые нередко не совпадают с тектоно-магматическими рубежами, имеющими важное значение. При построении геохронологической шкалы позднего докембрия это обстоятельство должно учитываться. Поэтому в ходе дальнейшего изложения мы попытаемся сначала наметить тектоно-магматические рубежи и вслед за этим перейдем к рассмотрению биостратиграфических границ.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ

Предрифейская складчатость. Одним из важнейших уровней, принимаемых за нижнюю границу рифея, является завершение формирования складчатых формаций эпохи складчатости нижнего докембрия (афебия). Время формирования этих моласс, сложенных красноцветными обломочно-вулканогенными сериями, охватывает достаточно длительный промежуток времени — от выделявшегося многими геохронологами максимума

тектоно-магматической активности в 1900 млн. лет до начала рифея. В пределах СССР к рассматриваемым орогенным образованиям относятся улканская и уянская серии Учуро-Майского района, акитканская серия Прибайкалья, сублукская свита Присаянья, субиотний Балтийского щита и сходные с ними образования. Завершение их формирования датируется 1700—1750 млн. лет, в то время как начало рифейского осадконакопления определяется в 1600 млн. лет или несколько более. В целом рубеж афебрия и рифея, который имеет, видимо, планетарное значение, может быть определен 1650 ± 50 млн. лет. Он совпадает с завершением свекофенской складчатости Балтийского щита, гудзонской — Северной Америки, эбурнейской — Экваториальной и Западной Африки и буларенидской — Австралии.

Внутририфейские фазы тектоно-магматической активности. Внутри рифея можно наметить фазы тектоно-магматической активности, имеющие чрезвычайно широкое, может быть, также планетарное значение. Они не сопровождаются какой-либо закономерной сменой осадочных формаций, но проявляются в трансгрессивном и несогласном залегании пород на подстилающих образованиях, внедрением интрузивных массивов как кислого, так и основного состава, широким распространением регионального метаморфизма, связанного с термальными воздействиями этого времени. Таких фаз было по меньшей мере две.

1. Предсреднерифейская фаза, которая обозначалась на Урале как байкальская складчатость (М. И. Гарань). В Сибири она отчетливо проявляется трансгрессивным и несогласным залеганием айчанской серии Учуро-Майского района на подстилающих образованиях и заложением миогеосинклиналей Байкало-Патомского нагорья и, возможно, Енисейского кряжа. На Балтийском щите она почти не проявилась. Предполагавшиеся «готские» движения этого района, по последним данным Э. Велина, оказались более древними, свекофенскими. Время проявления этих событий по всем рассматриваемым районам около 1350—1400 млн. лет. В других странах к тектоно-магматическим проявлениям этого возраста относится Медвежьегорская «складчатость» (А. Холмс) и Эльсонская «складчатость» (К. Стоквелл), проявленные лишь в локализации интрузивных массивов этого возраста и мощным аргоновым омоложением более древних пород. Сюда же относится мазатцальская складчатость, проявившаяся отчетливыми угловыми несогласиями между аналогами нижнего и среднего рифея и одновозрастным гранитоидным магматизмом. На этом же уровне в Экваториальной Африке имела место завершенная кибарская складчатость, синорогенные граниты которой, по данным Б. Каэна, имеют возраст 1300—1350 млн. лет (по изохронным свинцовому и стронциевому методам).

2. Предверхнерифейская фаза, выделявшаяся М. И. Гаранем под именем авзянской, проявилась на Урале трансгрессивным и несогласным залеганием зильмердакской свиты на подстилающих образованиях. На Урале и в Волго-Уральской области можно видеть многочисленные дайки диабазов этого времени (1100 ± 90 млн. лет). Отчетливые движения этого возраста, сказавшиеся в трансгрессивном и несогласном залегании верхнего рифея на подстилающих образованиях, можно видеть в Мурманской области.

В Сибири рассматриваемая фаза проявилась чрезвычайно вяло. Известные здесь рубежи трансгрессивного залегания отложений в Учуро-Майском районе имеют или несколько более древний возраст (1200 млн. лет — основание керпыльской серии), или более молодой (подшва лахандинской серии, датированная 1050 млн. лет).

В зарубежных странах рассматриваемая фаза намечается чрезвычайно отчетливо. Это так называемая гренильская «складчатость» Юго-Восточной Канады. Для нее определены ранние граниты и доскладчатые базиты

1250—1280, синтетектонические граниты и главная фаза метаморфизма 1100—1130, посттектонические граниты 1020—1050 млн. лет *.

Байкальская эпоха складчатости, по Н. С. Шатскому охватывающая рифей и самые низы кембрия, во многих районах СССР завершается молассами, особенно детально изученными на Урале. Отдельные проявления этой складчатой эпохи в конце рифея были локальными и не имели планетарного значения. Так, предъюдомские движения в Сибири датированы как 680 млн. лет, предвендские движения Русской платформы, проявившиеся несколько позже, 625 млн. лет (по другим данным 650). Для зарубежных территорий движения этого возраста выделялись как кадомская складчатость Бретани и авалонская Ньюфаундленда, имеющие возраст 550—570 млн. лет.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ

Там, где у нас нет достаточной информации о возрасте биостратиграфических рубежей верхнего докембрия, они условно привязываются к тектоническим рубежам, отделяющим толщи пород с различными комплексами органических остатков. Таковы, например, комплексы органических остатков нижнего и среднего рифея, которые разделены тектоно-магматическим этапом 1400 млн. лет **. В тех случаях, когда имеется более полная информация, выясняется, что биостратиграфические рубежи не совпадают с тектоническими границами; последние нередко имеют самостоятельное значение и проявляются внутри литологически однородных толщ. Такое несовпадение можно видеть в Средней Сибири, где лахандинский комплекс строматолитов с *Baicalica* и *Jacutophyton* сменяется верхнерифейским с *Inzeria* и *Gymnosolen* на уровне около 950 млн. лет. т. е. значительно выше планетарного гренвилльского эпизода тектоно-магматической активности и выше местных предэннинских и предлахандинских движений, датированных 1200 и 1050 млн. лет. Значение этого рубежа подтверждается тем, что последовательность лахандинской и катавской ассоциаций строматолитов прослеживается на очень широкой площади, в том числе и на других континентах (Австралия), а смена их, судя по имеющимся геохронологическим данным, совершается геологически относительно синхронно. Это объясняет стремление ряда геологов нижнюю границу верхнего рифея обосновывать рассматриваемой сменой строматолитовых комплексов и проводить ее выше основания каратавской серии, начало формирования которой последовало за тектоно-магматическим рубежом с возрастом около 1100 млн. лет. Эта двойственность в понимании положения нижней границы верхнего рифея отражена в табл. 60.

Второй чрезвычайно важный биостратиграфический рубеж, выраженный сменой комплексов строматолитов и микрофитолитов, проходит в основании венда (*sensu lato*), или вендомия. Он хорошо датируется радиологически как в уральских, так и в сибирских разрезах и намечен на совещании в Уфе в 680 ± 20 млн. лет.

Значение биостратиграфического рубежа в основании венда (*sensu stricto*), с которым нередко связывается появление эдиакарской фауны, недостаточно выяснено в связи с находками представителей этой фауны в слоях с возрастом более 700 млн. лет. Поэтому мы не будем акцентировать на нем внимание.

* Указанные датировки получены свинцово-изохронным и стронциевым изохронным методами.

** Новые данные, полученные для гранитов рапакиви Бердяуша (1560 млн. лет) требуют пересмотра этого возрастного рубежа.

Наконец, огромное значение имеет биостратиграфический рубеж, отделяющий фаунистические комплексы докембрия от богатейших скелетных фаун палеозоя. По современным данным эта граница проводится чрезвычайно четко и спорное значение имеют лишь небольшие по мощности

ТАБЛИЦА 60
Геохронологическая шкала верхнего докембрия

Единая шкала		Геохронологические рубежи, млн. лет	Урал и Русская платформа	Сибирь	Геохронологические рубежи, млн. лет	
Палеозой			Балтийская серия	Томмотский ярус		
		—570—	Венд (<i>sensu stricto</i>)		—570—	
Верхний протерозой	Венд	Терминальный (венд <i>sensulato</i>)	Серии Ашин- ская	Свиты	Юдомская свита	
				Бакеевская Укская		
			—625— —(650)—			
			—680—			—680—
	Рифей	Верхний	Каратав- ская	Миньярская Инзерская Катавская Зильмердакская	Уйская серия	Лакан- динская серии
					Свиты Игникан- ская	
		Нерюенская	—950—			
		Серии Керпыльская	—1050—			
		Средний	Юрма- тинская	Авзянская Зигазино-комаров- ская Зигальгинская	Аимчанская	—1200—
	—1100—					
	Нижний		Серии Машакская Бурзянская	Учурская	—1400—	
		—1400—				
		—1650±50—			—1650—	

пачки, такие как немакит-далдынский горизонт Сибири. Именно этот рубеж, совпадающий с подошвой томмотского яруса Сибири, может считаться нижней границей фанерозоя. Возраст его по геохронологической шкале 1964 г. определяется 570 млн. лет, и у нас пока нет новых данных для изменения датировки этого рубежа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вся доступная нашему изучению история развития земной коры, особенно по мере разработки геохронологического направления этого изучения, показывает, что процессы формирования коры, происходившие первоначально очень медленно и охватывавшие одновременно огромные ареалы (например, ранний протерозой на всей Русской платформе), со временем ускорялись, охватывали все меньшие ареалы, а такие процессы, как складчатость, выигрывали в интенсивности. Необходимо подчеркнуть, что геохронологическое изучение коры, особенно ее докембрийской части, позволило вскрыть или подтвердить ранее вскрытые или хотя бы намеченные закономерности ее образования.

Первым и весьма важным выводом является то, что докембрий составляет $\frac{5}{6}$ продолжительности всей истории развития земной коры, а давно изучаемый и лучше познанный фанерозой — всего $\frac{1}{6}$ часть этой истории. Отсюда геологи должны сделать совершенно непреложный вывод о том, что главные большие закономерности развития земной коры должны быть одинаковыми и в фанерозое и в докембрии.

Следовательно, к изучению докембрия надо подходить с актуалистических позиций и проверять возможность применения к докембрийским образованиям больших общих закономерностей, разработанных для геологии фанерозоя. Разумеется, применять эти закономерности надо не механически, а с учетом направленного развития земной коры, судить о котором можно сопоставляя изменения особенностей проявления какой-либо закономерности на протяжении фанерозоя, т. е. начиная с палеозоя и кончая кайнозоем.

В числе таких больших закономерностей, геологически уже принятых для докембрия, находятся закономерности учения о тектоно-магматических циклах, учения о формациях горных пород и об их приуроченности к определенным структурам, т. е. их тектоническом размещении.

Перед геохронологами стояла большая и сложная задача: датировать с помощью радиологических методов главнейшие геологические события, протекавшие в докембрии на протяжении около 3000 млн. лет, установить возрастные соотношения докембрийских пород, произвести их корреляцию и синхронизацию на огромной территории СССР и наконец, уточнить датировку основных возрастных рубежей докембрийского отрезка геохронологической шкалы.

Какие же выводы можно сделать из приведенного в томе геохронологического материала; в какой степени разрешены поставленные задачи, а какие остались нерешенными; какие методы датирования дают наиболее надежные результаты? Отвечая на все эти вопросы, следует сразу же отметить, что геохронологическая изученность докембрийских образований в различных регионах неодинакова; это объясняется не столько количеством выполненных анализов, сколько тем, какой метод был применен для датирования.

С совершенной очевидностью можно уже утверждать, что аргоновый метод для установления возраста глубокометаморфизованных пород раннего докембрия является мало пригодным: в процессе метаморфического и особенно ультраметаморфического преобразования архейских пород происходит частичная или полная потеря накопленного радиогенного аргона и аргоновый возраст отвечает уже не возрасту исходной породы, а датирует лишь приближенно время протекания последнего

процесса. Архейский возраст 2700—3500 млн. лет для архейских пород может быть получен (но далеко не во всех случаях) только по амфиболам, характеризующимся высокой прочностью удержания в них аргона, а в редких случаях — по слюдам из ксенолитов («бронированных реликтов») архейских пород в мигматитах.

Подавляющая масса аргоновых датировок архейских и раннепротерозойских образований, полученных по слюдам для Балтийского, Алданского и Анабарского щитов, Украинского и Воронежского кристаллических массивов, кристаллического фундамента Русской и Сибирской платформ, показывает практически повсеместно возраст, варьирующий в пределах от 1800 до 2200 млн. лет. Такое нивелирование аргонового возраста для геологически заведомо разновозрастных пород архея и раннего протерозоя объясняется их интенсивной переработкой в конце раннего протерозоя в процессе ультраметаморфизма, неизбежно сопровождающейся потерей минералами аргона.

Некоторые исследователи пытаются выделить в этом интервале несколько разных этапов образования ультраметаморфизма, другие же, в том числе и автор * настоящих строк, считают такой разброс значений возраста вполне естественным, так как ультраметаморфизм — это процесс очень длительный и медленный и каждый взятый для исследования образец может отражать лишь одну определенную его стадию. Многочисленными определениями возраста аргоновым методом установлено также, что везде, где кристаллические породы раннего докембрия участвуют в качестве ядра в складчатости более молодых поясов, они практически никогда не дают докембрийских датировок. Так, например, протерозойские породы в некоторых структурах Байкальской горной области имеют аргоновый возраст 320—350 млн. лет; в Буреинском массиве Дальнего Востока — 140—190 млн. лет; в Гиссарской зоне Средней Азии — 300—400 млн. лет и т. д. Чем моложе тектоно-магматический цикл, наложенный на древние породы, тем значительнее омоложение их аргонового возраста, а по существу это процесс, совершенно аналогичный процессу омоложения архейских пород в раннем (и среднем) протерозое. К сожалению, подавляющее большинство значений возраста для докембрийских пород многих молодых складчатых областей получено только аргоновым методом.

Использование для определения возраста докембрийских пород свинцового и стронциевого методов, особенно их изохронных вариантов в приложении к породе в целом, существенно помогло в возрастном расчленении раннедокембрийских образований. Имеющиеся изохронные датировки для щитов и других выступов докембрия показали большую перспективность такого метода датирования, давшего для древнейших архейских суперкрупных толщ значения возраста порядка 3300—3500 млн. лет (например, для днестровско-бугской серии Украины, беломорской серии Карелии, иенгрской серии Алдана и т. д.). Свинцово-изохронный метод датирования стратифицированных образований докембрия по породе в целом (кристаллические сланцы, мраморы) в наибольшей степени использован для периодизации докембрия Алданского щита, где имеются изохронные датировки практически всех серий раннего докембрия от иенгрской до удоканской включительно. Датирование этапов геологической истории Балтийского щита в основном производилось стронциевым изохронным методом по магматическим породам, а Украинского кристаллического массива — свинцовым методом по аксессуарным минералам изверженных пород.

Докембрийские образования фанерозойских складчатых областей в значительно меньшей степени датированы свинцовым и стронциевым

* Ю. Ир. Половинкина.

методами, чем докембрийские выступы платформ, а для некоторых регионов (Таймыр, Северо-Восток, Дальний Восток) они вообще отсутствуют, что, безусловно, сказалось на уровне геохронологической изученности этих регионов. Однако большие перспективы изохронных методов датирования докембрийских образований в молодых складчатых областях кажутся совершенно очевидными. Ведь в ряде регионов (Юго-Западный Памир, Восточный Каратегин, Гармский блок, Забайкалье и т. д.) геологически выделявшийся докембрий (в том числе и ранний) был впервые датирован как докембрий только с помощью свинцово-изохронного метода. Не случайно поэтому изохронные датировки по породе в целом привлекают всеобщий интерес и принимаются многими исследователями как реперные.

Корреляция отложений позднего докембрия по комплексам микрофоссилий, аргоновым датировкам по аутигенным глауконитам и свинцово-изохронным датировкам по карбонатным породам произведена в пределах смежных регионов уже достаточно уверенно. Однако более широкую, межрегиональную, корреляцию рифейских отложений Русской и Сибирской платформ и Урала нельзя пока считать окончательной. Здесь требуется еще проведение комплекса дополнительных исследований и уточнение некоторых имеющихся датировок.

Корреляция образований раннего докембрия, т. е. архея и раннего среднего протерозоя, встречает значительно большие затруднения как при геологическом, так и при радиологическом их изучении. Здесь прежде всего надо иметь в виду, что, несмотря на обилие полученных различными методами датировок, до настоящего времени еще нет возможности проведения надежной межрегиональной корреляции. Одной из первоочередных задач дальнейших геохронологических исследований, безусловно, является свинцово-изохронное датирование суперкрупных толщ по породе в целом.

До настоящего времени нельзя считать надежно установленной датировку границы архея и раннего протерозоя. Часть исследователей (например, Л. И. Салоп) предлагает ее опустить до 3500 млн. лет. Другие же (В. А. Рудник и А. В. Соботович, Б. Я. Хорева), наоборот, считают необходимым поднять ее до 2300 млн. лет. Вызывает сомнение и датировка основания рифея (позднего протерозоя) и синхронность отложения базальных толщ осадочного чехла Русской и Сибирской платформ, а также объема рифея в его стратотипическом разрезе на Урале. На основании новых данных для Бердяшского массива (1560 ± 30 млн. лет), безусловно, возникает вопрос о нижней границе рифея, о правомерности нахождения бурзянской серии в составе рифея и т. д.

Необходимы дальнейшие углубленные исследования стратиграфических реперов докембрия, которые, по сути дела, еще только начаты.

На наш взгляд, такое «стратиграфическое датирование» имеет большие преимущества по сравнению с датированием тектоно-магматических циклов. Оно позволит в недалеком будущем выявить ранний докембрий в ядрах молодых складчатых структур, уточнить главнейшие возрастные рубежи докембрия на территории щитов, срединных и остаточных докембрийских массивов и тем самым в конечном счете уточнить и детализировать единую геохронологическую шкалу.

Одной из ближайших задач геохронологии докембрия является упорядочение выделения и названий подразделений позднего докембрия. Решение этого вопроса является, несомненно, прерогативой МСК, однако автор * настоящих строк считает необходимым не только подчеркнуть, что время для решения этого вопроса вполне назрело, но и предложить

* Ю. Ир. Половинкина.

вариант решения его, вытекающий из анализа геологических материалов по позднему докембрию территории Советского Союза.

По существующему в настоящее время хроностратиграфическому подразделению [339] большая часть докембрийского времени (от 2600 ± 100 млн. лет до 570 ± 10 млн. лет) принадлежит протерозою, который делится на три подразделения: нижний, средний и верхний. Верхний (поздний) протерозой охватывает рифей (нижний, средний и верхний) и венд, причем последний составляет по времени всего 90 млн. лет, т. е. около одной десятой длительности позднего (верхнего) протерозоя. Кроме того, известно, что многие исследователи, в том числе и впервые выделивший его Б. С. Соколов, склонны венд относить уже к палеозою (эокембрий), с которым он тесно связан структурно. Тогда в составе верхнего протерозоя останется только рифей, т. е. эти два названия (верхний протерозой и рифей) окажутся синонимами для обозначения одного и того же подразделения. Которому из них отдать предпочтение? С точки зрения образования названий для дальнейших более мелких подразделений, конечно, второму; удобнее говорить нижний рифей или ранний рифей, чем нижний верхний протерозой или ранний поздний протерозой. Большинство исследователей, занимающихся верхним протерозоем, так и поступают, и названия рифей и верхний протерозой употребляют почти как синонимы.

Расчленение рифея на нижний, средний и верхний (ранний, средний и поздний) делается на основании распределения в них примитивных и проблематичных органических остатков — строматолитов, онколитов, катаграфий.

Предпочтение названию рифей надо отдать не только по изложенным причинам, но и особенно с точки зрения нецелесообразности объединения в одно крупное подразделение раннего, среднего и позднего протерозоя.

Если выделение рифея и дальнейшее подразделение его делаются на основании изучения эволюции органического мира, т. е. по существу так же, как выделяются системы фанерозоя, то этого никак нельзя сказать о раннем и среднем протерозое. Образования этого времени совершенно лишены органических остатков, они всегда (или почти всегда) метаморфизованы и всегда складчаты; в наиболее хорошо изученных районах — на щитах, кристаллических массивах, выступах фундамента древних платформ — устанавливается, что протерозойским образованиям предшествуют образования, относимые к архею. Критерии отнесения тех или иных образований к архею или к протерозою более или менее разработаны и главные возрастные рубежи этого времени установлены.

Петрологическое изучение протерозойских образований позволяет считать, что земная кора в это время развивается по типу тектоно-магматического процесса, проявления которого здесь усматриваются достаточно отчетливо, тогда как в архее они еще только намечаются. Этот тектоно-магматический цикл в литературе по докембрию и по петрологии получил название раннепротерозойского; он охватывает время с 2600 ± 100 млн. лет до 1900 ± 100 млн. лет. С последнего рубежа идет уже стабилизация участков земной коры и переход их к образованию эпираннепротерозойских платформ, на которых начнется накопление осадочного или эффузивно-осадочного чехла. Время перехода от завершеного раннепротерозойского тектоно-магматического цикла к платформе, т. е. интервал его от 1900 ± 100 до 1600 ± 50 млн. лет, выделяется (при трехчленном делении протерозоя) как средний протерозой.

При такой хроностратиграфии докембрия к единому, и при этом самому крупному, подразделению докембрия — протерозою, имеющему длительность около 2000 млн. лет, относятся два больших, но совершенно

различных по геологическому содержанию подразделений, выделение которых обосновывается к тому же иными методами.

Нами предлагается хроностратиграфия докембрия, показанная в табл. 61 и на рис. 34. Возрастные рубежи здесь те же, что и у М. А. Семихатова [339]; введены лишь другие названия подразделений. Так, название протерозой сохраняется только для его двух нижних подразделений, а верхнее называется рифеем. Вследствие этого выделяются протерозой нижний (ранний) и верхний (поздний), а среднего в новой схеме нет. Рифей делится на три возрастных подразделения, и в новой схеме он не является синонимом верхнего (или позднего) протерозоя. Венд выведен из состава докембрия и отнесен к самым низам кембрия (палеозоя).

Таким образом, в предлагаемом варианте хроностратиграфии в докембрии выделяются три крупных первичных подразделения: 1) архей, 2) протерозой с двумя подразделениями и 3) рифей с тремя подразделениями (рис. 34).

ТАБЛИЦА 61
Предлагаемая хроностратиграфия докембрия, млн. лет

Фанерозой	Палеозой	Кембрий	
		— 570 ± 20 —	
		Венд	
		— 650 ± 50 —	
Докембрий	Рифей	Верхний	
		— 950 ± 50 —	
		Средний	
			— 1350 ± 50 —
			Нижний
			— 1600 ± 50 —
		Протерозой	Верхний
		— 1900 ± 100 —	
		Нижний	
		— 2600 ± 100 —	
		Архей	

В заключение необходимо сказать, что в геохронологии отдельных регионов осталось еще много спорных и нерешенных вопросов, которые ждут своего разрешения. Необходима дальнейшая совместная работа геологов и радиологов, направленная на детальное и углубленное исследование докембрийских пород и применения для их датирования наиболее рационального комплекса методов.

Такой подход к задачам геохронологии требует совместной, одновременной и согласованной работы радиологов и геологов. Так и был с самого начала поставлен вопрос в Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР, привлекавшей тех или иных исполнителей к производившимся исследованиям. Именно такая организация сделала геохронологические исследования плодотворными и успешными и обусловила их значительные достижения.

Дальнейшей общей задачей геохронологических исследований докембрия является уточнение и детализация геохронологической шкалы с доведением отдельных подразделений докембрия по длительности до систем фанерозоя.

Необходимо также провести исследования по синхронизации отдельных событий и отдельных рубежей как в пределах территории СССР, так и глобально. Вероятно, результаты такой синхронизации приведут к составлению соответствующих карт докембрия.

Возможности ядерной геохронологии здесь очень велики и далеко не все исчерпаны, но уже сейчас она заняла свое самостоятельное место среди других геологических дисциплин, а ее результаты являются ценным вкладом в современные достижения науки о Земле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

К ПЕРВОЙ ЧАСТИ

1. Акишин П. А., Никитин О. Т., Панченков Г. М. Новый эффективный эмиттер ионов для изотопного анализа свинца. — «Геохимия», 1957, № 5.
2. Амирханов Х. И., Брандт С. Б., Бартицкий Е. Н. Радиогенный аргон в минералах и горных породах. Махачкала, 1960.
3. Амшинский Н. Н., Ворсин А. Н. Об избыточном аргоне и удревнении радиологического возраста минералов и пород. — Труды XV сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1970.
4. Артемов Ю. М., Ярошевский А. А. Возможность интерпретации изотопного состава стронция пород в качестве критерия процесса дифференциации и его длительности. — «Геохимия», 1965, № 9.
5. Брандт С. Б., Вороновский С. Н. Дегидратация и диффузия радиогенного аргона в слюдах. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 11.
6. Бурксер Е. С., Котловская Ф. И. Опытные определения абсолютного возраста горных пород по амфиболам. — ДАН УССР, 1961, № 12.
7. Варшавская Э. С., Горохов И. М. Применение масс-спектрометрического метода изотопного разбавления для определения содержания рубидия и радиогенного стронция. — Бюл. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций, вып. 8, 1967.
8. Возраст докембрийских пород Украины. — «Геохимия», 1957, № 7. Авт.: А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов, В. А. Федорова и др.
9. Гамильтон Е. И. Прикладная геохронология. Пер. с англ. Под ред. Л. В. Комлева. Л., «Недра», 1968.
10. Герлинг Э. К. Современное состояние аргонового метода определения возраста и его применение в геологии. М., Изд-во АН СССР, 1961.
11. Герлинг Э. К., Искандерова А. Д. Изотопный состав свинца карбонатных пород различного возраста. — ДАН СССР, 1966, т. 170, № 4.
12. Герлинг Э. К., Морозова И. М. Определение энергии активации выделения аргона из слюд. — «Геохимия», 1957, № 4.
13. Герлинг Э. К., Морозова И. М. Кинетика выделения аргона из микроклинпертита. — «Геохимия», 1958, № 7.
14. Герлинг Э. К., Морозова И. М. Современные проблемы калий-аргоновой геохронологии. — Труды XV сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1970.
15. Герлинг Э. К., Овчинникова Г. В. О причинах занижения возраста слюд при определении Pb-Sr методом. — «Геохимия», 1962, № 9.
16. Герлинг Э. К., Морозова И. М., Курбатов В. В. О сохранности радиогенного аргона в измельченных калийсодержащих минералах. — «Геохимия», 1961, № 1.
17. Герлинг Э. К., Морозова И. М., Спрингсон В. Д. О природе избыточного аргона в некоторых минералах. — В кн.: Проблемы геохим. и космохим. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 6 и 13а. М., 1968. (МГК, XXIII сес.).
18. Герлинг Э. К., Пушкарев Ю. Д., Котов Н. В. Поведение некоторых минералов при нагревании в условиях повышенного давления аргона. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 11.
19. Герлинг Э. К., Шуколюков Ю. А., Толстихин Г. Н. О природе изотопа Ag^{40} в урансодержащих минералах. — «Геохимия», 1966, № 12.
20. Герлинг Э. К., Ященко М. Л., Даштоян Г. Г. Изучение поведения изотопов стронция в биотите при обработке его раствором хлористого магния. — Бюл. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций, вып. 9. 1970.
21. Горохов И. М. Применение графических методов в Pb-Sr геохронологии. — В кн.: Мат-лы к III семинару по методам опред. абс. возр. минералов и горн. пород. Л., 1967. (М-во геологии СССР, ВСЕГЕИ).
22. Горохов И. М. Проблемы рубидий-стронциевой геохронологии. — В кн.: Труды XV сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1970.
23. Данилевич С. К. О достоверности определений возраста монацитов Украины по свинцово-изотопному методу. — Автореф. дис. Л., 1961.
24. Дискрдантные значения возраста метаморфизованных пород. — В кн.: Тезисы докл. XVII сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1971. Авт.: С. В. Апруб, Л. К. Левский, Г. А. Мурина и др.
25. Жиров К. К., Зыков С. И., Ступникова Н. И. О прочности связи различных изотопов свинца в структуре ортита. — «Геохимия», 1957, № 2.
26. Жиров К. К., Кравченко М. П., Плотников А. Г. Избыточный Ag^{40} в нефелине. — «Геохимия», 1968, № 3.
27. Избыточный аргон в биотите. — «Геохимия», 1968, № 7. Авт.: К. К. Жиров, М. П. Кравченко, Э. В. Кравченко и др.

28. Изучение первичного изотопного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в связи с проблемой глубины зарождения магматических очагов и длительности процессов магматических дифференциаций. — В кн.: Мат-лы IV Всесоюз. петрограф. совещ. Баку, 1969. Авт.: М. Л. Яценко, М. М. Мануйлова, Э. С. Варшавская и др.
29. Искандерова А. Д. Предварительные данные по определению абсолютного возраста карбонатных отложений методом обыкновенного свинца. — Труды XIII сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1966.
30. Йегер Э. Pb-Sr системы некоторых минералов из различных метаморфизованных областей Альп. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 5.
31. Карпинская Т. Б. Синтез аргоносодержащего мусковита. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 11.
32. Карпинская Т. Б., Островский И. А., Шанин Л. Л. Искусственное внедрение аргона в слюду при высоких давлениях и температурах. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 8.
33. Карпинская Т. Б., Шанин Л. Л., Борисевич И. В. Искусственное внедрение аргона в слюду, оливин и пироксен. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 11.
34. Комлев Л. В., Иванова К. С., Сапожников В. Г. О дифференциальной подвижности изотопов свинца и характере примесного свинца в монацитах. — «Геохимия», 1964, № 12.
35. Котловская Ф. И., Бурксер Е. С. Физико-химическое обоснование применения амфиболов для определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, 1965.
36. Крылов А. Я., Силин Ю. И. Применение аргонового метода определения возраста к обломочным и осадочным породам. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 1.
37. Левский Л. К. Возраст и термическая история метеоритов и минералов. — «Геохимия», 1964, № 7.
38. Левский Л. К., Мурин А. Н., Заславский В. Г. Применение термической эмиссии при изотопном анализе свинца и лития. — «Геохимия», 1969, № 6.
39. Левченков О. А., Шуклюков Ю. А. Новый метод вычисления возраста и времени метаморфизма минералов и пород без предварительной поправки на обыкновенный свинец. — «Геохимия», 1970, № 1.
40. Миркина С. Л., Искандерова А. Д. Графические методы обработки экспериментальных данных и их использование для интерпретации расходящихся значений возраста, получаемых свинцовым методом. — В кн.: Мат-лы к III семинару по методам определения абс. возр. минералов и горн. пород. Л., 1967. (М-во геологии СССР. ВСЕГЕИ).
41. Миркина С. Л., Чухонин А. П. Сравнительная подвижность урана, тория и свинца в некоторых акцессорных минералах в связи с определением их возраста свинцовым методом. — В кн.: Новые данные по геохрон. шкале в абс. летоисчислении. М., 1971. (Тезисы докл.).
42. Миркина С. Л., Герлинг Э. К., Шуклюков Ю. Л. Определение абсолютного возраста щелочных комплексов Среднего Урала свинцово-изотопным и калий-аргоновым методами. — «Геохимия», 1962, № 8.
43. Мурбат С. Соотношения изотопов в метаморфических породах. — В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
44. Мурина Г. А. Катионный обмен и сохранность радиогенного аргона в глауконитах. — В кн.: Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 51. Л., 1962.
45. Мурина Г. А., Авдеева О. И. О точности определения калия в породах и минералах. — Бюл. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций, вып. 8. 1967.
46. Мурина Г. А., Хорева Б. Я., ШигOLEV Н. Д. Становление и активизация метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрографическим и радиологическим данным. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 8.
47. Ненашев Н. И. О продолжительности формирования некоторых массивов изверженных пород Якутии и сопредельных районов в абсолютном летоисчислении. — В кн.: Абс. датирование тектоно-магмат. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., 1966.
48. Об избыточном содержании аргона-40 в хлорите. — «Геохимия», 1967, № 10. Авт.: Э. К. Герлинг, И. М. Морозова, Ю. А. Шуклюков и др.
49. О возрасте пегматитов Станового комплекса. — «Геохимия», 1960, № 5. Авт.: А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов, С. И. Зыков и др.
50. О механизме потерь радиогенного аргона в слюдах. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 3. Авт.: Х. И. Амирханов, С. Б. Брандт, Е. Н. Бартницкий и др.
51. О природе изотопа Ag^{40} в урансодержащих минералах. — «Геохимия», 1966, № 12. Авт.: Э. К. Герлинг, Ю. А. Шуклюков, И. Н. Толстухин и др.
52. Полевая Н. И., Казаков Г. А. Новые данные по геохронологии позднего докембрия. — ДАН СССР, нов. сер., 1960, т. 135, № 1.

53. Полевая Н. И., Казаков Г. А. Абсолютный возраст нижнепалеозойских и позднекембрийских глаукоцитов европейской части СССР. — ДАН СССР, нов. сер., 1960, т. 133, № 6.
54. Рубинштейн М. М. Об аргоновом «удревнении» биотитов и использовании этих минералов для целей абсолютной геохронологии. — Труды Геол. ин-та АН СССР, сер. геол., 1963, т. 13 (18).
55. Рубинштейн М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, Изд-во «Мецниереба», 1967.
56. Рубинштейн М. М., Гельман О. Я. О необходимости унификации значений констант радиоактивного распада K^{40} , используемых при расчете абсолютного возраста. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 6.
57. Рудник В. А., Соботович Э. В. Об архейском возрасте древнейших пород Алданского комплекса. — ДАН СССР, 1969, т. 188, № 4.
58. Рудник В. А., Соботович Э. В. О возрасте пород тимптонской и джелтулинской серий Алданского щита. — ДАН СССР, 1969, т. 189, № 3.
59. Рудник В. А., Соботович Э. В., Искандерова А. Д. Свинцово-изохронный метод как основа периодизации докембрия. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 11.
60. Соботович Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М., Атомиздат, 1970.
61. Соботович Э. В., Гращенко С. М. К вопросу о возрасте минералов Витватерсранда. — Труды X сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1962.
62. Соботович Э. В., Гращенко С. М. К вопросу о возможности определения возраста пород по содержанию в них урана, тория и изотопов свинца. — Бюл. Комис. по определению возр. геол. формаций, вып. 5. 1962.
63. Случаи неравновесных отношений Ag и K в биотитах в связи с созданием геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 1. Авт.: Г. Д. Афанасьев, И. В. Борисевич, Л. Л. Шанин и др.
64. Старик И. Е. Ядерная геохронология. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1961.
65. Тугаринов А. И. Геологу о методах определения абсолютного возраста горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
66. Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибикова Е. В. Об определении возраста осадочных пород свинцово-урановым методом. — «Геохимия», 1963, № 3.
67. Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. К геохронологии юга Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 1.
68. Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Чухонин А. П. Возраст древнейших карбонатных пород Южного Алтая и Центральных Кызылкумов по данным свинцово-изохронного метода. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 11.
69. Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Шергина Ю. П. Возраст субстрата метаморфических серий Юго-Западного Памира по данным свинцово-изохронного метода. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 8.
70. Шуколюков Ю. А. Об интерпретации несовпадающих значений возраста, вычисленных по изотопным отношениям Pb^{206}/U^{238} и Pb^{207}/U^{235} . — «Геохимия», 1964, № 9.
71. Шуколюков Ю. А., Матвеева И. И., Яковлева С. С. Сравнительная оценка весового пламенно-фотометрического и масс-спектрометрического методов определения калия для целей геохронологии. — В кн.: Абс. возраст геол. формаций. М., 1964.
72. Яценко М. Л., Варшавская Э. С. Краткий обзор применения изотопов стронция и свинца в геологии. Л., «Наука», 1971.
73. Яценко М. Л., Варшавская Э. С., Горохов И. М. Об аномальном изотопном составе стронция в минералах из метаморфизованных пород. — «Геохимия», 1961, № 5.
74. A comparison of the isotopic mineral age variations and petrologic changes induced by contact metamorphism. — In.: Radiometric dating for geologists. London—New York—Sydney, Intersci. publ., 1968. Ahrs: S. R. Hart, G. L. Davis. R. H. Steiger e. a.
75. Ahrens L. H. Implications of the Rhodesia age pattern. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1955, v. 8, № 1/2.
76. Ahrens L. H. The convergent lead ages of the oldest monazites and uraninites (Rhodesia, Manitoba, Madagascar and Transvaal). — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1955, v. 7, № 5/6.
77. Aldrich L. T., Davis G. L., Tilton G. R. Radioactive ages of minerals from Brown Derby Mine and the Quartz Creek near Gunnison, Colorado. — J. Geophys. Res., 1956, v. 61.
78. Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucite and phlogopite. — Amer. J. Sci., 1960, 258. Ahrs.: J. F. Evernden, G. H. Curtis, R. W. Kistler e. a.

79. Baadsgaard H., Ovan Breemen. Thermally-induced migration of Rb and Sr in an adamellite. — *Eclog. Geol. Helv.*, 1970, v. 63, № 1.
80. Beckinsale R. D., Gale N. H. A reappraisal of the decay constants and branching ratio of K^{40} . — *Earth Planet. Sci. Let.*, 1969, v. 6, № 4.
81. Brewer M. S. Excess radiogenic argon in metamorphic micas from the eastern Alps, Austria. *Earth Planet. Sci. Let.*, 1969, v. 6, № 5.
82. Brooks C. The effect of mineral age discordancies on total rock Rb-Sr isochrons of the Heemskirk granite, West. Tasmania. — *J. Geophys. Res.*, 1966, 71, № 22.
83. Compston W., Jeffrey P. M. Anomalous «Common strontium» in granite. — «*Nature*», 1959, № 184, p. 1792.
84. Damon P. E. Potassium — argon dating of igneous and metamorphic rocks with applications to the Basin ranges of Arizona and Sonora. — In.: *Radiometric dating for Geologists*. Ed. Hamilton, Farquhar, 1968.
85. Damon P. E., Kulp J. Z. Excess helium and argon in beril and other minerals. — *Amer. Miner.*, 1958, v. 43.
86. Doe B. R. Lead isotopes. Springer — Verlag. Berlin — Heidelberg, New York, 1970.
87. Eckelmann W. R., Kulp I. Z. Uranium — lead method of age determination. Pt. 1. Lake Athabasca problem. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1956, v. 67.
88. Faul H., Jäger E. Age of some granitic rocks in the vosges, the schwartzwald and the massif Central. — *J. Geophys. Res.*, 1963, v. 68.
89. Faure G., Hurley P. M. The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts. Application to the origin of igneous rocks. — *J. Petrol.*, 1963, v. 4, № 1.
90. Føyn E. Die Verwitterung der Uranmineralen. *Nordk. Geologisk.*, 1938.
91. Geochronology and isotope geochemistry. — In: *An Rep. of the Director of the geophys. Lab. Carnegie. 1963—1964*. Ahrs: G. R. Tilton, G. L. Davis, S. K. Hart e. a.
92. Glendenin L. E. Present status of the decay constants. — *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1961, v. 91, art. 2.
93. Goldich S. S., Gast P. W. Effect of weathering on the Rb-Sr and K-Ar ages of biotit from the Morton Gneiss, Minesota. *Earth Planet. Sci. Let.*, 1966, v. 1, № 6.
94. Hanson G. N., Gast P. W. Kinetic studies in contact metamorphic zones. — «*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1967, v. 31, № 7.
95. Hart S. R. Petrology and isotopic-mineral age relations in contact metamorphic zone. — *J. Geol.*, 1964, v. 72, № 5.
96. Hart S. R., Dodd R. T. Excess radiogenic argon in pyroxenes. — *J. Geophys. Res.*, 1962, v. 67.
97. Holmes A. The oldest dated minerals of the Rhodesian shield. — «*Nature*», 1954, v. 173.
98. Houtermans F. G. Die Isotopenhäufigkeiten in natürlichen Plei und das Alter des Urans. — *Naturwissenschaften*, 1946, v. 33.
99. Inghram M. G. Stable isotope dilution as an analytical tool. — *Ann. Rev. Nucl. Sci.*, 1954, v. 4, p. 81.
100. Kulp J. L., Bassett W. H. The base exchange effects on potassium — argon and rubidium — strontium isotopic ages. *Geochronology of rock systems*. — *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1961, v. 91, art. 2.
101. Kulp J. L., Eckelmann R. W. Discordant U—Pb ages and mineral type. — *Amer. Miner.*, 1957, v. 42.
102. Nicolaysen L. O. Solid diffusion in radioactive minerals and the measurement of absolute age. — «*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1957, v. 11, N 1/2.
103. Nicolaysen L. O. Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. — *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1962, v. 91, art. 2.
104. *Radiometric dating for geologists*. Ed. Hamilton E. I. Farquhar. London — New York — Sydney, Intersci. publ., 1968.
105. Silver L. T., Dautsch S. Uranium-lead isotopic variations in zircons. A case of study. — *J. Geol.*, 1963, v. 71, № 6.
106. Stieff L. R., Stern T. W. Graphic and algebraic solutions of the discordant lead-uranium age problem. — «*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1961, v. 22, № 1.
107. Tables for the calculation of lead isotope ages. — *U. S. Geol. Surv.*, Prof. Paper, 1959, N 334A, p. 1. Ahrs: I. R. Stieff, T. W. Stern, S. Oshiro e. a.
108. Tilton G. R. The interpretation of lead age discrepancies by acid washing experiments. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1956, v. 37, № 2.
109. Tilton G. R. Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. — *J. Geophys. Res.*, 1960, v. 65, № 9.
110. Tilton G. R., Nicolaysen L. O. The use of monazites for age determination. — «*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1957, v. 11, № 1/2.
111. Wasserburg G. I. Diffusion processes in lead — uranium systems. — *Geophys. Res.*, 1963, v. 68, N 16.

112. Wetherill G. W. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age pattern. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1956, v. 5, № 5/6.

113. Wetherill G. W. Discordant uranium-lead ages. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1956, v. 37, № 3.

КО ВТОРОЙ И ТРЕТЬЕЙ ЧАСТЯМ

1. Абельский А. М. О складчатой структуре и разломной тектонике Анабарского щита. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. М., 1970.

2. Аблизин Б. Д., Курбацкий А. М., Крылов И. Н. К стратиграфии верхнего докембрия западного склона Северного Урала. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 9.

3. Абсолютный возраст гранитов Среднего Приднепровья и западной части Украинского щита по данным свинцово-изохронного метода. — В кн.: Вопр. датировки древн. геол. образований и основн. пород. М., 1967. Авт.: Н. П. Щербак, Е. Н. Бартницкий, В. И. Орса и др.

4. Абсолютный возраст метаморфических пород Музкольского комплекса и ваханской серии. — В кн.: Мат-лы по геол. Памира, вып. 2, Душанбе, 1964. Авт.: В. И. Буданов, К. Т. Буданова, Ю. А. Борщевский и др.

5. Абсолютный возраст некоторых кристаллических пород Южного Памира. Труды X сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1962. Авт.: А. Я. Крылов, Ю. И. Силин, Л. Я. Атрашенок и др.

6. Амшинский Н. Н. К вопросу наличия докембрия в Горном Алтае. — Труды Томск. ун-та, 1960, т. 146.

7. Антонок Р. М., Клиндер Б. М. К вопросу о возрасте уртыньжальской серии (Центральный Казахстан). — ДАН СССР, 1968, т. 180, № 4.

8. Архей. — В кн.: Строение земн. коры Якутии и закономерности размещ. полезн. ископ. М., 1969. Авт.: В. И. Кипул, А. Н. Зедгенидов, П. А. Копылов и др.

9. Архей. Протерозой. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 1. Под ред. Л. И. Салона. М., «Недра», 1968.

10. Афанасьев Г. Д. Петрографическое описание Приамурской части Мал. Хингана. — Труды ДВФАН, сер. геол., 1939, № 1.

11. Баратов Р. Б., Мельниченко А. К., Хасанов А. Х. Об абсолютном возрасте некоторых гранитоидных массивов Вост. Гиссара и Каратегина. — ДАН ТаджССР, 1966, т. 9, № 11.

12. Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., Изд-во ЛГУ, 1963.

13. Беккер Ю. Р., Негруца В. З., Полевая Н. И. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборей восточной части Балтийского щита. — ДАН СССР, 1970, т. 193, № 5.

14. Беличенко В. Г., Ескин А. С., Анисимова З. М. Стратиграфия и метаморфизм древних толщ центральной части Баргузинского хребта. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 4.

15. Беличенко В. Г., Хренов П. М., Чернов Ю. А. Поздние молассы раннекаледонской геосинклинали внутренней части Байкальской горной области. — ДАН СССР, 1961, т. 138, № 6.

16. Белькова Л. Н., Огнев В. Н. О докембрии Средней Азии. — Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1961, № 24, вып. 4.

17. Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Стратиграфия и тектоника докембрия Средней Азии. — В кн.: Геология докембрия. М., 1964.

18. Беляевский Н. А. Основные черты геологии Каракорума. — «Сов. геология», 1965, № 1.

19. Беэр А. А. Юдомо-Майский прогиб и его восточное ограничение в верхнем протерозое и нижнем палеозое. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 4.

20. Биркис А. П. Новые данные о древнейших платформенных образованиях на территории Западной Латвии. — В кн.: Вопр. регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1969.

21. Бобриневич А. П., Грицик В. В. Абсолютный возраст дайки долеритов в архейском фундаменте Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1967, № 11.

22. Богданов Н. А. Схема стратиграфии докембрийских отложений хребтов Джагды и Тукурингра. — «Сов. геология», 1968, № 4.

23. Богданов Ю. В., Искандерова А. Д., Левский Л. К. Возраст медоносной удоканской серии (Олекмо-Витимская горная страна) по данным уран-свинцового метода. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 11.

24. Богданова С. В. Петрография и структура кристаллического фундамента Куйбышевского Заволжья. Автореф. дис. М., 1966.

25. Бойко А. К. О стратиграфии докембрийского метаморфического комплекса Раховского массива Восточных Карпат. — Изв. вузов, геология и разведка, 1965, № 4.

26. Бойко А. К. О возрасте пород метаморфического комплекса Мармарошского массива. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1966, № 10.

27. Брунс Е. П. Стратиграфия древних доордовских отложений западной части Русской платформы. — «Сов. геология», 1957, № 59.
28. Буданов В. И. Основные черты истории развития магматизма Памира. — В кн.: Мат-лы по геол. Памира, вып. 2, 1964.
29. Буданов В. И., Месхи А. М., Крылов А. Я. Новые определения абсолютного возраста некоторых магматических и метаморфических комплексов Памира. Там же.
30. Булина Л. В. Структуры фундамента южной части Сибирской платформы. — «Сов. геология», 1968, № 9.
31. Бурксер Е. С., Котловская Ф. И. Опытные определения абсолютного возраста горных пород по амфиболам. — ДАН УССР, 1961, № 12.
32. Бурмин Ю. А., Зверев В. А. Абсолютная геохронология пегматитов Мугуджар. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 8.
33. Васьковский Д. П., Мануйлова М. М. О древней коре выветривания на основных и ультраосновных породах Довыренской интрузии (Сев. Прибайкалье) — Труды БКНИИ СО АН СССР, 1963, вып. 12.
34. Великостлавинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 17.
35. Верхнепротерозойские (синийские) терригенные отложения в районе Инаглинского массива ультраосновных и щелочных пород на Алданском щите. — ДАН СССР, 1967, т. 174, № 2. Авт.: А. М. Корчагин, Е. М. Андреева, Л. Н. Константинова и др.
36. Винкман М. К. Стратиграфия протерозойских, альпийских и кембрийских отложений Горного Алтая. — В кн.: Мат-лы по регион. геол., М., 1959. (Труды СНИИГГИМС, вып. 5).
37. Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. — «Геохимия», 1959, № 7.
38. Виноградов В. А., Красильщиков А. А. О возрасте складчатого фундамента Оленекского поднятия Сибирской платформы. — ДАН СССР, 1963, т. 152, № 3.
39. Вифанский К. Н., Высокоостровская Е. Б., Домарев В. С. Восточный Горный Алтай. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958.
40. Вишневский А. Н. О температурных условиях повторного метаморфизма на Анабарском щите. — Учен. зап. НИИГА, регион, геол., 1969, вып. 14.
41. Возраст гранитоидов микашевичско-жидковичского подземного выступа юга БССР по свинцово-изотопным данным. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 6. Авт.: А. М. Пап, Г. А. Мурина, С. Л. Миркина и др.
42. Возраст некоторых метаморфических и интрузивных образований Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Новые данные по геохрон. шкале. М., 1971. Авт.: Л. Н. Овчинников, С. Н. Вороновский, Г. В. Малярова и др.
43. Волков В. Н. О происхождении пород Курговатского гранитоидного массива. — ДАН ТаджССР, 1959, т. 2, № 2.
44. Волобуев М. И. Верхний архей Енисейского кряжа. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средн. Сибири. Красноярск, 1967.
45. Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Енисейская складчатая область. — В кн.: Геохронология докембрия Сибирск. платф. и ее складч. обрамления. Л., 1968.
46. Волочаев Ф. Я., Кукушкин А. И., Львов К. А. К стратиграфии древних толщ Тимана. — ДАН СССР, 1967, т. 173, № 6.
47. Воскресенская М. Н. Древняя поверхность и кора выветривания в докембрийских породах Курской магнитной аномалии. — «Сов. геология», 1968, № 9.
48. Воскресенская М. Н., Полевая Н. И. Первые данные об абсолютном возрасте пород Курской метаморфической серии. — Бюл. комис. по определению абс. возр. геол. формаций, вып. 3, 1958.
49. Вотах О. А., Дмитриев А. Н. Соотношение докембрийских свит Игарского и Туруханского районов по данным абсолютного возраста. — «Геология и геофизика», 1963, № 7.
50. Врублевич Е. И., Корнев Т. Я. Некоторые вопросы стратиграфии докембрия южной части Енисейского кряжа. — В кн.: Мат-лы по геол. Красноярск. края, вып. 3. Красноярск, 1962.
51. Гамалея Ю. Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 2.
52. Гамалея Ю. Н. Условия проявления гранитоидной щелочной формации на юго-востоке Сибирской платформы, ее петрологическая и геохимическая характеристика (на примере Улканского плутона). Автореф. дис. М., 1968.
53. Гамалея Ю. Н., Забродин В. Е. Древнейшие отложения осадочного чехла юго-востока Сибирской платформы. — «Геология и геофизика», 1967, № 4.

54. Гамалея Ю. Н., Минц В. М. О находке игнимбритов в докембрии Алданского щита. — Там же.

55. Гарань М. И. О возрасте и условиях образования древних свит западного склона южного Урала. — М., Госгеолгиздат, 1946.

56. Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое. В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 3. М., 1964. (МГК, XXII сес.).

57. Гаррис М. А. Доюрская история некоторых эндогенных формаций Урала (по данным радиологического датирования). — В кн.: Проблемы геохимии и космохимии. М., 1968.

58. Гаррис М. А., Постников Д. В. Некоторые итоги геохронологического изучения кристаллического фундамента Русской платформы (Волго-Уральская область). — Труды XV сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций, М., 1970.

59. Гейслер А. Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя в северо-западной части Русской платформы. — В кн.: Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. серия, 1956, вып. 14.

60. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы. М-б 1 : 2 500 000. Под ред. Л. А. Вардамянц. М., изд. МГ и ОН, 1966.

61. Геологическое строение СССР. Т. 3. Магматизм. М., «Недра», 1968.

62. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. — Труды ИАГЕД АН СССР, 1959, вып. 9. Авт.: Г. М. Другова, Л. В. Климов, М. Д. Крылов и др.

63. Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.

64. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении, по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. — В кн.: Докл. сов. геологов, пробл. 3. М., 1964. (МГК, XXII сес.). Авт.: Г. А. Афанасьев, Г. П. Багдасарян, Л. И. Боровиков и др.

65. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., «Наука», 1972. Авт.: С. Б. Лобач-Жученко, К. О. Кратц, Э. К. Герлинг и др.

66. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). — Там же. Авт.: М. А. Гаррис, Г. А. Казаков и др.

67. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968.

68. Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова Думка», 1965.

69. Геохронология докембрия Украины. — Труды XV сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1970. Авт.: Н. П. Семеновко, А. И. Тугаринов, Л. В. Комлев и др.

70. Геохронология кристаллических комплексов докембрия Алдана по данным К-Аг и изохронного урано-ториево-свинцового методов. — В кн.: Геолого-радиолог. интерпретация несходящихся знач. возр. М., 1969. Авт.: Д. А. Михайлов, Э. К. Герлинг, О. А. Левченко и др.

71. Геохронология уральского докембрия. — «Геохимия», 1970, № 4. Авт.: А. И. Тугаринов, Е. В. Библикова, А. А. Краснобаев и др.

72. Герлинг Э. К., Артемов Ю. М. Абсолютная геохронология южных и центральных районов Енисейского кряжа. — «Геохимия», 1964, № 7.

73. Герлинг Э. К., Варшавская Э. С. Определение возраста пород Онетско-Бельской и Присянской зон Восточного Саяна Pb-Sr изохронным методом. — «Геохимия», 1966, № 6.

74. Герлинг Э. К., Морозова И. М. Современное состояние методов определения возраста, основанных на радиоактивном распаде. — В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. М. — Л., 1968.

75. Герлинг Э. К., Овчинникова Г. В. К вопросу о постоянстве скорости радиоактивного распада. — «Геохимия», 1970, № 8.

76. Герлинг Э. К., Варшавская Э. С., Горохов И. М. Попытка определения возраста вмещающих пород Мончегорского никеленосного плутона с помощью К-Аг и Pb-Sr методов. — «Геохимия», 1964, № 6.

77. Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б., Борисенко Н. Ф. Новые данные по абсолютному возрасту иотния Балтийского щита. — ДАН СССР, 1966, т. 166, № 3.

78. Герлинг Э. К., Масленников В. А., Морозова И. М. Древнейшие горные породы Балтийского щита. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968. (МГК, XXIII сес.).

79. Глуховской М. З., Ставцев А. Л. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита. М., «Наука», 1971.

80. Глушков А. П. Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. Л., «Недра», 1968.

81. Гнибиденко Н. С., Шашкин К. С. О возрасте метаморфических пород Аянского района. — «Геология и геофизика», 1969, № 7.

82. Головенко В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье). — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1964, № 97.
83. Головенко В. К. О взаимоотношениях гнейсовой и сланцевой толщ кейвской серии Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы геол. докембрия Балтийск. щита. Л., 1971. (Труды ВСЕГЕИ, т. 175).
84. Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. Определение возраста гранитов карелид Юго-Западной Карелии при помощи Pb-Sr метода. — «Геохимия», 1964, № 10.
85. Горохов С. С. Рифей Уралтау. М., «Наука», 1964.
86. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 15. Авт.: В. А. Масленников, Л. П. Бондаренко, Л. А. Прияткина и др.
87. Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968.
88. Гришкян Р. И., Копылов П. А. К постановке вопроса о новой тектонической модели Алданского щита. — В кн.: Проблемы регион. геол. и петрограф. Сибири и методы геохим. и геофиз. исслед., вып. 2. Новосибирск, 1970.
89. Гурулев С. А., Самбуев К. С. Дресвяники преднижнекембрийской коры выветривания на породах Чагского габбро-перидотитового массива (Северное Прибайкалье). — Труды БКНИИ СО АН СССР, сер. геол., 1964, вып. 15.
90. Давыдченко А. Г. К тектонике Юго-Западного Памира. — В кн.: Мат-лы по геол. Памира, вып. 2. Душанбе, 1964.
91. Давыдченко А. Г. Метаморфическая зональность и петрологическое взаимоотношение ваханской серии и рушанского комплекса (Юго-Западный Памир). — ДАН СССР, 1966, т. 168, № 6.
92. Дагелайская И. Н., Миронюк Е. П., Мошкин В. Н. Раннедокембрийские метаморфические и магматические комплексы Становой складчатой области. Магматические и метаморфические образования Сибири. — В кн.: Тезисы докл. I Сибирск. петрограф. совещ. М., 1966.
93. Дзевановский Ю. К. Архейские граниты Алданского щита. — ДАН СССР, 1946, т. 4, № 3.
94. Дзевановский Ю. К. Алданское нагорье (архей, нижний протерозой). — В кн.: Геол. Сибирск. платф. М., 1966.
95. Доброхотов М. Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии. — «Сов. геология», 1961, № 11.
96. Доброхотов М. Н. Схема стратиграфии докембрия Украинского щита. — «Сов. геология», 1967, № 6.
97. Доброхотов М. Н. О некоторых вопросах геологии докембрия Криво-рождско-Кременчугской структурно-фациальной зоны. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 4.
98. Додин А. Л., Маньковский В. К. Геологическое строение СССР. Т. 1. М., «Недра», 1968.
99. Долгинов Е. А. Роль поперечных тектонических зон в строении Заангарской части Енисейского кряжа. — В кн.: Вопр. геол. Красноярск. края. М., 1964.
100. Драгунов В. И. К вопросу о выделении и расчленении сингитовых отложений Сибирской платформы. — Труды Межведомств. совещ. по разработке унифич. стратиграф. схем Сибири. М., 1958.
101. Дранник А. С. Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита. — «Геотектоника», 1968, № 3.
102. Дранник А. С. Стратиграфия докембрия Овручского кряжа (северная часть Украинского щита). Автореф. дис. Киев, 1972.
103. Дранник А. С., Богацкая И. В. Эффузивно-осадочная формация Овруча. — В кн.: Тезисы докл. I Регион. петрограф. совещ. по европ. части Союза. Киев, 1966.
104. Дунаев В. А. Некоторые дополнительные сведения о магматизме в тараташской свите по данным рубидий-стронциевого метода. — В кн.: Минералы изверж. горн. пород и руд Урала. Л., 1967.
105. Евлентьев И. В. О возрасте «немых» терригенных толщ Зауральского антиклинория. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1970, № 3.
106. Ельянов А. А., Моралев В. М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. — ДАН СССР, 1961, т. 141, № 3.
107. Ермолаев Б. А. О соотношении иенгской и тимитонской серий докембрия Алданского щита. — «Сов. геология», 1972, № 11.
108. Ершов М. В., Марков С. Н., Хайретдинов Р. К. Абсолютный возраст пород зигальтинской свиты Урала. — «Геохимия», 1969, № 5.
109. Ескевич В. А. Новые данные о строении фундамента юга Сибирской платформы. — «Геология и геофизика», 1969, № 6.
110. Ескин А. С., Одинов М. М., Беличенко В. Г. Древние метаморфические комплексы Прибайкалья. — «Геология и геофизика», 1968, № 7.

111. Ефимов Н. А., Бурд Г. И. Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар. — «Сов. геология», 1970, № 11.
112. Жарков А. А., Горячев А. И., Жарков М. А. Стратиграфическое положение Усольской свиты и ее аналогов на юге Сибирской платформы. — Труды ИГТ СО АН СССР, 1969, вып. 51.
113. Жидков А. Я., Миркина С. Л., Голубчина М. Н. Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья. — ДАН СССР, 1963, т. 149, № 1.
114. Жиров К. К., Зыков С. И. Генезис некоторых месторождений свинца по данным изотопных анализов. — «Геохимия», 1956, № 7.
115. Жирова В. В., Зыков С. И., Тугаринов А. И. О возрасте цирконов древнейших формаций Кольского полуострова — «Геохимия», 1961, № 12.
116. Журавлев В. С., Осадчук М. И. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана. — Бюл. МОИП, сер. геол., 1960, т. 35, вып. 3.
117. Журавлев В. С., Осадчук М. И. Тектоническое положение кислородной свиты в составе складчатого фундамента Тимана. — ДАН СССР, 1962, т. 146, № 5.
118. Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 114.
119. Журавлева З. А., Чумаков Н. М. Катаграфии, онколиты и строматолиты из позднего докембрия Восточной Белоруссии. — ДАН СССР, 1968, т. 178, № 3.
120. Журавлева З. А., Комар В. А., Чумаков Н. М. Стратиграфическое соотношение патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского щита. — ДАН СССР, 1959, т. 128, № 5.
121. Забродин В. Е. Особенности развития восточной части Алданского щита на разных этапах формирования его чехла. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 10.
122. Зедгенизов А. Н. Морфогенетические типы цирконов из кварцитов пенгровой серии. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданск. щита. М., 1966.
123. Зленко Н. Д. Позднесинийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита. — Труды ВАГТ, 1961, вып. 2.
124. Зленко Н. Д., Шпак Н. С. Раннесинийские субвулканические образования юго-восточной части Алданского щита. — Труды ВАГТ, 1966, вып. 7.
125. Зленко Н. Д., Шпак Н. С., Ельянов А. А. Верхнепротерозойские магматические породы. Основные и кислые интрузии и эффузивы Алданской антеклизы. — В кн.: Геология Сибирск. платф. М., 1966.
126. Зоненшайн Л. П. О миосинклиналиях. — «Геотектоника», 1969, № 4.
127. Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и п-ова Канин. М. — Л., «Наука», 1964.
128. Изотопный возраст гранит-пегматитов тимптоно-джелтулинского комплекса. — ДАН СССР, 1969, т. 189, № 1. Авт.: О. А. Левченков, Д. А. Михайлов, Г. В. Овчинникова и др.
129. Ициксон М. И., Музылев С. А. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее. — Труды ВСЕГЕИ, 1963, т. 85.
130. Казаков Г. А. Исследование пригодности глаукоцитов для определения абсолютного возраста осадочных пород. — Автореф. дис. М., 1963.
131. Казаков Г. А., Полевая Н. И. Некоторые предварительные данные по разработке последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии по глаукоцитам. — «Геохимия», 1958, № 4.
132. Казаков Г. А., Кнорре К. Г., Прокофьева Л. Н. Абсолютный возраст докембрийских осадочных пород Оленекского поднятия Восточной Сибири. — «Геохимия», 1965, № 11.
133. Казаков Г. А., Кнорре К. Г., Стрижов В. П. Абсолютный возраст докембрия западного обрамления Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское и Чадобецкое поднятия). — Труды XIII сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1966.
134. Казаков Г. А., Кнорре К. Г., Стрижов В. П. Новые данные о возрасте нижних свит нижнебавлинской серии Волго-Уральской области. — «Геохимия», 1967, № 4.
135. Казанский В. И., Иванов И. Б. Два этапа метаморфизма в разломах Центрально-Алданского района. — ДАН СССР, 1968, т. 181, № 1.
136. Кайряк А. И. Литология бесовенкой и салминской свит и проблема ютния Западного Прионежья. Автореф. дис. Петрозаводск, 1966.
137. Кайряк А. И., Хазов Р. А. Иотнийские образования Северо-Восточного Приладожья. — Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1967, вып. 2, № 12.
138. Кафарский А. X. О возрасте эффузивной и терригенной толщ Северного Памира. — Изв. АН СССР, 1965, № 5.

139. К геологии интрузий восточной части Памирского хребта. — Зап. Тадж. отд. Всесоюз. минер. о-ва, 1959, вып. 1. Авт.: В. И. Буданов, А. М. Месхи, А. И. Прокурко и др.

140. К е й л ь м а н Г. А. Новые данные о геологическом строении Сысертской гранитной интрузии. — «Сов. геология», 1958, № 6.

141. К е л л е р Б. М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. М., 1952. (Труды ИГН АН СССР, сер. геол., вып. 109, № 37).

142. К е л л е р Б. М. Рифейская группа. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 10. М., 1964. (МГК, XXII сес.).

143. К е л л е р Б. М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М., Изд-во МГУ, 1968.

144. К е л л е р Б. М., Семихатов М. А. Опорные разрезы рифея материков. — В кн.: Стратиграфия. Палеонтология. М., 1968.

145. К е л л е р Б. М., Хоментовский В. А. Рифейская группа и ее подразделения. — В кн.: Стратиграфия поздн. докембрия и кембрия. М., 1960.

146. К е л л е р Б. М., Кратц К. О., Неелов Л. Н. Палеотектоника докембрия СССР. — В кн.: Докл. сов. геол. Геология докембрия. Л., 1968. (МГК, XXIII сес.).

147. К е л л е р Б. М., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления. — Труды Совещ. по стратигр. Ср. Сибири. Т. 1. Докембрий и кембрий. Красноярск, 1967.

148. К и р и ч е н к о Г. И. Стратиграфия докембрия западной и южной окраин Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское поднятие, северные предгорья Вост. Саяна). — Труды Межведомств. совещ. по разраб. унифицир. стратиграф. схем Сибири. М., 1958.

149. К и р и ч е н к о Г. И. Енисейский кряж. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхн. докембрий. М., 1963.

150. К и ц у л В. И., Лазебник К. А. Геология и петрография докембрийских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры (к проблеме «Унгринского клина»). — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданск. щита. М., 1966.

151. К и ц у л В. И., Зедгенизов А. Н., Лазебник К. А. Стратиграфическое расчленение и корреляция метаморфических толщ верхнеалданской свиты пенгурской серии Алданского щита. — Там же.

152. К л и т и н Н. А., Постельников Е. А. Орогенные образования байкалд Восточной Сибири. — «Геотектоника», 1966, № 6.

153. К л у н н и к о в С. И., Попов А. И. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира. — Труды Тадж.-памирск. экспедиции АН СССР, 1936, вып. 69.

154. К л я р о в с к и й В. М., Чайка В. М. Новые данные о корреляции и возрасте додевонских свит Игаро-Туруханского района. — «Геология и геофизика», 1964, № 8.

155. К н о р р е К. Г., Николаев С. Д., Кац А. Г. К вопросу о геологической структуре и абсолютном возрасте северной части южного обрамления Алданского щита. — Бюл. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций, вып. 9. М., 1970.

156. К о м а р В. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений Северо-Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 154, 1966.

157. К о м а р В. А., Семихатов М. А. К геологической истории Сибирской платформы в позднем докембрии. — ДАН СССР, 1965, т. 161, № 2.

158. К о м л е в Л. В., Горохов И. М. Возраст некоторых геологических формаций Украины по данным стронциевого метода. — Тр. IX сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М. — Л., 1962.

159. К о н е в А. А., Грудинин М. И., Остапенко Ю. П. Тагирский щелочно-габброидный массив в Приольхонье. — «Геология и геофизика», 1967, № 8.

160. К о р и к о в с к и й С. П. Метаморфизм, гранитизации и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967.

161. К о р и к о в с к и й С. П., Федоровский В. С. О геологических и петрологических взаимоотношениях удоканской серии, и станового комплекса. — ДАН СССР, 1964, т. 156, № 2.

162. К о р н е в Т. Я. Габбро-норитовая интрузия южной части Енисейского кряжа. — «Геология и геофизика», 1962, № 5.

163. К о р о л ю к И. И., Сидоров А. Д. Строматолиты мотской свиты Южного Прибайкалья и Юго-Восточного Присяянья. — ДАН СССР, 1969, т. 184, № 3.

164. К о р р е л я ц и я разрезов верхнего докембрия Западного Приверхоянья и Учуро-Майского района. — ДАН СССР, 1966, т. 171, № 4. Авт.: Б. Г. Воронов, В. А. Комар, М. А. Семихатов и др.

165. К р а с и л ь щ и к о в А. А., Вишневский А. Н. Докембрийские интрузии Оленекского поднятия. — Учен. зап. НИИГА, регион. геол., 1963, вып. 1.

166. Краснобаев А. А. Морфологические особенности и α -свинцовый возраст цирконов из различных геологических образований Урала. — В кн.: Абс. датиров. тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., 1966.
167. Краснобаев А. А. Альфа-свинцовый метод и особенности строения цирконов из очковых гнейсов тараташской и песчаников зильмердакской свит. — В кн.: Минералы изверж. горн. пород и руд Урала. Л., 1967.
168. Краснобаев А. А., Свяшин Н. В., Траянова М. В. Абсолютный возраст тараташской свиты на Урале по данным альфа-свинцового метода. — В кн.: Метод. вопросы изотоп. геологии. М., 1965.
169. Кратц К. О. Иотнийские основные породы Южной Карелии и их титано-магнетитовое оруденение. — Труды Карельск.-фил. АН СССР, 1959, вып. 11.
170. Кратц К. О., Шуркин К. А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М., 1960. (МГК, XXI сес.).
171. Крылов А. Я., Силин Ю. И. Абсолютный возраст пород Средней Азии. — Труды XI сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1963.
172. Крылов И. Н. О значении строматолитов *Collenia Buriatica Maslow* для стратиграфии позднегокембрийских отложений окраины Русской платформы. — В кн.: Стратиграфия поздн. докембрия и кембрия. М., 1960.
173. Крылов И. Н. Значение строматолитов для проблемы границы докембрия и кембрия. — В кн.: Докл. сов. геол. Геология докембрия. Л., 1968. (МГК, XXIII сес.).
174. Крылов И. Н., Нужнов С. В., Шаповалова И. Г. О строматолитовых комплексах среднего рифея. — ДАН СССР, 1968, т. 181, № 2.
175. Крылова М. Д., Неелов А. Н. Конгломератовидные породы архейского комплекса Алдана. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9.
176. Кудрявцев В. А. Архей бассейна р. Сутам. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданск. щита. М., 1966.
177. Кудрявцев В. А. Докембрийские комплексы западной части Алданского щита. — Зап. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1969, вып. 35.
178. Кузнецов В. А. Южные районы Алтае-Саянской горной области. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1952, вып. 1.
179. Кузнецов Ю. А. Материалы по геологии южной части Енисейского края. — Вестн. СЗГТ, 1938, вып. 1.
180. Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского края. В кн.: Мат-лы по геол. Зап. Сибири, вып. 15 (57). Томск, 1941.
181. Кулиш Е. А. Особенности осадконакопления высокоглиноземистых пород иенгурской серии алданского архея. — ДАН СССР, т. 179, 1968, № 3.
182. Кутейников Е. С., Масайтис В. Л. Трапный вулканизм и тектоника Сибирской платформы в позднем докембрии. — В кн.: Докл. сов. геол. Вулканизм и тектоника. М., 1968. (МГК, XXIII сес.).
183. Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
184. Лазько Е. М. Об особенностях развития земной коры в догеосинклинальный этап. — «Геол. журн.», 1970, т. 30, вып. 2.
185. Лапинская Т. А. Кристаллический фундамент. — В кн.: Геология СССР. Т. 11. Поволжье и Прикамье, ч. 1. М., 1967.
186. Лениных В. И. Зональность и этапы метаморфизма, проявившегося в миегеосинклинальной области Южного Урала (по данным калий-аргонового метода). — В кн.: Абс. датир. тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., 1966.
187. Лениных В. И. Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Уралтау (путеводитель Уралтауской экскурсии). Свердловск, 1968.
188. Лениных В. И., Паламарь И. П. О возрасте магматических и метаморфических пород Мугоджар (по данным калий-аргонового метода). — В кн.: Абс. датир. тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., 1966.
189. Леоненко И. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С. Докембрий Воронежской антеклизы. — Бюл. МОИП, сер. геол., 1967, № 5.
190. Лесгафт А. В. Стратиграфия докембрийских отложений Енисейского края. — Труды Межведомств. совещ. по разраб. унифицир. стратиграф. схем Сибири. М., 1958.
191. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Минск, 1966. Авт.: А. С. Махнач, В. П. Корзун, В. П. Курочка и др.
192. Лобач-Жученко С. Б. Абсолютный возраст пород в пределах глыб фундамента. — В кн.: Граниты Кольск. полуострова и Карелии. Л., 1963.
193. Лобач-Жученко С. Б., Пинаева Н. И. Об абсолютном возрасте и характере контактов пород архея и нижнего протерозоя (Южная Карелия). — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 12.

194. Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964.
195. Лутц Б. Г. Парагенетический анализ гранитизированных высокоглиноземистых пород Алдана. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданск. щита. М., 1966.
196. Лутц Б. Г., Монмануев К. Б., Николаевский А. А. К вопросу о составе и строении фундамента восточной части Сибирской платформы. — «Геология и геофизика», 1962, № 8.
197. Львов К. А. Кембрийская система Урала. — В кн.: Геол. строение СССР, т. 1. М., 1958.
198. Малахов И. А. Средний состав ультраосновных пород Урала. — В кн.: Магматич. формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969.
199. Мальков Б. А. Новые данные о возрасте досилурийских интрузивных комплексов Тимана и Канина. — ДАН СССР, 1966, т. 170, № 3.
200. Мальков Б. А. Эссекситовые метадиабазы, эссекситовые и апокерсутитовые метагаббро формации щелочных габброидов Северного Тимана. — Труды Ин-та геол. КомиФАН СССР, 1969, вып. 13.
201. Мальков Б. А., Пучков В. Н. Стратиграфия и структура метаморфических толщ полуострова Канин и Северного Тимана. — Труды Ин-та геол. КомиФАН СССР, 1964, вып. 4.
202. Мамаев Н. Ф. Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. М., «Наука», 1967.
203. Мануйлова М. М. Петрология гранитоидов Кодарского плутона (Олекмо-Витимская горная страна). — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9.
204. Мануйлова М. М., Петров Б. В. Нижний, средний, верхний протерозой. Байкальская складчатая область. — В кн.: Геохронология докембрия Сибирск. платф. и ее складч. обрамления. Л., 1968.
205. Мануйлова М. М., Неелов А. Н., Никитина Л. П. Процессы омоложения и вопросы геохронологии докембрия Вост. Сибири. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 4. Геология докембрия. Л., 1968. (МГК, XXIII сес.).
206. Мануйлова М. М., Неелов А. Н., Никитина Л. П. Геологическая интерпретация К-Аг возрастных значений по биотитам. — «Сов. геология», 1969, № 4.
207. Мануйлова М. М., Никитина Л. П., Неелов А. Н. Согласующиеся с геологическими данными изотопные датировки возраста. — В кн.: Геохронология докембрия Сибирск. платф. и ее складч. обрамления. Л., 1968.
208. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
209. Масайтис В. Л., Лурье М. М. Геологическое и радиологическое обоснование возраста трапсов Сибирской платформы. — В кн.: Трапсы Сибирск. платф. и их металлогения. Иркутск, 1971.
210. Масайтис В. Л., Рябченко А. А. Петрохимические особенности пород разновозрастных трапсовых формаций Сибирской платформы. — Труды ВСЕГЕИ, 1974, т. 158.
211. Масарский С. И., Моисеенко Ф. С. О сейсмичности Алтая. — «Геология и геофизика», 1962, № 8.
212. Масленников В. А. Докембрийская кристаллическая толща Юго-Западного Памира. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1955, вып. 5.
213. Масленников В. А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубин. строение вост. части Балтийск. щита. Л., 1968.
214. Матвеев В. Т. Первые данные определения абсолютного возраста некоторых минералов Северо-Востока СССР. Магадан, 1957. (Труды ВНИИ-1, т. 5).
215. Материалы по абсолютному возрасту магматических и полиметаллических рудопроявлений Саяно-Алтайской складчатой области и Енисейского края. — Труды XIII сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1966. Авт.: М. И. Волобуев, С. И. Зыков, Н. И. Ступникова и др.
216. Махнач А. С., Веретенников Н. В. Вулканогенные формации Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1970.
217. Мащак М. С. Трапзовый магматизм южного склона Анабарского щита. — В кн.: Геология и петрология интруз. трапсов Сибирск. платф. М., 1970.
218. Месхи А. М. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира. — В кн.: Мат-лы по геол. Памира, вып. 2. 1964.
219. Метаморфические пояса Байкальской горной области. — В кн.: Метаморфич. пояса СССР. М., 1971. Авт.: Д. А. Великославинский, М. М. Мануйлова, Л. В. Ревякин и др.
220. Миллер Ю. В. О последовательности и структурном соотношении окинской и монгольской свит верхнепротерозойского комплекса Восточного Саяна. — «Геология и геофизика», 1967, № 11.

221. М и л о в с к и й А. В., К н о р р е К. Г. Абсолютный возраст метаморфических пород и гранитоидов Мугуджар по данным К-Аг метода. — Вестн. МГУ, сер. геол., 1965, № 5.
222. М и р о н ю к Е. П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия Алданского щита и соотношение олекминской серии и станового комплекса. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданск. щита. М., 1966.
223. М и р о н ю к Е. П. Геология докембрия западной части Алданского щита. Автореф. дис. Л., 1968.
224. М и р о н ю к Е. П., Л ю б и м о в Б. К., М а г н у ш е в с к и й Э. Д. Геология западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971.
225. М и х а й л о в Д. А. Определение абсолютного возраста диопсидовых метасоматитов Алданского массива. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 7.
226. М и х а й л о в Д. А., Д у к В. Л. Некоторые особенности геологии и геохимии метасоматических образований в архее Алданского щита. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19.
227. М л а д ш и х С. В., А б л и з и н Б. Д. Верхний докембрий Среднего Урала. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 2.
228. М о р а л е в В. М. Возраст ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. — ДАН СССР, 1959, т. 127, № 1.
229. М о р к о в к и н а В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967.
230. М о р о з о в С. Г., Р е в е н к о Э. А. О возрасте карбонатных толщ бавлинских отложений Башкирии. — ДАН СССР, 1969, т. 184, № 4.
231. М о с к а л е в а С. В. О структурном положении гарцбургитовых комплексов западного гипербазитового пояса Урала. — Труды I Урал. петрограф. совещ. Т. 1. Свердловск, 1968.
232. М о ш к а н ц е в К. Б. Тектоника. — В кн.: Строение земн. коры Якутии и закономерности размещ. полезн. ископ. М., «Наука», 1969.
233. М о ш к а н ц е в К. Б., Г у с е в Г. С. О тектоническом развитии западной части Верхояно-Чукотской складчатой области в докембрии и раннем палеозое. — В кн.: Тектоника Сов. Дальн. Вост. и прилегающ. акваторий. М., 1968.
234. М о ш к и н В. Н., Ш п а к Н. С. Раннедокембрийские метаморфические образования Восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджур. — В кн.: Докембрий вост. р-нов СССР. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1967, т. 122.
235. М у р а т о в М. В. Складчатые геосинклинальные пояса и системы и особенности их развития. — Изв. Геол. ин-та, сер. геол., тектон., стратиграф., металлогении. София, 1968, кн. 17.
236. М у р а т о в М. В., А р х и п о в И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых сооружений Юго-Западной и Центральной Азии. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1961, т. 36, № 4.
237. М у р и н а Г. А., Х о р е в а Б. Я., Щ и г о л е в Н. Д. Становление и активизация метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрологическим и радиологическим данным. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 8.
238. М у с а т о в Д. И. Некоторые проблемы докембрия Саяно-Енисейской складчатой области. — В кн.: Стратиграф. докембрия и кембрия Ср. Сибири. Красноярск, 1967.
239. М у с а т о в Д. И., В о л о б у е в М. И. Сопоставление стратиграфических схем докембрия и кембрия Енисейского кряжа и некоторых других районов обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Геология юго-зап. обрамления Сибирск. платф. М., 1964.
240. М у с а т о в Д. И., Т а р к о в А. П. К вопросу о тектоническом строении Центральной части Алтае-Саянской области. — ДАН СССР, 1959, т. 126, № 16.
241. Н а л и в к и н А. Б. О стратиграфии и тектонике метаморфической толщи Тимана. — Труды Совещ. по уточнению унифич. стратиграф. схем палеозоя Волго-Уральск. нефтегазоносн. провинции (додевон). М., 1962.
242. Н а л и в к и н Д. В. Обзор геологии Памира и Бадахшана. — Труды Всесоюз. геологоразв. объедин., 1932, вып. 182.
243. Н а у м о в а С. Н. Спориво-пыльцевые комплексы рифейских и нижнекембрийских отложений СССР. — В кн.: Стратиграфия поздн. докембрия и кембрия. М., 1960.
244. Н е е л о в А. Н. Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 4. Л., 1968. (МГК, XXIII сес.).
245. Н е к о т о р ы е данные о геохронологии глубинных пород базитового ряда из Средней Азии. — Труды XIV сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1967. Авт.: Е. М. Головин, Л. А. Юрьева, Р. М. Хасанов и др.
246. Н е х о р о ш е в В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
247. Н и к и т и н а Л. П., М а н у й л о в а М. М., Н е е л о в А. Н. Геологическая интерпретация расходящихся К-Аг возрастных значений по биотитам. — В кн.: Геология и геохронология Сибирск. платф. и ее складч. обрамления. Л., 1968.

248. Николаев В. А., Вендланд К. Н. Материалы к петрологии Памира. — Труды Тадж. Памирск. экспедиции АН СССР, 1934, вып. 7.
249. Новые данные к геохронологической шкале Урала. — Труды XI сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1963. Авт.: М. А. Гаррис, Н. И. Дядин, Е. А. Денисенко и др.
250. Новые данные по абсолютной геохронологии докембрия Белоруссии. — В кн.: Вопр. датировки древнейш. геол. образований и основн. пород. М., 1967. Авт.: Э. К. Герлинг, А. М. Пап, И. М. Морозова и др.
251. Новые данные по стратиграфии рифея Юго-Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. — «Сов. геология», 1970, № 3. Авт.: В. А. Комар, М. А. Семихатов, С. Н. Серебряков и др.
252. Н у ж н о в С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М. «Наука», 1967.
253. Н у ж н о в С. В. Региональная стратиграфическая шкала протерозоя Алданского щита. — В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. 18. Якутск, 1968.
254. Н у ж н о в С. В., Я р м о л ю к В. А. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы. — «Сов. геология», 1959, № 7.
255. Н у ж н о в С. В., Я р м о л ю к В. А. Новые данные по стратиграфии докембрия на примере Алданского щита. — «Сов. геология», 1968, № 5.
256. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — В кн.: Магматич. формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. (Труды Второго Уральского петрограф. совещ., т. 1). Авт.: Л. Н. Овчинников, А. И. Степанов, А. А. Краснобаев и др.
257. О б р у ч е в С. В. Основные подразделения протерозоя в СССР. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 10. М., 1964. (МГК, XXII сес.).
258. О б э п о х а х гранитоидного магматизма Памира и Дарваза. — ДАН СССР, 1961, т. 136, № 3. Авт.: В. И. Буданов, А. М. Месхи, В. Н. Волков и др.
259. О в о з р а с т е габброидов Волго-Уральской области. — В кн.: Вопр. датировки древнейш. геол. образований и основн. пород. М., 1967. (Труды XIV сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций). Авт.: М. А. Гаррис, Д. В. Постников, Ю. Н. Попов и др.
260. О в о з р а с т е гранитов и гранито-гнейсов Корсакапайского поднятия (Центральный Казахстан). — Вестн. МГУ, сер. 4, геология, 1968, № 3. Авт.: Ю. А. Зайцева, С. И. Зыков, А. А. Краснобаев и др.
261. О в о з р а с т е метаморфических толщ ваханской серии (Юго-Западный Памир). — ДАН СССР, 1969, т. 189, № 4. Авт.: Л. Л. Шанин, И. Б. Иванов, М. А. Личарев и др.
262. О в о з р а с т е и соотношении терской и туринской свит (южное побережье Кольского полуострова). — ДАН СССР, 1971, т. 200, № 4. Авт.: Э. Н. Сергеева, В. В. Тимофеев, А. С. Сергеев и др.
263. О в ч и н н и к о в Л. Н., Д у н а е в В. А. Израндит — древнейшая горная порода Урала. — В кн.: Вопр. датировки древнейш. геол. образований и основн. пород. М., 1967.
264. О в ч и н н и к о в Л. Н., Д у н а е в В. А., К р а с н о б а е в А. А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 3. М., 1964. (МГК, XXII сес.).
265. О г р е н и л ь с к о й фазе магматизма в Северном Казахстане. — «Геохимия», 1970, № 1. Авт.: А. И. Тугаринов, Е. В. Бибилова, О. М. Розен и др.
266. Определение абсолютного возраста осадочных и вулканогенных формаций. — В кн.: Определение абс. возр. дочетверт. формаций. М., 1960. Авт.: Н. И. Полевая, Г. А. Мурина, В. Д. Спрингсон и др.
267. Определение возраста древнейших пород свинцово-изохронным и изотопно-спектральным стронциевым методами. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 10. Авт.: Э. В. Соботович, С. М. Гращенко, В. И. Александрук и др.
268. О п р о т е р о з о й с к о м возрасте пород Алданского комплекса. — «Геохимия», 1967, № 3. Авт.: А. И. Тугаринов, Е. В. Бибилова, Г. Л. Мельникова и др.
269. О с и п о в а З. В. Вещественный состав и условия формирования юрских отложений Лено-Анабарского района в связи с проблемой коллекторов алмаза. Автореф. дис., Л., 1966.
270. О с н о в н ы е этапы формирования складчатой структуры фундамента древних платформ и их отличительные особенности. М., «Наука», 1971. Авт.: К. О. Кратц и др.
271. О с о б е н н о с т и тектонического строения архейских образований Алданского горнопромышленного района. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 11. Авт.: Н. Г. Судовиков, Т. И. Другова, М. Д. Крылова и др.
272. О с о о т н о ш е н и и данных по абсолютному возрасту пород докембрия и прорывающих их каледонских гранитоидов на примере Кокчетавского массива. — Труды XIII сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1966. Авт.: О. М. Розен, В. И. Серых, Ю. А. Борщевский и др.

273. О трехчленном делении рифея по строматолитам. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 10. Геология докембрия. М., 1964. (МГК, XXII сес.). Авт.: В. А. Комар, И. Н. Жрылов, С. В. Нужнов и др.
274. Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 10.
275. Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, сер. геол., 1962, вып. 5.
276. Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. — В кн.: Вопр. сравнит. тектоники древн. платформ. М., 1964.
277. Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 5.
278. Павловский Е. В., Ескин А. С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М., «Наука», 1964.
279. Пап А. М. Новые данные по стратиграфии кристаллического фундамента Белоруссии. — ДАН БССР, 1962, т. 6, № 1.
280. Пап А. М. Магматические и метаморфические комплексы докембрия БССР. Минск, Изд-во АН БССР, 1962.
281. Пап А. М. Краткий очерк геологии кристаллического фундамента Белоруссии. — «Сов. геология», 1964, № 8.
282. Парфенов Ю. И. О тектонике южной части Енисейского кряжа. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, 1963.
283. Пасумский И. М. Новые данные по тектонике фундамента востока Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., 1970.
284. Пепеляев Б. В., Фордуй Р. С. Архейская группа. Протерозойская группа (Северо-Восток СССР). — В кн.: Геология СССР. Т. 30. М., 1970.
285. Первые данные по изотопному возрасту гранитоидов района Парандово-Надвоицы (Центральная Карелия), полученные Pb-Sr методом. — В кн.: Геологор. радиол. интерпретация несходящихся знач. возр. М., 1969. Авт.: Э. К. Герлинг, М. Л. Ященко, Э. С. Варшавская и др.
286. Покровский А. В. К геологии и петрологии древнего метаморфического комплекса Южного Узбекистана. — В кн.: Геология и рудоносность палеозоя Южн. Узбекистана. Ташкент, 1965.
287. Полевая Н. И., Казаков Г. А. Новые данные по геохронологии позднего докембрия. — ДАН СССР, 1960, т. 135, № 1.
288. Полевая Н. И., Казаков Г. А. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению Ar^{40}/K^{40} в глауконитах. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 12.
289. Полевая Н. И., Казаков Г. А., Мурина Г. А. Глаукониты как индикатор геологического времени. — «Геохимия», 1960, № 1.
290. Полевая Н. И., Мурина Г. А., Казаков Г. А. Абсолютный возраст нижнепалеозойских и позднедокембрийских глауконитов европейской части СССР. — ДАН СССР, 1960, т. 133, № 6.
291. Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. — Труды XVII сес. МГК, 1939.
292. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология докембрия Балтийского щита. — В кн.: Определение абс. возр. дочетверт. формаций. М., 1960.
293. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 12.
294. Половинкина Ю. Ир. История геологического развития Украинского кристаллического массива. — В кн.: Докл. сов. геол. М., 1960 (МГК, XXI сес.).
295. Половинкина Ю. Ир. Нижнепротерозойская приднепровская серия Украины и ее стратиграфическое расчленение. — ДАН СССР, 1960, т. 135, № 1.
296. Половинкина Ю. Ир. О стратиграфическом расчленении древней гнейсовой толщи Украины. — ДАН СССР, 1960, т. 134, № 4.
297. Половинкина Ю. Ир. О происхождении кордиеритовых гранитов. Бердичевский «гранит» Украины. — В кн.: Петрограф. сб., № 5. М., 1963. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 98).
298. Половинкина Ю. Ир. Роль и значение пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев в докембрийских массивах. — В кн.: Вопр. геологии Кавказа. Ереван, 1964.
299. Половинкина Ю. Ир. Стратиграфия и роль ультраметаморфизма в Украинском кристаллическом массиве. — В кн.: Проблемы геол. докембрия. Киев, «Наукова Думка», 1971.
300. Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б. Генезис чарнокитов. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 13. М., 1964. (МГК, XXII сес.).
301. Поляк Э. А. Геологическое строение Печенгской структурной зоны. — В кн.: Геология и глубин. строение вост. части Балтийск. щита. Л., 1968.

302. Попов В. С. О возрасте метаморфических пород Горного Алтая. — Изв. вузов, геология и геофизика, 1960, № 2.
303. Поспелов А. Г. Кузнецкий Алатау и Горная Шория. — В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Азиатская часть СССР. М., 1963.
304. Постановление МСК. Материалы конф., семинаров, совещ. Вып. 7. М., ОНТИ ВИЭМС, 1965.
305. Постников Д. В. Разрез нижнего докембрия в Туймазинском районе. — ДАН СССР, 1967, т. 172, № 5.
306. Постников Д. В., Удовиченко Э. М. Анатектиты и метасоматиты в составе отложений докембрия северных районов Русской платформы. — ДАН СССР, 1969, т. 184, № 3.
307. Проблема верхней границы докембрия Средней Сибири. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 4. Геология докембрия. Л., 1968. (МГК, XXIII сес.). Авт.: В. Е. Савицкий, А. П. Щеглов, М. К. Виниман и др.
308. Пронин А. А. Основные тектонические структуры Урала и их происхождение. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 8.
309. Раабен М. Е. О стратиграфическом положении слоев с *Gimnosolen*. — В кн.: Стратиграфия поздн. докембрия и кембрия. М., 1960.
310. Раабен М. Е. О границе среднего и верхнего рифея. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 10.
311. Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского щита. М., Госгеолтехиздат, 1959.
312. Рабкин М. И. Докембрий Анабарского щита. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М., 1960. (МГК, XXI сес.).
313. Рабкин М. И. Анабарский массив. Оленекское поднятие. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 3. Магматизм. М., 1968.
314. Рабкин М. И., Лопатин Б. Г. Метаморфические и магматические формации Анабарского щита. В кн.: Магматич. и метаморфич. образования Сибири. М., 1966.
315. Разницын В. А. Тектоника среднего Тимана. Л., «Наука», 1968.
316. Результаты геохронологического изучения свинцовым и аргоновым методами катархейских образований р. Вороньей Кольского полуострова. — В кн.: Геолого-радиолог. интерпретация несходящихся знач. возр. М., 1969. Авт.: К. К. Жиров, Г. И. Шестаков, М. П. Кравченко и др.
317. Результаты изучения разреза и керна по опорной скважине 2000 (район г. Туймазы). — В кн.: Глубин. строение Урала. М., 1968. Авт.: М. А. Гаррис, Д. В. Постников, Ю. Н. Попов и др.
318. Реутов Л. М. К вопросу о строении пенгурской серии архея Алданского щита. — В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР. Вып. 18. Якутск, 1968.
319. Реутов Л. М., Ляхницкий В. В. Нижнепротерозойские образования Олекмо-Токкинского водораздела. — Там же.
320. Решение Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы. Л., 1962. (М-во геологии СССР. ВСЕГЕИ).
321. Решение Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Средней Азии. Ташкент, изд. АН УзбССР, 1959.
322. Ростовцев А. Н., Симоненко Т. Н. Строение фундамента Западно-Сибирской плиты. — В кн. Геол. строение и перспективы нефтегазоносн. Зап.-Сиб. низм. М., 1958.
323. Rb-Sr возраст изверженных и метаморфических пород Северного Приладожья. — В кн.: Геолого-радиолог. интерпретация несходящихся знач. возр. М., 1969. Авт.: И. М. Горохов, Э. С. Варшавская, Э. П. Кутявин и др.
324. Рудаков С. Г. О метаморфическом комплексе Чивчинских гор и его взаимоотношения с древнейшими породами Раховского массива. — В кн.: Очерки по геол. Сов. Карпат. Вып. 1. М., 1966.
325. Рудник В. А. Раннедокембрийская гранитизация и ее связь с тектоническим развитием Алданского щита. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1967, т. 135.
326. Рудник В. А. Гранитообразование и тектогенез. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 4. Геология докембрия. Л., 1968. (МГК, XXIII сес.).
327. Рудник В. А., Соботович Э. В. О возрасте полиметаморфических комплексов пенгурской серии Сибирской платформы. — ДАН СССР, 1969, т. 189, № 4.
328. Рудник В. А., Соботович Э. В. О возрасте пород тимптонской и джелтулинской серии Алданского щита. — ДАН СССР, 1969, т. 189, № 8.
329. Рудник В. А., Соботович Э. В. Последовательность геологических событий в докембрии Алданского щита. — ДАН СССР, т. 200, 1971, № 3.
330. Рудник В. А., Соботович Э. В. Расчленение полиметаморфических комплексов на основе свинцово-изотопных исследований. — В кн.: Междунар. геохим. конгресс. Т. 2. М., 1971.
331. Рудник В. А., Соботович Э. В. Свинцово-изохронный метод стратиграфического анализа. — ДАН СССР, 1971, т. 199, № 4.

332. Рудник В. А., Соботович Э. В., Искандерова А. Д. Свинцово-свинцовые отношения как основа периодизации докембрия. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 11.
333. Рудник В. А., Соботович Э. В., Терентьев В. М. Об архейском возрасте древнейших пород Алданского щита. — ДАН СССР, 1969, т. 138, № 4.
334. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Стратиграфия. Т. 1. М., «Недра», 1964.
335. Салоп Л. И. Геохронология докембрия и особенности раннего этапа развития Земли. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 10. Геология докембрия. М., 1964. (МГК, XXII сес.).
336. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., «Недра», 1967.
337. Салоп Л. И., Мурина Г. А. Возраст Бердяшского плутона рапакиви и проблемы геохронологических границ нижнего рифея. — «Сов. геология», 1970, № 6.
338. Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. — Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 68.
339. Семихатов М. А. К проблеме общей стратиграфической схемы докембрия. — Изв. АН СССР, 1966, № 4.
340. Семихатов М. А., Чумаков М. М. Сибирская платформа. — В кн.: Геохронология Сибирск. платф. и ее складч. обрамления. Л., «Наука», 1968.
341. Семихатов М. А., Комар В. А., Серебряков С. Н. Новые данные о строматолитах юдомской свиты и ее аналогов. — ДАН СССР, 1967, т. 175, № 5.
342. Семихатов М. А., Комар В. А., Серебряков С. Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. — Труды ГИН АН СССР, 1970, вып. 210.
344. Сердюченко Д. П. Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. М., Изд-во АН СССР, 1959.
345. Синицин А. А. Гиперборейская трапшовая формация. Автореф. дис. М., 1965.
346. Ситдииков Б. С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань, Изд-во Казанск. ун-та, 1968.
347. Скляров Р. Я. Некоторые черты геологического строения Чадобецкого поднятия. — В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Красноярск. края. Вып. 3. Красноярск, 1962.
348. Смирнов А. М. Докембрийские этапы геологической истории Востока Азии (на примере Советского Дальнего Востока). — В кн.: Тектоника Советск. Дальн. Востока и прилегающ. акваторий. М., 1968.
349. Смирнов А. М., Шульдинер В. И., Фалькин Е. М. Архей юго-востока Сибири и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., 1970.
350. Смирнов Ю. Д. История развития Уральской складчатой области в докембрии. М., «Недра», 1964.
351. Соботович Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М., Атомиздат, 1970.
352. Соботович Э. В., Гращенко С. М. Изотопный состав свинца как критерий возраста единичных образцов изверженных пород. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 4.
353. Соботович Э. В., Рудник В. А. Истинный и кажущийся радиологический возраст пород алданского комплекса. — ДАН СССР, 1971, т. 192, № 4.
354. Соботович Э. В., Рудник В. А. К проблеме анализа геологических событий на основе свинцово-изотопного датирования. — В кн.: Тезисы докл. на 17-й сес. по определению абс. возр. геол. формаций. Киев, 1971.
355. Соботович Э. В., Гращенко С. М., Ефимов И. А. О возрасте и происхождении эколгитов Кокчетавского антиклинория (Северный Казахстан). — «Геология и геофизика», 1968, № 7.
356. Соботович Э. В., Гращенко С. М., Ловцюс А. В. Возраст пород Шарыжалгайской серии (Байкальская глыба). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 9.
357. Соколов Б. С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 10. М., 1964. (МГК, XXII сес.).
358. Соколов Б. С. Стратиграфические границы нижнепалеозойских систем. — В кн.: Докл. сов. геол. Стратиграфия нижнего палеозоя Центр. Европы. М., 1968. (МГК, XXIII сес.).
359. Солонцов Л. Ф., Тимергазин К. Р. Волго-Уральская область. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верх. докембрий. М., 1963.

360. Сорокин Ю. А. О возрасте и составе Сауксайской свиты. — В кн.: Мат-лы по геологии Памира. Вып. 1. Душанбе, 1963.
361. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданск. щита. М., 1966. Авт.: Н. И. Веревкин, В. И. Егин, Е. М. Заболоцкий и др.
362. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. — Труды НИИГА, 1959, т. 101. Авт.: В. Е. Савицкий, К. К. Демочкидов, Р. Ф. Соболевская и др.
363. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.
364. Стратиграфия докембрия Белоруссии и смежных районов по материалам абсолютного летоисчисления. — «Сов. геология», 1964, № 3. Авт.: Э. К. Герлинг, А. М. Пап, И. М. Морозова и др.
365. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным. — В кн.: Геология юго-зап. обрамления Сибирск. платф. М., 1964. Авт.: М. И. Волобуев, С. И. Зыков, Д. И. Мусатов и др.
366. Стратиграфия верхнего докембрия (рифей) Южных Мугоджар. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 6. Авт.: В. И. Фонарев, А. В. Миловский, Р. В. Гетлинг и др.
367. Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, Красноярск. книжн. изд-во, 1967. Авт.: С. В. Обручев, А. Н. Неелов, Л. П. Никитина и др.
368. Стратиграфия докембрийских образований Восточного Саяна. М., «Недра», 1968. Авт.: А. Л. Додин, А. З. Конинов, В. К. Маньковский и др.
369. Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1969.
370. Ступникова Н. И., Зыков С. И., Жиров Е. К. Радиологический возраст пегматитовых жил Северной Карелии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 4.
371. Судовиков Н. Г., Крылов М. Д., Неелов А. Н. К вопросу об абсолютном возрасте архея Алданского щита. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9.
372. Схема стратиграфии докембрийских образований восточной части Балтийского щита. — В кн.: Стратиграфия и изотоп. геохронология вост. части Балтийск. щита. Л., 1971. Авт.: К. О. Кратц, К. А. Шуркин, В. А. Масленников и др.
373. Тарасов Л. С., Зыков С. И. Геохронология докембрия Карелии и Кольского полуострова по изотопно-свинцовым данным. — В кн.: Стратиграфия и абс. геохронология докембрия вост. части Балтийск. щита. (Тезисы научн. конф.). Л., 1967.
374. Тектоника Евразии. Под ред. А. Я. Яншина. М., «Наука», 1966.
375. Тимергазин К. Р. Додевонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа, Башкиргоиздат, 1959.
376. Тимергазин К. Р. О разделении бавлинского комплекса востока Русской платформы на три серии. — В кн.: Вопр. геологии вост. окраины Русск. платф. и Юж. Урала, вып. 8. Уфа, Изд-во БФАН СССР, 1962.
377. Тихомиров С. Н., Яновский А. С. Новые данные о докембрии Юго-Восточного Приладожья. — ДАН СССР, 1970, т. 194, № 3.
378. Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. Раховский кристаллический массив. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
379. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1966.
380. Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Горлов Н. В. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций. — «Геохимия», 1970, № 3.
381. Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Горошенко Г. Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита. — «Геохимия», 1968, № 9.
382. Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Зыков С. И. Абсолютный возраст горных пород КМА. — «Геохимия», 1964, № 3.
383. Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибилова Е. В. Об определении абсолютного возраста осадочных пород свинцово-урановым методом. — «Геохимия», 1963, № 3.
384. Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. К геохронологии юга Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, 1965, № 1.
385. Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. Особенности их вещественного состава и генезис (на примере хр. Марункеу). Автореф. дис. М., 1956.
386. Ушакова З. Г. Магматические формации Русской платформы. — В кн.: Петрология и формац. деление докембрия Русск. платф. (Тезисы докл.). Киев, 1966.
387. Ушакова З. Г. Закономерности размещения и развития магматических формаций в осадочном чехле Русской платформы. — В кн.: Мат-лы IV Всесоюз. петрограф. совещ. Баку, 1969.

388. Фирсов Л. В. Об абсолютном возрасте метаморфических пород Северо-Востока СССР и проявлениях повторного метаморфизма. — ДАН СССР, 1962, т. 143, № 1.
389. Фрумкин И. М. Новые данные по стратиграфии архея Алданского щита. — В кн.: Тезисы докл. Совещ. по корреляции стратиграф. схем АССР. Л., 1961.
390. Фрумкин И. М. Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., 1970.
391. Фрумкин И. М. Стратиграфия раннего докембрия Алданского щита. Автореф. дис. 1971.
392. Фрумкин И. М., Нужнов С. В. Основные проблемы геологии архея Алданского щита. — В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР. Вып. 18. Якутск, 1968.
393. Хатунцева А. Я. Стратиграфия докембрия северо-западной (волинской) части Украинского щита. — Геол. журн., 1972, № 1.
394. Хоментовский В. В., Семихатов Т. А., Репина Л. Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна. — В кн.: Регион. стратиграфия СССР. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1969.
395. Хорева Б. Я. Типы метаморфических комплексов постпротерозойских складчатых областей и проблема метаморфических формаций. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1971, т. 158.
396. Хорева Б. Я., Буданова К. Т. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира и методика их изучения. — В кн.: Первое Среднеазиатск. регион. петрограф. совещ. (Тезисы докл.). Ташкент, 1965.
397. Хорева Б. Я., Мурина Г. А. Использование радиологических методов для выделения этапов метаморфизма в раннедокембрийских образованиях молодых складчатых областей (на примере Юго-Зап. Памира). — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 6 и 13А. М., 1968. (МГК, XXIII сес.).
398. Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Шергина Ю. П. Возраст субстрата метаморфических серий Юго-Западного Памира по данным свинцово-изохронного метода. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 8.
399. Хренов П. М. Некоторые замечания к тектонической карте Евразии и монографии «Тектоника Евразии». — «Геотектоника», 1968, № 5.
400. Черкасов Р. Ф. Некоторые вопросы геологии и методики картирования флогопитоносных полей в архее центральной части Алданского щита. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. М., 1967.
401. Чирвинский В. Н. О некоторых эффузивных породах Волны из пределов б. Новоградволинского и Житомирского уездов и о зоне разлома в сев.-зап. части Украинской кристаллической полосы. — Вестн. Укр. геол. комис., 1928, вып. 2.
402. Шнип О. А., Князев В. С., Мельниченко А. К. Абсолютный возраст древних толщ юга Средней Азии. — Труды XV сес. Комис. по определению абс. возр. геол. формаций. М., 1970.
403. Шпак В. С. Новые данные по стратиграфии архейских и протерозойских образований восточной окраины Алданского щита. — Труды ВАГГ, 1961, вып. 7.
404. Шулешко И. К. Циркон метаморфических пород архейского комплекса Восточного Саяна как показатель их генезиса. — В кн.: Литология докембрия. Л., 1970.
405. Шулешко И. К., Никитина Л. П. О положении ментатгольской толщи в нижнем докембрии Восточного Саяна. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Ср. Сибири. Красноярск, 1967.
406. Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Эволюция магматизма в раннем докембрии. — В кн.: Докл. сов. геол., пробл. 4. Геология докембрия. Л., 1968. (МГК, XXIII сес.).
407. Щека С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., «Наука», 1969.
408. Энтин А. Р. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в центральной части Алданского щита. Автореф. дис. Новосибирск, 1971.
409. Юго-западная граница и возраст Алданского щита. — «Геология и геофизика», 1962, № 11. Авт.: А. Н. Неелов, В. А. Глебовицкий, А. Г. Кац и др.
410. Яковлев Б. Г. Региональный метаморфизм и вопросы геологического развития кристаллического фундамента Татарии. Автореф. дис. М., 1967.
411. Яценко М. Л., Варшавская Э. С., Мануйлова М. М. Абсолютный возраст гранитоидов Абчадской интрузии по данным Pb-Sr метода. — «Геохимия», № 2, 1964.
412. Яценко М. Л., Варшавская Э. С., Мануйлова М. М. Исследование первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в различно метаморфизованных породах Северного Прибайкалья с целью определения абсолютного возраста. — «Геохимия», 1965, № 5.

413. Яценко М. Л., Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. Возраст древнейших пород Южной Карелии по данным стронциевого метода. — «Геохимия», 1964, № 6.
414. Clark S., Robertson E., Birch F. Experimental determination of kyanite-sillimanite equilibrium relations at high temperatures and pressures. — Amer. J. Sci., 1957, v. 225, № 9.
415. Fahrig W. F., Garcher E. H., Larochelle A. The tectonic significance of diabase dyke swarms of the Canadian shield. The Upper Mantle Symposium New Dehli, 1964. Copenhagen, 1965.
416. Gulson B. Radiometriset lanmaaritykset. — Ann. Rep. Geol. Surv. Finland for 1969. Otaniemi, 1970.
417. Isotopic dating of very early Precambrian amphibolite facies gneisses from the Godthaab district, West Greenland. — Earth Plan. Sci. Lett., 1971, № 12, Ahrs.: L. P. Black, N. H. Gale, S. Moorbath, R. S. Pankhurst e. a.
418. Kratz K. O., Gerling E. K., Lobach-Zhuchenko S. B. The isotope geology of the Precambrian of the Baltic shield. — Canad. J. Earth Sci., 1968, v. 5, № 1.
419. Preliminary Rb-Sr geochronology of the North Ladoga Region, Soviet Karelia. — Eclog. Geol. Helv., 1970, v. 63/1. Ahrs: I. M. Gorochoy, E. P. Kutjavin, E. S. Varschavskaja e. a.
420. Tugarinov A. I., Bibikova E. V. Geochronological events in the precambrian history of the eastern part of the Baltic shield by Rb-U-Th method. — Europ. Colloquium Geochronology Abstr. Brussels, 1971.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. Н. И. Полевая	5
Введение. Ю. Ир. Половинкина	9

Ч А С Т Ъ П Е Р В А Я

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Глава 1. Радиологические методы определения возраста минералов и горных пород	13
Аргоновый метод. Г. А. Мурина	15
Стронциевый метод. Г. А. Мурина	25
Свинцовый метод. С. Л. Миркина, А. Д. Искандерова	31
Глава 2. Интерпретация данных радиологических методов. Н. И. Полевая и Г. А. Мурина	40

Ч А С Т Ъ В Т О Р А Я

ОЧЕРКИ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ СССР

Глава 1. Восточная часть Балтийского щита. С. Б. Лобач-Жученко	52
Беломорско-Лапландский и Мурманский блоки архейд	56
Кольско-Норвежская и Карельская зоны карелид	58
Глава 2. Фундамент плиты Русской платформы	70
Прибалтика и Ленинградская область. С. Ф. Паламарчук, С. Н. Тихомиров	71
Белоруссия и прилегающие к ней области. А. М. Пап	74
Воронежский кристаллический массив и Курская магнитная аномалия. Н. И. Полевая	79
Волго-Уральская область. М. А. Гаррис, Д. В. Постников	84
Глава 3. Украинский кристаллический массив. Ю. Ир. Половинкина, Н. И. Полевая	89
Возраст суперкрупных комплексов архея и раннего протерозоя	94
Возраст гранитоидов архея и раннего протерозоя	98
Породы среднего и позднего протерозоя	104
Глава 4. Докембрийский чехол Русской платформы. М. А. Гаррис, Б. М. Келлер, Д. В. Постников, К. Э. Якобсон	111
Восточные районы	113
Центральные и западные районы	115
Северные районы	119
Докембрийские магматические образования чехла Русской платформы. З. Г. Ушакова	120
Глава 5. Карпаты. К. Э. Якобсон	125
Глава 6. Ранний докембрий Урала. М. А. Гаррис	128
Глава 7. Поздний докембрий Урала, Тимана и Мугоджар. М. А. Гаррис	133
Глава 8. Средняя Азия.	147
Северный и Средний Тянь-Шань. Т. А. Додонова	—
Гиссарская зона Тянь-Шаня. О. А. Шнип, В. А. Кутенец, С. Л. Миркина	149
Северный Памир. В. С. Лутков, М. Х. Халилов	150
Юго-Западный Памир. И. Б. Иванов, М. А. Лицарев, Л. Л. Шанин	151
Возраст этапов метаморфизма пород Юго-Западного Памира. Б. Я. Хорева, Г. А. Мурина, А. Д. Искандерова	155

Глава 9. Восточный Казахстан. Н. Н. Великая	159
Глава 10. Алтае-Саянская область. В. М. Кляровский	169
Глава 11. Восточно-Саянская складчатая область (Восточный Саян и юго-западная часть хр. Хамар-Дабан). Л. П. Никитина, В. П. Митрофанов	178
Глава 12. Енисейский кряж. М. И. Волобуев, Н. И. Ступникова, С. И. Зыков	189
Глава 13. Байкальская горная область. М. М. Мануйлова	202
Глава 14. Забайкалье. Л. А. Козубова	215
Глава 15. Ранний докембрий Сибирской платформы	218
Алданский щит. Д. А. Михайлов	—
Последовательность геологических событий в докембрии Восточной Сибири по радиологическим данным. В. А. Рудник	228
Анабарский щит. М. И. Рабкин, Б. Г. Лопатин	254
Оленекское поднятие. А. А. Красильщиков	262
Глава 16. Средне-позднедокембрийский магматизм Сибирской платформы. В. Л. Масайтис	263
Среднепротерозойские ультраосновные и щелочные интрузии Алданского щита. А. Д. Дашкова	267
Глава 17. Поздний докембрий Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. М. А. Семихатов, Н. И. Полевая, М. И. Волобуев, Г. А. Казаков, А. А. Красильщиков	268
Нижняя граница рифея	271
Средний рифей	273
Верхний рифей	278
Венд	280
Глава 18. Таймырский полуостров и прилегающие острова Северного Ледовитого океана. М. Г. Равич, М. И. Рабкин	284
Глава 19. Буреинский массив. В. К. Путинцев	291
Глава 20. Срединные и остаточные дорифейские массивы Северо-Востока СССР. И. А. Загрузина	294

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Глава 1. Ранний докембрий. Ю. Ир. Половинкина	301
Маркирующие толщи и возрастные реперы	302
Геологическое содержание возрастных отрезков раннего докембрия	305
Глава 2. Поздний докембрий. Б. М. Келлер, Н. И. Полевая, М. А. Семихатов	307
Корреляция разрезов рифея	309
Геохронологическая шкала рифея	319
Заключение. Ю. Ир. Половинкина, Н. И. Полевая	323
Список литературы	329
К первой части	—
К второй и третьей частям	333

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

ГЕОХРОНОЛОГИЯ СССР

том I

ДОКЕМБРИЙ

Редактор издательства В. И. Невельштейн
Художественный редактор Л. А. Яценко
Графические работы выполнены Ю. И. Прошлецовым
Техн. редактор Н. П. Старостина
Корректор Л. И. Зайцева

Сдано в набор 31/V 1973 г. Подписано в печать 25/IX 1973 г. М-07602.
Формат 70 × 108^{1/16}. Бумага № 1. Печ. л. 22 + 1 вкл. Усл. л. 31,5. Уч.-изд. л. 31,91.
Тираж 2200 экз. Заказ № 329/885. Цена 3 р. 27 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский проспект, 91.

855