

В. М. Кляровский

О ПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ

Новосибирск · 1960

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
С И Б И Р С К О Е О Т Д Е Л Е Н И Е
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В. М. КЛЯРОВСКИЙ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР
НОВОСИБИРСК

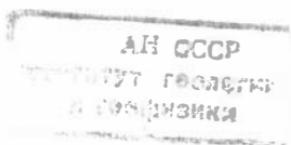
1960

В работе кратко излагаются современные методы определения относительного и абсолютного возраста геологических образо-

уделено описанию радиологических методов, широко внедряемых в последнее время в практику геологических исследований.

Работа рассчитана на широкие круги геологов, студентов геологических факультетов, интересующихся вопросами определения возраста пород и Земли в целом.

Ответственный редактор
член-корр. АН СССР Ф. Н. ШАХОВ



Вениамин Михайлович Кляровский

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Редактор *Т. М. Назарянц.*
Художественный редактор *А. А. Федиахметов.*
Технический редактор *А. Ф. Мазурова.*
Корректор *Р. П. Ефимова.*

Сдано в набор 27 февраля 1960 г. Подписано к печати 26 июля 1960 г. Формат 60×92/16 = 4 бум. л., 8,0 печ л., 7,2 + 4 вкл. уч. изд. л. Тираж 1000. МН 03542.

Издательство Сибирского отделения Академии наук СССР. Новосибирск, Советская, 30. Заказ № 322. Типография № 1 Полиграфиздата. Новосибирск, Красный проспект, 20.

Цена 6 р. 65 к.

*«Камни не существуют от века, они
тоже дети ВРЕМЕНИ»*

(Линней. «Система породы»)

Вопросы возраста и возрастных взаимоотношений горных пород и целых толщ являются одними из основных во всех разделах геологии. Поэтому не случайно, что они находятся в центре внимания геологической науки, начиная с самых истоков ее зарождения. На протяжении более двухсот лет геология вынужденно довольствовалась относительным возрастным расчленением и сопоставлением, которое на заре науки все же способствовало крупнейшим достижениям. По мере роста научных достижений определение относительного возраста горных пород и их комплексов становится недостаточным и не позволяет решать большие задачи современной теоретической и прикладной геологии, для чего необходимы не только знание возраста геологических образований в абсолютном летоисчислении, но и представление о длительности создавших их геологических процессов. Этим обусловлен интерес, который проявляется сейчас к широкому использованию в практике геологических работ методов определения абсолютного возраста геологических образований.

Характеристика различных методов определения абсолютного возраста и результаты проведенных по ним исследований даны в большом числе работ, опубликованных в многочисленных журналах и изданиях. Единственной обобщающей отечественной работой на эту тему является исследование одного из основателей этой области науки в СССР, И. Е. Старика — «Радиоактивные методы определения геологического времени». Опубликована она была в 1938 г. и сейчас представля

Предлагаемая работа дает краткое обобщение современных данных по возрастным определениям. Так как в ней не

освещены многие детали и дискуссионные вопросы определения возраста, то она не является исчерпывающей, тем не менее нам представляется, что книга сможет оказать помощь геологам, студентам геологических специальностей и другим интересующимся лицам в ознакомлении с современными методами геологической хронологии.

Пользуясь случаем, автор приносит глубокую благодарность Ф. Н. Шахову, Ю. А. Кузнецову, К. К. Жирову, Э. В. Соботовичу и товарищам по работе — Г. Л. Поспелову, А. Н. Ворсину, Г. А. Чернову, Н. Х. Белоус, сделавшим в процессе работы ряд ценных замечаний и пожеланий.

ВВЕДЕНИЕ

Земная кора, имеющая в пределах континентов мощность около 30—40 км¹, характеризуется сложным строением. В особенностях состава, структуры, во взаиморасположении различных горных пород и их комплексов, слагающих земную кору, запечатлены геологические процессы и историческая последовательность их проявления. Изучение особенностей строения доступных для нашего наблюдения участков земли позволяет реставрировать отдельные этапы исторического развития земной коры и выяснять закономерности этого развития. Это имеет как познавательное, так и прикладное значение.

Историко-геологический анализ территории различных регионов дает возможность установить истинное взаимоотношение между породами, определить условия и историю формирования пород, заключенных в них руд и тектонических структур и тем самым понять закономерности возникновения и пространственного распределения необходимых стране полезных ископаемых. Эти практические вопросы, часто связанные с выяснением возраста, возрастных отношений горных пород и длительности геологических процессов, всегда являлись важнейшими в общем комплексе геологических исследований.

Современная геология обладает рядом методов определения возраста горных пород. Все они образуют две большие группы: 1) методы определения относительного возраста, позволяющие определить возраст одного события по отношению его к другим известным событиям, и 2) методы определения

¹ Мощность коры под океанами меньше: местами 8, а чаще — 4—5 км. В отдельных районах кора, вероятно, вообще отсутствует и под илом скрывается «подкорковый» субстрат.

абсолютного возраста, позволяющие возраст событий исчислять абсолютными величинами — тысячелетиями, миллионами или миллиардами лет.

Методы первой группы дают возможность определить относительный возраст пород, однако не позволяют решить, какой промежуток времени прошел с момента их образования и какое время они формировались. Эти ответы дают методы второй группы — абсолютной геохронологии.

Поскольку описанию различных методов определения относительного возраста пород посвящена большая специальная и общая литература, то в настоящей работе они характеризуются значительно короче, чем методы определения абсолютного геологического возраста.

Глава первая

ИЗ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ДЛИТЕЛЬНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

Представление о большой длительности геологического времени (несколько миллиардов лет), положенное в основу теории развития жизни на Земле и самой Земли, только недавно стало руководящей идеей естествоиспытателей. Утвердилось оно в упорной и длительной борьбе с идеалистическими взглядами о постоянстве мира, истоком которых явились библейские легенды о сотворении мира в шесть дней, всемирном потопе и пр.

В основе старого мировоззрения лежала ограниченность знаний, породившая представление об абсолютной неизменяемости природы и краткости времени, протекшего с момента чудодейственного сотворения мира. Эти взгляды еще в XVIII в. проповедовались многими учеными-естествоиспытателями. Так, итальянский ученый аббат А. А. Моро (1687—1764) созданную им схему образования и развития Земли укладывал в библейские шесть дней творения. Немецкий ученый Лемон полагал, что изученные им пласты пород, слагающие горы Гарца и Тюрингии, отложились все сразу во время описываемого в библии всемирного потопа. Даже видный немецкий ученый-геолог А. Г. Вагнер (1750—1817) считал, что вообще все слоистые горные породы образовались во время всемирного потопа.

В начале XIX в. крупнейший французский естествоиспытатель Ж. Кювье (1769—1839), исходя из метафизических взглядов о неизменяемости видов, пришел к выводу, что находящиеся в земле окаменелости ныне не существующих организмов указывают на ряд катастроф, губивших все живое, после чего очередной акт божественного творения каждый раз создавал новые существа. Ж. Кювье говорил о четырех таких катастрофах. Его ученик, крупный палеонтолог

А. д'Орбиньи насчитывал 27 катастроф и 27 актов божественно

Гипотеза катастроф, отрицая непрерывно-поступательный процесс развития земного шара, в своей основе имела неправильное представление о малой продолжительности существования Земли, в связи с чем хорошо укладывалась в рамки библейских догм. Справедливая оценка катастрофизма была дана Ф. Энгельсом в «Диалектике природы» (1952, стр. 9): «Теория Кювье о претерпеваемых Землей революциях была революционна на словах и реакционна на деле. На месте одного акта божественного творения она ставила целый ряд повторных актов творения и делала из чуда существенный рычаг природы».

Наряду с господством метафизических и идеалистических воззрений, уже на первых этапах развития научных представлений о мире высказывались материалистические взгляды. Так, древнегреческий философ Гераклит (ок. 530-470 гг. до н. э.) утверждал, что мир существует вечно, но непрерывно изменяется, проходя через периоды разрушения и созидания. Знаменитый таджикский философ и врач Абу Али ибн Сина (ок. 980—1

как и бог. Актуалистический¹ подход к объяснению геологических материалов позволил Леонардо да Винчи (1452—1519) уверенно выступить с критикой легенды о всемирном потопе, доказывая значительную продолжительность существования Земли. В середине XVIII в. известный французский натуралист Ж. Л. Бюффон (1707—1788) в сочинении «Эпохи природы» (1779) определил общую продолжительность жизни Земли, включая и стадию ее существования в виде раскаленной звезды, в 74 800 лет. Хотя, как мы знаем теперь, эта цифра даже приблизительно не соответствует действительности, тем не менее современникам Бюффона она казалась громадной и вызвала ярость богословов. Церковь осудила это «еретическое» сочинение, а Бюффону грозила жестокими карами, заставляя его отречься от написанного им о происхождении Земли. Еще до появления работ Кювье, Бомона и других катастрофистов выдающийся французский естествоиспытатель Жан Ламарк (1744—1829), впервые излагая в сочинении «Философия зоологии» целостную теорию эволюционного развития животного мира, пришел к выводу о весьма значительной древности нашей планеты.

¹ *Актуализм* — учение о применимости научных для современных геологических процессов, к познанию явлений далекого прошлого.

Одним из первых естествоиспытателей, ясно представлявших и научно доказывавших огромную длительность земной истории, был наш великий соотечественник М. В. Ломоносов (1711—1765). В своей замечательной работе «О слоях земных» (1763) он отчетливо показал, что развитие Земли происходило и происходит при сложном взаимодействии естественных геологических процессов, что Земля непрерывно изменяется и имеет очень длительную историю. Для иллюстрации этого он отмечал, что время, истекшее с тех пор, как в северных районах России перестали существовать мамонты, на основании некоторых исторических и астрономических данных определяется цифрой порядка 400 000 лет.

М. В. Ломоносова можно считать основоположником современного материалистического подхода к геологии. Его замечательные идеи намечали правильные принципы и пути познания исторического развития Земли, но, к сожалению, они остались неизвестными ученым Запада, где еще почти более 100 лет господствовало идеалистическое представление, питавшее нелепые идеи катастрофистов. Правда, единичные ученые шли правильным путем. Так, несколько позже М. В. Ломоносова шотландский геолог Джеймс Геттон (1726—1797) в сочинении «Теория Земли» (1795), отстаивая строго научный подход к геологическим явлениям, высказывался за весьма длительный возраст Земли, за бесконечный процесс ее непрерывного преобразования, протекающего эволюционным путем.

Окончательно укрепилось в науке представление о значительной продолжительности истории Земли в середине XIX в. под влиянием работ английского геолога Ч. Ляйеля (1797—1875) и автора теории происхождения видов Ч. Дарвина (1809—1882). В замечательном труде «Основы геологии» (1833) Ч. Ляйель показал, что для объяснения изменения земной поверхности в геологической истории нет никакой необходимости прибегать к каким-то особым силам и катастрофам. Для этого следует обратиться к самым обычным геологическим факторам, проявляющимся повседневно, на наших глазах: к деятельности ветра, дождя, рек, морского приливов, вулканов, землетрясений. Эти медленно действующие факторы за многие миллионы лет жизни Земли могли произвести огромные изменения в ее внутреннем и внешнем строении и в облике поверхности.

Эта работа нанесла серьезный удар по теории катастроф, поскольку Ч. Ляйель, придя к выводу о длительности существования нашей планеты, доказал, что в минувшие времена геологические процессы могли протекать с той же интенсив-

ностью, что и в настоящее время. Эти процессы вызывали и вызывают довольно заметные изменения земной поверхности.

Ф. Энгельс писал: «...лишь Ляйель внес здравый смысл в геологию, заменив внезапные, вызванные капризом творца, революции постепенным действием медленного преобразования Земли» («Диалектика природы», 1952, стр. 9). Показав, что ныне действующими факторами можно объяснить все события, зафиксированные в геологической летописи, Ляйель лишил катастрофистов их основной опоры.

С выходом в свет книги Дарвина «О происхождении видов» (1859) мистические идеи катастрофистов были уничтожены навсегда. Теория эволюции, гениально разработанная Дарвином, дала исторической геологии законы развития живых организмов. После этого геология стала обогащаться элементами подлинной истории развития органического мира. Ископаемые органические остатки стали рассматриваться не как игра природы или следы всемирного потопа, а как определенные звенья цепи закономерных изменений органического мира.

Таким образом, установление длительности развития Земли и эволюции органического мира явилось основой для нового качественного и количественного подхода к оценке возраста слагающих ее толщ, а следовательно, потребовало рождения новых, особых методов измерения времени.

Глава вторая

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ВОЗРАСТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Чтобы познать историю развития того или иного участка земной коры, необходимо установить и по возможности реставрировать последовательную смену геологических событий от момента образования наиболее древних пород до наиболее молодых и выяснить причины изменений, обусловивших их современный облик. Иначе говоря, надо определить возраст пород и процессов относительно друг друга, т. е. их относительный возраст. Обычно это решается чисто геологическими методами, возникшими еще на заре геологической науки.

Первыми исследователями в этом направлении были датчанин Николаус Стено и английский инженер Вильям Смит. Николаус Стено (1632—1687), придя к правильному представлению о процессе образования осадочных пород путем отложения вещества из воды, установил две основные закономерности: 1) что каждый слой ограничен двумя параллельными поверхностями, имеющими первоначально горизонтальное положение, и 2) что каждый слой должен иметь значительную горизонтальную протяженность и занимать большую площадь.

Следовательно, если наблюдается наклонное залегание слоев, то, надо думать, что оно возникло после их отложения в результате каких-то последующих процессов. Проводя геологические наблюдения в Италии (область Тоскана), Стено правильно определял по взаимоположению слоев их относительный возраст, считая верхние породы моложе нижних.

Вильям Смит (1769—1839), участвуя в работах по прогнанию каналов, обратил внимание на то, что смежные слои горных пород обычно содержат сходные ископаемые органические остатки и, наоборот, далеко отстоящие слои характе-

ризуются резко отличными окаменелостями. В сочинении «Об отождествлении слоев по ископаемым» он показал, что благодаря наличию специфических остатков один и тот же пласт может быть прослежен на большом пространстве даже в том случае, если изменяется состав слагающих его пород. Смит выяснил, что с изменением возраста меняются органические остатки, а следовательно, изучение их особенностей может позволить установить стратиграфическую последовательность слоев, отвечающую хронологическому порядку их отложения на дне моря.

Работы Смита были продолжены и развиты во Франции Ж. Кювье и А. Броньяром, которые в 1807 г. опубликовали географо-минералогическое описание Парижского бассейна, сопровождаемое геологической картой, показывающей распространение толщ различного возраста.

Трудно переоценить значение этих работ, ибо мало можно назвать открытий, которые бы так способствовали развитию геологии, как установление роли окаменелостей в определении возраста пород. Работами Стено, Смита, Кювье и Броньяра были заложены основы важнейших геологических методов — стратиграфического¹ и палеонтологического², используемых для вертикального расчленения древних толщ и определения относительного возраста их пластов.

Стратиграфический метод определения относительного возраста

В основе стратиграфического метода лежит представление о формировании осадочных пород в воздушно-водной среде путем последовательного осаждения материала сверху вниз. Это определяет отложение его более или менее ровными горизонтальными слоями, последовательно лежащими друг на друга. Благодаря этому, вертикальный разрез нормально залегающей толщи отражает последовательную смену отлагающегося материала и дает представление об изменении условий формирования ее во времени. Каждый вышележащий

¹ *Стратиграфия* (от латинского слова «стратум» — слой и греческого слова «графо» — описываю) — раздел науки, занимающийся изучением взаимоотношения и последовательности образования горных пород, слагающих земную кору.

² *Палеонтология* — наука, изучающая по ископаемым остаткам организмов и следам их жизнедеятельности историю развития растительного и животного мира в течение всего геологического времени.

пласт является более молодым, чем пласт нижележащий, его подстилающий (рис. 1).

Это правило применимо не только к собственно осадочным образованиям, но и для определения относительного возраста излившихся вулканических пород. Оно не теряет своей силы и в условиях нарушенного залегания до тех пор, пока сохраняется нормальная последовательность слоев. В противном случае, как например, при опрокинутых складках, согласных взбросах или несогласно падающих взбросах (рис. 2), этот способ сам по себе, естественно, не может дать дос

лечения дополнительных данных.

Возраст складчатости выясняется путем сопоставления возраста пород, слагающих складку, с возрастом нескладчатых или менее складчатых пород, перекрывающих ее. Всякое нарушение пород является более молодым, чем горные породы, затронутые этим нарушением. Так, анализируя взаимоотношения геологических образований, показанные на рис. 3, мы устанавливаем следующую последовательность геологических событий: относительно древняя толща (1), приведенная складкообразованием в наклонное положение, разорвана позже она прорвана магматическим телом (5) на глубине и размыта с поверхности; на поверхности размыта (4) отложилась относительно наиболее молодая толща (2).

Изверженные (магматические) породы, прорывающие осадочные, метаморфические и сложные вулканогенные комплексы, возникают в результате внутрикоровых глубинных процессов Земли, благодаря подъему магматического вещества и эманаций в более высокие горизонты земной коры. Поэтому возраст интрузивного тела всегда мол

меняет (рис. 4). Относительный возраст даек, жил, силловых залежей выясняется по прорыву и изменению ими вмещаю-

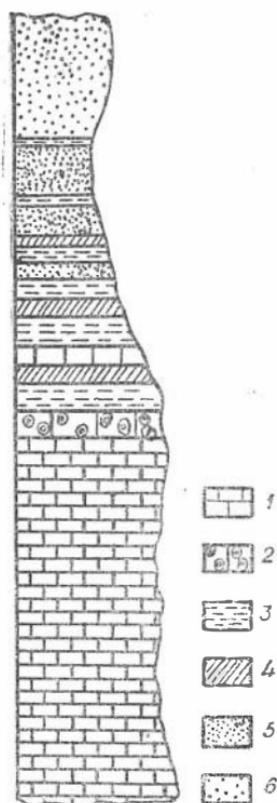


Рис. 1. Нормальная последовательность слоев в разрезе кембрийских отложений Иркутского угленосного бассейна (по М. К. Коровину).

1 — известняки и доломиты; 2 — оолитовые известняки; 3 — глинистые сланцы; 4 — гипс; 5 — песчаник красный; 6 — песчаник серый.

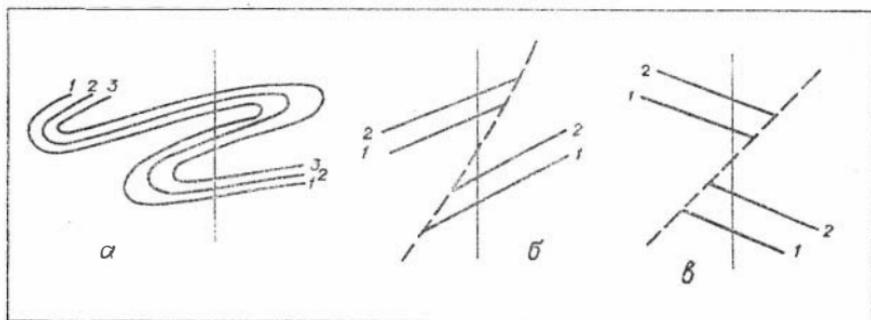


Рис. 2. Примеры ненормальной последовательности слоев.
 а — опрокинутая складка; б — согласный взброс; в — несогласно падающий взброс.

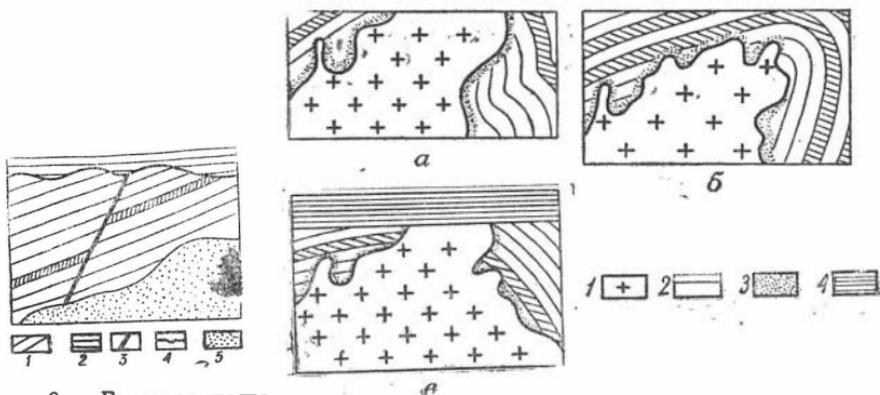


Рис. 3. Взаимоотношения разновозрастных геологических образований. Древней осадочной толщи (1), нарушения (3), поверхности размыва (4), молодой перекрывающей толщи (2) и магматического тела (5).

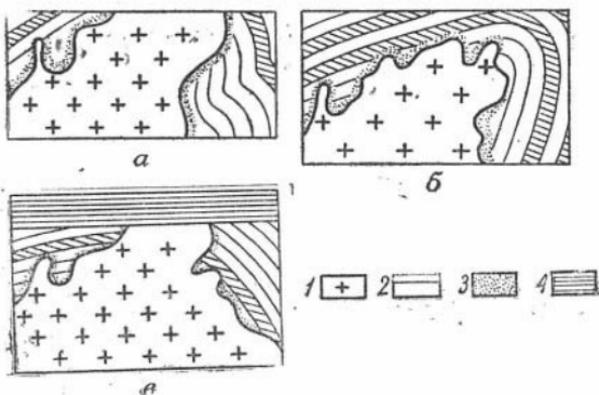


Рис. 4. Относительный возраст магматических тел.

а, б — магматическое тело (1) моложе вмещающих его пород (2), измененных в контактовой зоне (3); в — магматическое тело (1) древнее пород (4), лежащих на поверхности его размыва.

щих пород (рис. 5) или по пересечению одних даек другими (ри

При определении относительного возраста очень важную роль играет установление длительно-эволюционного или прерывистого формирования толщ. Если породы переходят друг в друга постепенно (макроскопически или микроскопически), то говорят о непрерывности хода процесса отложения. Резкое же изменение состава строения пород свидетельствует о большом или меньшем перерыве в отложении последних и обуславливается скрытым или явным несогласным налеганием толщ. Несогласие чаще всего проявляется в наличии неров-

ной, сильно размытой поверхности нижних (одного или нескольких) слоев (см. рис. 3), в наличии окатанных мелких и крупных обломков пород в основании верхнего слоя, в сохранении остатков погребенных почв, продуктов коры выветривания, древнего карста или других признаков континентального режима, наземных или подводных размывов. Такой контакт указывает не только на перерыв в осадконакоплении, но и на возможное уничтожение отдельных слоев или целых толщ и вынужденное отсутствие («выпадение») их в разрезе.

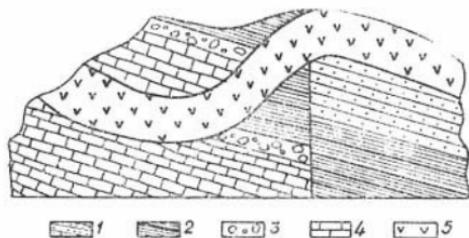


Рис. 5. Относительный возраст дайки. Молодая дайка (5) пересекает более древние наклоненные складчатостью разновозрастные толщи (1, 2, 3, 4) и нарушение, их разрывающее.

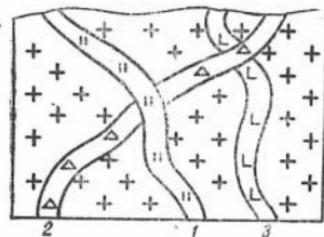


Рис. 6. Относительный возраст даек и жил в порядке их пересечения. Жила 1 моложе жилы 2, последняя моложе жилы 3: все они моложе прорываемого ими гранита.

Если разновозрастные породы, лежащие друг на друге, отличаются углами падения, то это свидетельствует о том, что перерыв в осадко и может быть довольно значительным во времени. Относительная длительность такого перерыва, а также время проявления тектонических дислокаций, нарушающих подстилающие породы, устанавливается после выяснения возраста пород.

Стратиграфический метод широко используется при полевых геологических исследованиях, хотя он применим только для изучения отдельных разрезов земной коры, а также в случаях, когда представляется возможность проследить отдельные пласты или пачки на некотором расстоянии (рис. 7).

Пользуясь стратиграфическим методом для каждого района, на основании определения мощности пород и их последовательности составляется сводная схема налегания пород друг на друга. Условный чертеж в масштабе, отображающий мощности и порядок наложения горных пород, называется стратиграфической колонкой.

Стратиграфический метод имеет повсеместное и широкое применение при расшифровке строения каждого участка Зем-

ли, но сам по себе не решает строения больших и сложно построенных территорий, ибо там недоступны наблюдению (закрыты и нарушены) многие непосредственные переходы между породами. Чтобы установить место данного слоя в общепринятой геохронологической шкале, сопоставить между со-

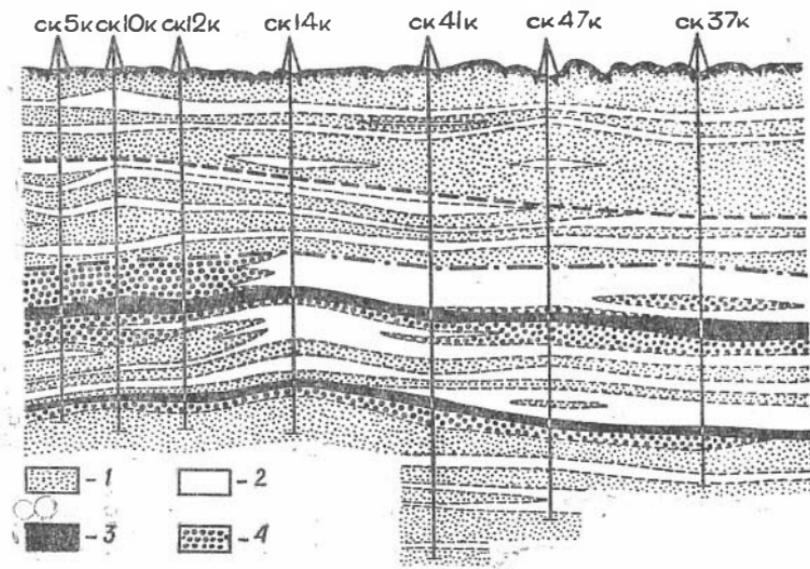


Рис. 7. Геологический разрез через Колпашевское железорудное месторождение.

1 — пески и песчаники, 2 — глинистые породы, 3 — железные руды, 4 — оруденелые песчаники.

бой строение различных районов или их стратиграфические колонки, необходимо еще обязательно знать возраст хотя бы одного из слагающих пластов для отыскания аналога на соседней территории. В данном случае используется палеонтологический метод.

Палеонтологический метод определения относительного возраста

Выше уже отмечалось, что основоположниками палеонтологического метода расчленения пород по их возрасту были В. Смит, Ж. Кювье и А. Броньяр. Однако подлинно научное обоснование этот метод получил только в теории Дарвина о происхождении видов. Она осветила новым светом работы многочисленных предшественников и с необычайной убедительностью показала, что органический мир следует представлять «...не в виде отдельных разрозненных очагов жизни, не-

зависимо возникавших и вновь угасавших в разные геологические периоды, а в виде великого дерева жизни, наполняющего своими мертвыми изломанными сучьями земную кору и покрывающего ее поверхность своими пышными, вечно растающимися ветвями» (А. П. Павлов, 1897). Ископаемые остатки прежней органической жизни приобрели в свете этой теории особый интерес как родичи и предки современных организмов. Это уже не «курьезы природы», не «фигурные камни», привлекающие взоры своими странными, необычными формами, это важнейшие документы исторического развития органической жизни на Земле, документы весьма длительной истории развития самой Земли. Из этой теории следовало, что, чем древнее пласт, тем в принципе обязательнее он должен сохранять в себе остатки менее разнообразных и все более низкоразвитых организмов. В связи с учением об эволюционном развитии жизни на Земле в основу палеонтологического метода положено представление, что в последовательной смене ископаемых организмов, обнаруживаемых в мощных толщах осадочных пород, выражается исторический процесс последовательного развития органической жизни. Он проходил

следующим образом. Поэтому палеонтологический метод применим не только для возрастного расчленения толщ в одном разрезе, но и позволяет с большей или меньшей точностью проводить возрастное сопоставление разрезов, удаленных друг от друга. По некоторым остаткам проводится сопоставление пород для разных континентов и даже всей земной поверхности.

Органический мир, появившийся на ранних этапах истории Земли, все время развивался и изменялся. Под влиянием изменяющихся внешних условий развитие организмов шло преимущественно от более простых, низкоорганизованных форм к более совершенным и высокоорганизованным. Процесс эволюции считается необратимым, и организмы, приобретшие при развитии какие-либо новые признаки, не могут вернуться в прежнее, исходное состояние. Таким образом, исчезнувшие виды организмов не могут появиться второй раз на Земле.

Возникавшие виды организмов отличались от ранее существовавших. Старые формы частично вымирали, а частично видоизменялись, приспособляясь к новым жизненным условиям. Поэтому в древних пластах горных пород мы встречаем остатки более простых организмов, а в поздних отложениях — организмов иного облика. Эта особенность развития органического мира, подмеченная впервые еще Вильямом Смитом, и лежит в основе использования данных

палеонтологии при определении относительного возраста пластов.

Из представления об общей постепенной эволюции возникло положение, что пласты, заключающие в себе одинаковые окаменелости, имеют и одинаковый возраст. В действительности это не совсем так и решение этого вопроса значительно сложнее, чем представляется с первого взгляда.

Прежде всего, не все виды организмов прошлых геологических периодов имеют одинаковое значение для возрастных целей. Некоторые животные и растения, обладающие способностью приспосабливаться к изменяющимся условиям среды, прошли через миллионы лет геологической истории без существенных изменений, и остатки их встречаются в самых разнообразных по возрасту слоях горных пород. Другие организмы, наоборот, быстро эволюционировали. Многие из них характеризуются

этому остаток небольшой мощности, т. е. имеют узкое вертикальное распространение. Такие органические остатки пригодны для характеристики возраста пород. Их научная ценность становится особенно велика, если они обладают большой площадной распространённостью,

быстрым расселением их на дневной поверхности. В установлении относительного возраста горных пород и при сопоставлении удаленных друг от друга разрезов главное значение имеют именно такие фаунистические группы. Их называют *руководящими* ископаемыми.

Таким образом, с каждым комплексом разновозрастных горных пород в принципе связан определенный комплекс руководящих ископаемых. Однако это положение справедливо только для пород, которые формировались в одних физико-географических условиях. Наоборот, в толщах с сильной фациальной изменчивостью как раз не присутствие, а отсутствие одинаковых видов часто бывает свойственно строго разновозрастным слоям (Р. Ф. Геккер, 1948). Это объясняется приспособляемостью организмов к определенному образу и обстановке жизни. Так, фауна внутренних осолоненных бассейнов иная, чем фауна внутренних опресненных бассейнов и лагун, и обе они значительно отличаются от организмов открытого моря, а животный мир на континенте резко отличен от морского и т. д. Поэтому при изменении условий жизни и миграции фаций неминуема миграция в пространстве и во времени как отдельных форм, так и целых их комплексов. В связи с этим, при возрастных исследованиях можно сравнивать только органические остатки, заключенные в сходных

породах, имевших одинаковые или близкие условия формирования. Из-за этого для каждого фациального комплекса пород существует соответствующее сообщество руководящих органических остатков. Если же учесть, что процесс смены фауны во времени не проходит мгновенно, то этот метод позволяет определять возраст пород только условно и только в довольно крупных этапах геологической истории. Новые исследования показывают, что различные виды фауны в разных местах появлялись не одновременно, расселялись с разной скоростью, не повсеместно и не в одно время вымирали.

Остаточные, или, как говорят, реликтовые, виды фауны наблюдаются и теперь. Так, например, в Австралии и сейчас распространены кенгуру и другие сумчатые животные — родичи млекопитающих, которые давно вымерли на других континентах.

Основные положения палеонтологического метода были сформулированы М. К. Коровиным в книге «Историческая геология» (1941).

1. В вертикальном разрезе д
ческих осадочных комплексов каждая группа слоев характеризует

видна тем резче, чем больше различие в их возрасте, а следовательно, и чем больше различие стратиграфического положения (подразделения) вмещающих их пород.

2. Фаунистические сообщества равнозначных стратиграфических подразделений, формировавшихся в одинаковых физико-географических условиях, имеют повсеместный характер при наличии в каждой стране, кроме того, и своей местной фауны.

3. По всей Земле сохраняется одна и та же последовательность фаун, выдерживающаяся во всех странах с замечательным постоянством.

Большое значение для оценки возраста имеет сохранность палеонтологических остатков прошлых геологических периодов. Лучше всего сохраняются известковые или кремневые скелеты, раковины, створки, улитковые ходы, зубы и другие твердые части живых организмов. Значительно реже встречаются отпечатки исчезнувших мягких частей организма и форм, а также следы жизнедеятельности организмов (следы лап, ходы червей и др.). Все они рассматриваются в комплексе и помогают уточнить возраст толщ и условия их накопления.

Заканчивая на этом краткое изложение палеонтологического метода определения относительного возраста, основанного на использовании немногих руководящих ископаемых,

следует еще раз подчеркнуть, что если на ранних стадиях развития науки им широко пользовались и он позволял решать крупные задачи геологии, то в настоящее время на его все еще большое значение, он сам по себе недостаточен для решения возрастного расчленения толщ. Общеизвестно то положение, что полноценная стратиграфическая характеристика может быть дана только в том случае, когда палеонтологическое исследование фауны и флоры осуществляется в непрерывной связи со всесторонним изучением геологической истории. Неудовлетворительность собственно палеонтологического метода особенно выступает при необходимости расчленения осадочных отложений, отвечающих короткому промежутку геологического времени, в течение которого фауна не успела существенно измениться. В этих условиях возможность использования эволюции фауны отпадает, а большое значение приобретают такие признаки, как прижизненные или посмертные комплексы форм, количественные соотношения последних, особенности распределения окаменелостей в слоях — скопление или рассеяние, ориентировка раковин и растительных остатков, характерные следы животных и др.

На основании изложенных выше принципов, по определенным ассоциациям животных и растений пространенных на всей Земле, намечено единое относительное расчленение геологически разновозрастных толщ для всех континентов. Оно выражает и естественное расчленение геологической истории нашей планеты на главные этапы, которые являются основой геохронологической шкалы.

Глава третья

ШКАЛА ОТНОСИТЕЛЬНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ЛЕТОИСЧИСЛЕНИЯ

В результате большой, трудоемкой работы многочисленных исследователей, изучавших и сравнивавших горные породы различных разрезов и районов нашей планеты, содержащие органические остатки, с большей или меньшей точностью намечена историческая последовательность формирования верхней части земной коры. На основании анализа эволюции органического мира, обуславливающей стратиграфическое различие ископаемых организмов, Вторая сессия международного геологического конгресса в г. Болонье (1881) по предложению русской делегации приняла однотипное подразделение всей толщи земной коры на пять (лежащих друг на друге) групп горных пород. Это подразделение стало основой Единой международной шкалы относительного геологического летоисчисления. Время, соответствующее формированию отдельной группы, названо эрой. Принятые названия групп пород и эр даны в табл. 1.

Таблица 1

Основные стратиграфические подразделения относительной геохронологии

Группа	Эра
Кайнозойская	Кайнозойская (эра новой жизни)
Мезозойская	Мезозойская (эра средней жизни)
Палеозойская	Палеозойская (эра древней жизни)
Протерозойская	Протерозойская (эра древнейшей жизни)
Археозойская	Археозойская (эра первичной жизни)

Каждая группа пород, в свою очередь, делится на системы, характеризующиеся значительными изменениями в составе

толщ и органических остатков, а системы — на отделы (обычно три: верхний, средний и нижний, или два: верхний и нижний), отделы делятся на ярусы, ярусы — на горизонты, или зоны. Соответственно этим комплексам горных пород подразделяется и геологическое время: эры расчленяются на периоды, периоды — на эпохи, эпохи — на века. При этом в каждом случае мерилом относительного геологического времени является время накопления соответствующих толщ осадков, условно принятое геологами всех стран за эталон отдельных эр, периодов, эпох и других подразделений международной геохронологической шкалы (табл. 2). Каждый из таких комплексов слоев включает в себе определенный комплекс органических остатков, позволяющий сопоставлять между собой породы и разрезы, значительно удаленные друг от друга (даже в разных странах или на разных континентах), а также отрезки времени, ушедшие на формирование этих и других синхронных или близких горных пород.

Таблица 2

Международная геохронологическая шкала относительного летоисчисления

Эра	Период	Эпоха	Стадия развития органического мира
Кайнозойская	Четвертичный	Голоценовая Плейстоценовая	растительный и животный мир близок к современному, появился человек
	Неогеновый	Плиоценовая Миоценовая	вышнее развитие большинства ныне существующих родов, развиваются человекообразные обезьяны
	Палеогеновый	Олигоценовая Эоценовая Палеоценовая	появление и вымирание в конце периода примитивных млекопитающих, в растительности — господство покрытосеменных
Мезозойская	Меловой	Верхняя Нижняя	появление флоры покрытосеменных, широкое развитие фауны последних аммонитов и белемнитов в морях и крупных пресмыкающихся на суше
	Юрский	Верхняя Средняя Нижняя	расцвет флоры голосеменных, фауны аммонитов, белемнитов и гигантских пресмыкающихся, появление птиц
	Триасовый	Верхняя Средняя Нижняя	расцвет богатой флоры голосеменных, фауны аммонитов и распространение наземных форм пресмыкающихся

Эра	Период	Эпоха	Стадия развития органического мира
Палеозойская	Пермский	Верхняя Нижняя	появление флоры голосеменных, первая фауна пресмыкающихся и резкое вымирание в морях плеченогих
	Каменно-угольный	Верхняя Средняя Нижняя	расцвет флоры плауновых и папоротникообразных, фауны крупных земноводных, многочисленных плеченогих и четырехлучевых кораллов
	Девонский	Верхняя Средняя Нижняя	развитие наземных растений, разнообразная фауна плеченогих и кораллов в морях, появление насекомых и земноводных
	Силурийский	Верхняя Нижняя	развитие разнообразной фауны морских кораллов, граптолитов, плеченогих, трилобитов, брахиопод, рыб, появляются гониатиты
	Ордовикский	Верхняя Средняя Нижняя	появление первых ежей, криноидей, наземных скорпионов, многоножек, наземной растительности; широко развиты брахиоподы, мшанки, кораллы, граптолиты
	Кембрийский	Верхняя Средняя Нижняя	развита примитивная фауна археоциат, простейших плеченогих, трилобитов и брахиопод
Протерозойская			остатки животных (радиолярии, губки, членистоногие) крайне редки, широко распространены водоросли
Архезойская			начальные стадии развития организмов, достоверные остатки неизвестны

Ниже приводим краткую характеристику главнейших материалов, свидетельствующих об особенностях исторического развития Земли по этапам и периодам.

Архезойская эра охватывает древнейшее время в истории Земли. О нем мы знаем мало, ибо на современной поверхности Земли древнейшие породы обнажены лишь небольшими

участками в пределах устойчивых блоков земной коры (щитов) и некоторых глубоко размытых горных систем (Алданский, Анабарский, Скандинавский щиты, Енисейский кряж, Восточные Саяны, Забайкалье и др.). Древнейшие породы за длительное время интенсивно изменились, дислоцировались, метаморфизовались и превратились в гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы и другие перекристаллизованные породы.

Несмотря на глубокий метаморфизм, удается установить, что в первоначальном виде в составе древнейших толщ были как магматические, так и осадочные образования в виде, например, мощных толщ известняков и доломитов, кварцитов, конгломератов и др. Следы органических остатков в них затусованы. По редким находкам их предполагается, что органическая жизнь тогда была исключительно примитивной. Точно установленных органических остатков в археозое нет. Найденные формы, напоминающие водоросли и названные *Eozoön* (из гнейсов Канады) или *Corycium* (из гнейсов Финляндии), являются проблематичными. По данным Мак-Грегора (1940), подтвержденным Холмсом (1954), в древнейших породах Южной Родезии, возраст которых определяется в 2,7—3,3 млрд. лет, в графитсодержащих известняках выявлены оригинальные структурные формы, отдаленно напоминающие водоросли вида калления, хорошо известные в протерозойских породах.

Беспорным показателем присутствия органического вещества в археозойское время являются углестые и графитистые породы. В сильно перекристаллизованных мраморах и сланцах графит образует крупные чешуйки. Общеизвестная большая роль организмов в образовании карбонатных пород всех систем позволяет предполагать возможное органическое происхождение и некоторых археозойских карбонатных пород. Вероятно, тогда жили известковые водоросли или бактерии. Древнейший возраст археозойских толщ определяется по шкале относительного возраста условно по их стратиграфическому положению в основании известного нам протерозойского комплекса осадочных пород.

По мнению В. А. Николаева (1957), более или менее надежное разделение пород археозоя и протерозоя как между собой, так и внутри в настоящее время возможно в основном при использовании следующих четырех критериев:

1) крупные, регионально проявленные структурные несогласия в залегании отдельных частей (свит) метаморфического комплекса, выраженные различиями в простирации систем складок, интенсивности складчатости, степени метаморфизма,

базальными конгломератами или присутствием продуктов размыва более древних образований в терригенных (песчаниковых) вышележащих толщах;

2) наличие некоторых характерных и постоянных по литологии частей (свит) в исследуемом комплексе, например, мощных пластов кварцитов, мощных карбонатных слоев, вулканогенных образований (порфириидов, зеленокаменных пород и т. п.);

3) наличие характерных интрузивных пород и ассоциаций их в одних частях разреза (более древних) и отсутствие в других (более молодых);

4) различия в степени метаморфизма пород.

На основе этих критериев к архею относят комплексы, обычно глубоко метаморфизованные (гнейсы, мигматиты, гранитогнейсы, кристаллические сланцы амфиболитовой и гранулитовой метаморфических фаций), отделенные перерывом и структурным несогласием от комплексов протерозойского возраста.

Протерозойская эра фиксируется по мощным толщам пород, обнажающихся на значительных площадях древних горных систем (Енисейский кряж, Саяны и др.).

Литологический состав нижних частей группы протерозойских пород сходен с составом древнейших пород. Широко распространены метаморфические комплексы в виде разнообразных кристаллических сланцев. В верхних частях дислокации и метаморфизм пород выражены значительно меньше и нередко наблюдаются даже слабометаморфизованные породы. Органические остатки встречаются чаще. Эра характеризуется достаточно высоко организованной и развитой органической жизнью. Особенно это касается верхних ее частей. Среди различных ископаемых остатков организмов протерозоя на первом месте по массовому распространению стоят сине-зеленые водоросли — простейшие представители этой группы растений, чаще других встречаются *Collenia*, *Osagia*, *Conophyton*, *Newlandia*, *Cryptozoon* и др. С достаточной уверенностью считается, что в верхнепротерозойское время уже существовали наземные растения, о чем свидетельствует присутствие в осадках этого возраста спор. Из ископаемых представителей беспозвоночных животных наиболее широкое распространение имели радиолярии, примитивные фораминиферы и др.

Для протерозойской фауны характерно отсутствие форм с известковым скелетом и, наоборот, широкое развитие хитиновых, роговых и фосфорнокислосодержащих скелетных элементов. Это, являясь коренным отличием несkeletalного

органического мира докембрия от фаун палеозойских периодов, обусловлено, по мнению А. П. Виноградова, относительно высоким содержанием углекислоты в воздухе и в воде, что определяло недонасыщение морской воды углекислым кальцием и, как следствие, препятствовало беспозвоночным отлагать известь в их тканях.

Верхняя граница протерозойской группы устанавливается по контакту с палеонтологически охарактеризованной нижней кембрийской системой. В последнее время верхняя часть протерозойских отложений выделяется в самостоятельную синийскую систему.

Палеозойская эра благодаря наличию многочисленных хорошо сохранившихся документов изучена достаточно детально не только в целом, но и во многих узких своих подразделениях. Породы этой группы слагают большие площади на континенте, они очень разнообразны, изменчивы и представлены всеми семействами.

Палеозой является эрой дальнейшей эволюции живых организмов. В это время дифференцировались, развивались и усложнялись организмы, жившие в протерозое, и вместе с тем появлялись новые виды, в том числе и первые позвоночные животные. Это была эра первого выхода организмов на сушу — сначала растений, а затем и животных. В начале палеозоя континенты, вероятно, были почти безжизненными, представляя собой каменные и песчаные пустыни; к началу мезозойской эры они заселились довольно богатой органической жизнью. Палеозойская эра расчленяется на 6 перисдов, представленных мощными системами пород эффузивного, вулканогенно-осадочного и осадочного происхождения, характеризующихся своеобразной фауной.

Кембрийский период,¹ начальный период палеозойской эры, выделен впервые в 1836 г. Седжвиком. Отложения этой системы широко распространены в составах платформенных и складчатых областей. На платформах толща кембрия преимущественно осадочная, слабо метаморфизована и при обычном наличии в ней хорошо сохранившихся органических остатков выделяется довольно легко. В складчатых областях отложения кембрия сильно дислоцированы и метаморфизованы, а органические остатки в них, как правило, редки. Поэтому здесь нередко затруднительно отделение толщ кембрия от докембрийских образований внизу и от пород ордовика — вверху. В этих случаях за условные поверхности раздела

¹ Кембрийский период, как и кембрийская система, получил свое название от *Cambria* — древнего названия Уэльса.

принимают стратиграфические и угловые несогласия, сопровождающиеся местами конгломератами.

В общем органический мир кембрия значительно богаче протерозойского. Все органические остатки принадлежат исключительно представителям морской фауны и флоры. Достоверных следов сухопутных организмов пока не обнаружено. В настоящее время известны остатки по меньшей мере 1500 видов беспозвоночных обитателей моря. Большинство их представлено слабоизменчивыми распространенными формами, жившими длительное время и поэтому не имеющими серьезного стратиграфического значения. Это преимущественно фораминиферы, некоторые губки, медузы, иглокожие, пелециподы, гастроподы и черви. Остатки их или очень редки, или плохо сохранились, или не имеют четких отличий от более поздних представителей.

Из общего состава кембрийской фауны наиболее распространенными (судя по ископаемым остаткам) были трилобиты, брахиоподы и археоциаты, представители остальных типов играли совершенно ничтожную роль. Часто встречаются известковистые остатки водорослей, весьма сходные с протерозойскими. Руководящее значение для стратиграфии и определения относительного возраста имеют различные трилобиты и археоциаты (рис. 8) ¹.

Таблица 3

Руководящие группы трилобитов в главнейших зоогеографических провинциях кембрия

Отдел кембрия	Зоогеографическая провинция	
	атлантическая	тихоокеанская
Верхний	<i>Olenus</i>	<i>Docellocephalus</i>
Средний	<i>Paradoxides</i>	<i>Olenoides</i>
Нижний	<i>Olenellus</i>	<i>Olenellus</i>

Очень многие из трилобитов характеризуют только кембрийские толщи, причем часто не выходят из границ того или иного отдела или даже мелких стратиграфических подразделений системы. Некоторые трилобиты космополитные и характеризуют кембрийские отложения всех стран, другие характерны для более узких площадей и имеют большее или меньшее региональное значение, что видно на примере, приведенном в табл. 3.

Археоциаты, по А. Г. Вологдину, появляются в нижнем кембрии, достигают расцвета уже к концу его, а в среднем

¹ Таблицы главнейших руководящих ископаемых для разных периодов истории земной коры заимствованы из работ Н. М. Страхова (1938 и 1948).

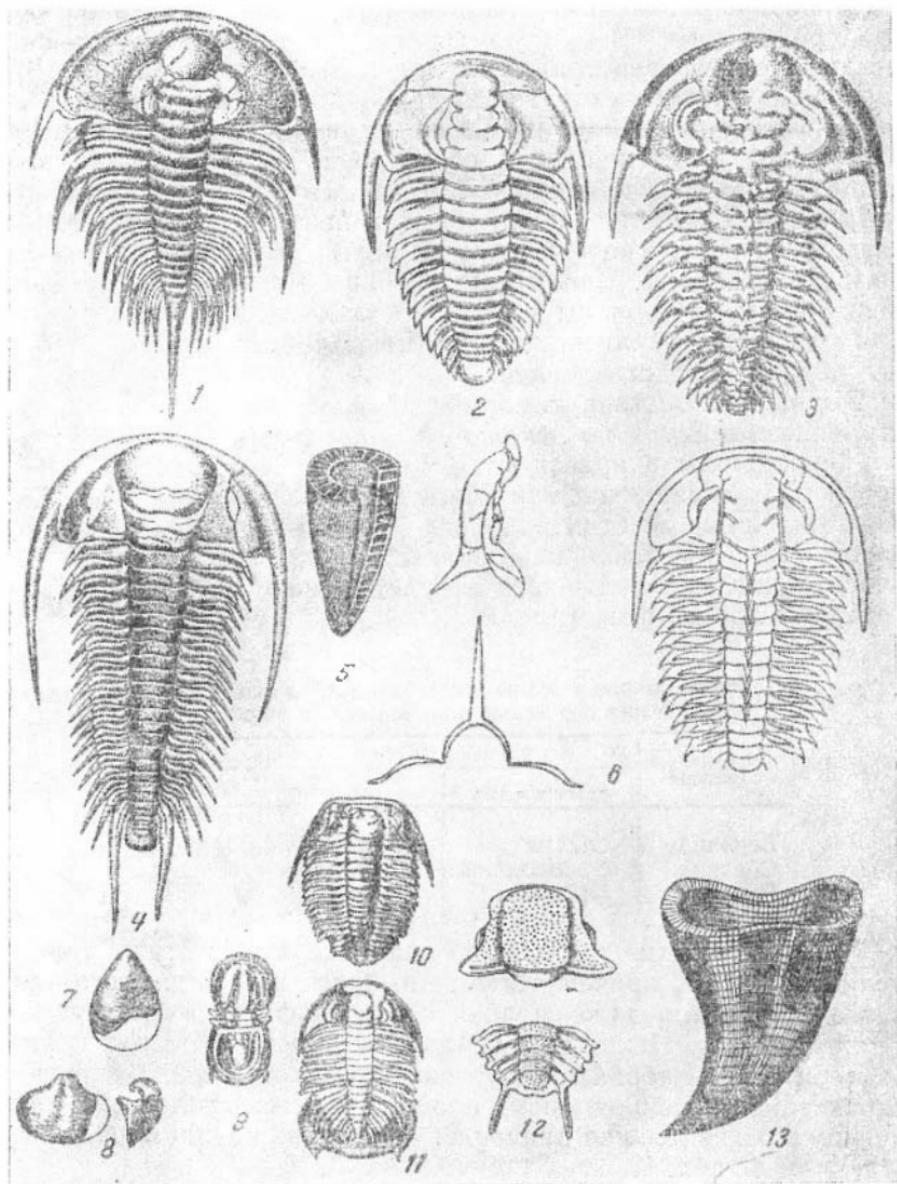


Рис. 8. Главнейшие руководящие ископаемые кембрийского периода.
 1 — *Olenellus*, 2 — *Redlichia*, 3 — *Holmia*, 4 — *Paradoxides*, 5 — *Archaeocyathus*,
 6 — *Olenoides*, 7 — *Lingulella*, 8 — *Kutorgina*, 9 — *Agnostus*, 10 — *Olenus*, 11 — *Dicel-
 locephalus*, 12 — *Dorypyge*, 13 — *Coscinocyathus*.

кембрии приобретают повсеместное распространение. К началу верхнего кембрия они начинают вымирать и исчезают.

До последнего времени ярусного расчленения отделов кембрийской системы, как это принято для других систем, не было. Правда, в зарубежной литературе делались такие попытки, но из них наиболее удачно предложение разделения верхнего отдела Северной Америки на три яруса. У нас в Союзе, главным образом на основании изучения разрезов кембрия Сибирской платформы, удалось выделить в нижнем кембрии алданский и ленский ярусы, а в среднем кембрии — алегинский и майский. Верхний кембрий в СССР на ярусы не расчленен.

Ордовикский и силурийский периоды в современном составе выделены недавно путем расчленения силурийского периода и соответствующей ему силурийской системы. Это расчленение проведено еще не повсеместно, и поэтому при краткой характеристике мы даем только их общие черты.

*Ордовикский период*¹ (и соответствующая ему ордовикская система), известный ранее как нижняя эпоха (отдел) силура, в качестве самостоятельного признан только в самое последнее время. Отложения ордовикской системы так же, как и вышележащего силура, распространены на значительных территориях, так как в ордовике проходила одна из величайших в истории Земли трансгрессий моря. Большинство пород этого периода осадочные, местами содержат эффузивы. При общем сравнительно слабым метаморфизме пород толщи ордовика иногда столь интенсивно дислоцированы и метаморфизованы, что с трудом отделяются от кембрия.

Животный мир ордовика по сравнению с кембрийским периодом более богат и разнообразен. В ордовике обновляется фауна трилобитов, резко возрастает количество видов брахиопод, к концу периода приобретают большое развитие кораллы и мшанки, весьма многочисленны головоногие моллюски (наутилоидеи), широко распространены граптолиты, появляются первые ежи и криноидеи. В ордовикский период, по-видимому, появляются первые наземные высоко развитые организмы — многоножки и скорпионы. Растительный мир был представлен водорослями и примитивными пеллелитами².

¹ Ордовикский период получил свое название по имени древнего племени ордовиков в Англии, где отложения ордовикской системы были впервые изучены в 1879 г. Лапворсом.

² Есть основания предполагать, что флора ордовика была более разнообразной, на что указывают разнообразные и многочисленные споры, находимые в ордовикских отложениях.

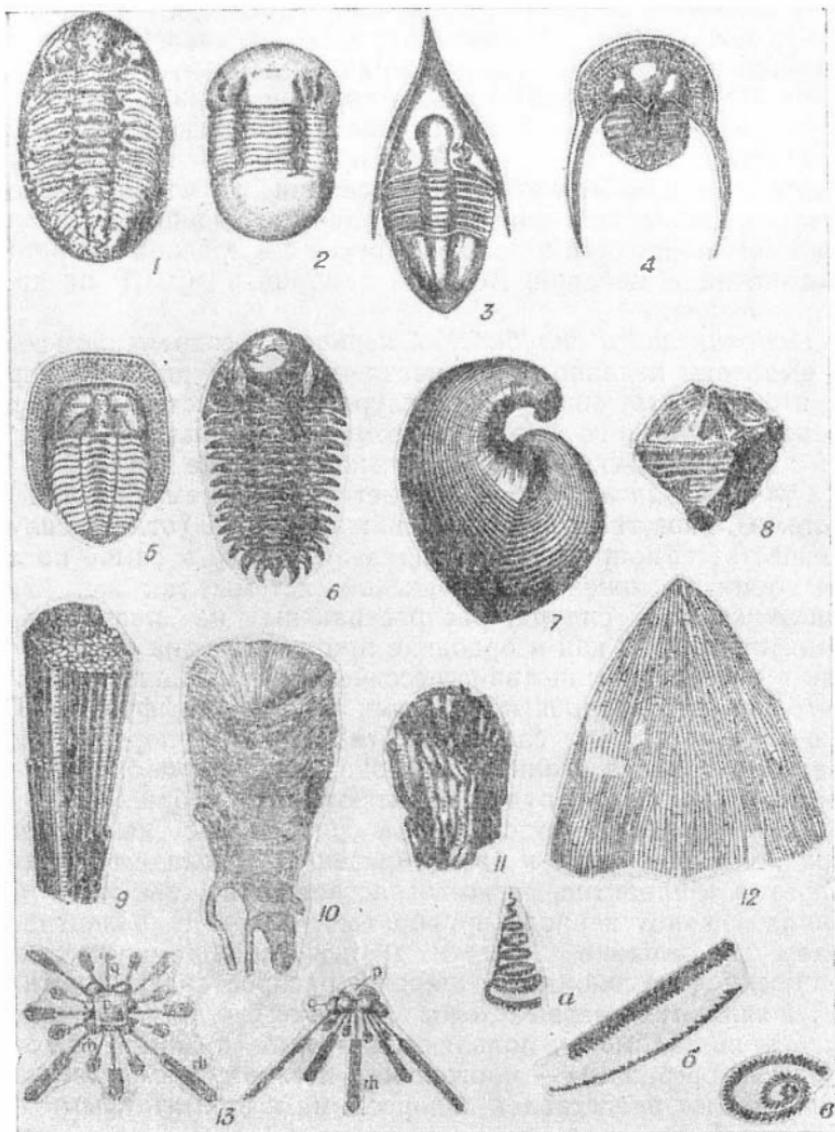


Рис. 9. Главнейшие руководящие ископаемые ордовикского и силурийского периодов.

1 — *Asaphus*, 2 — *Iliaenus*, 3 — *Megalaspis*, 4 — *Trinucleus*, 5 — *Harpes*, 6 — *Cheirurus*, 7 — *Pentamerus knightii*, 8 — *Omphyma*, 9 — *Favosites*, 10 — *Goniophyllum*, 11 — *Halisites*, 12 — *Dictyonema*, 13 — вид граптолитовой колонии сверху (слева) и сбоку (справа): *p* — плавательный воздушный колокол ♀ — половые особи (гонады). *rh* — колонии бесполой особи, *a*, *b*, *c* — *Monograptus*.

В стратиграфическом отношении наибольшее значение имеют граптолиты, трилобиты и в меньшей мере брахиоподы (рис. 9). Общепринятого деления ордовикской системы на ярусы нет.

До недавнего времени более или менее общим признанием пользовалась английская схема расчленения ордовика, по которой выделялись четыре яруса (снизу вверх): тремадокский, аренигский, лландейльский и карадокский. В последнее время предлагается следующее расчленение ордовика: в нижнем отделе выделяются тремадокский и аренигский ярусы, в среднем — лландейльский и невский и в верхнем — карадокский и анегилльский.

Силурийский период и соответствующая ему силурийская система¹ были выделены впервые Мурчисоном в 1835 г.

Начавшаяся в ордовике трансгрессия моря продолжалась и в силурийское время, в связи с чем в силуре распространены те же главнейшие типы отложений, которые были характерны для ордовика. Во второй половине силурийского периода в связи с резким оживлением тектонических движений началась регрессия, приведшая к значительному расширению континентов.

Органический мир силурийского периода характеризовался дальнейшим развитием беспозвоночных, дававших многочисленные и разнообразные формы. Наиболее характерной группой фауны были граптолиты, многочисленные кораллы, брахиоподы и наутилоидеи. Трилобиты по сравнению с ордовиком имели значительно более бедный видовой состав. В конце периода появляются первые гониатиты. Криноидеи и морские ежи были представлены относительно слабо. Среди позвоночных были слабо развиты бесчелюстные, появились первые панцирные рыбы. Из растительности широко развиты были разнообразные водоросли, а из наземных — типа псилофитов.

Среди большого разнообразия беспозвоночных особое значение для стратиграфии имеют граптолиты, брахиоподы, кораллы, головоногие моллюски (см. рис. 9).

Общепринято расчленение отделов силурийской системы на следующие ярусы: в нижнем отделе выделяются лландоверийский и уинлокский ярусы, а в верхнем — лудловский и даунтонский².

¹ Силурийская система получила свое название по имени древнего кельтского племени силуров, населявшего Уэльс, где эта система была впервые изучена.

² Существование самостоятельного даунтонского яруса в настоящее время многими исследователями оспаривается.

Девонский период и девонская система¹ отложений были выделены Мурчисоном и Седжвиком в 1839 г.

Сравнительно с силуром, распространение морских отложений в этом периоде меньше. Широким развитием среди них пользуются лагунно-континентальные и лагунно-морские осадки. Сравнительно слабые дислоцированность и метаморфизм пород, а также хорошая сохранность обильной фауны в них обеспечивают девонской системе роль маркирующей при изучении палеозойских образований, хотя местами в случаях постепенных переходов в отложениях встречаются трудности установления как нижней, так и особенно верхней границ системы.

Органическая жизнь девонского периода в общем близка верхнесилурийской, но обладает и резко специфическими чертами. Так, в девонское время уже почти полностью отсутствовали характерные для силура граптолиты, началось вырождение трилобитов и наутилоидей, заметно ослабла фауна примитивных брахиопод. В то же время быстрее развитие получили гониатиты, продолжала сохраняться значительная роль панцирных. Рыбы в девоне были представлены уже всеми классами, из которых особого развития в это время достигли двоякодышащие и кистеперые. В среднем палеозое значительного разнообразия достигла наземная флора, представленная в силуре только примитивными формами. Среди остатков наземных животных отмечаются четвероногие. *Ichtyostega* — первый известный представитель амфибий, найденный в верхнем девоне Гренландии.

Для определения относительного возраста крупное значение имеют некоторые беспозвоночные (рис. 10). Важнейшей является фауна гониатитов, отличающаяся большим разнообразием и быстрой изменчивостью и потому удобная для дробного расчленения системы. Большое стратиграфическое значение имеют также брахиоподы. Они изменчивы во времени, выдержаны на громадных пространствах и представлены разнообразными фаунистическими видами. Хорошие руководящие формы дают строматопоры и кораллы. Последние имеют также важное породообразующее значение, слагая местами мощные толщи рифовых известняков.

Девонская система подразделяется на три отдела, каждый из которых, в свою очередь, делится на два яруса. В нижнем отделе выделяются жединский и кобленцкий ярусы, в сред-

¹ По названию английской провинции Девоншир и названа эта система.

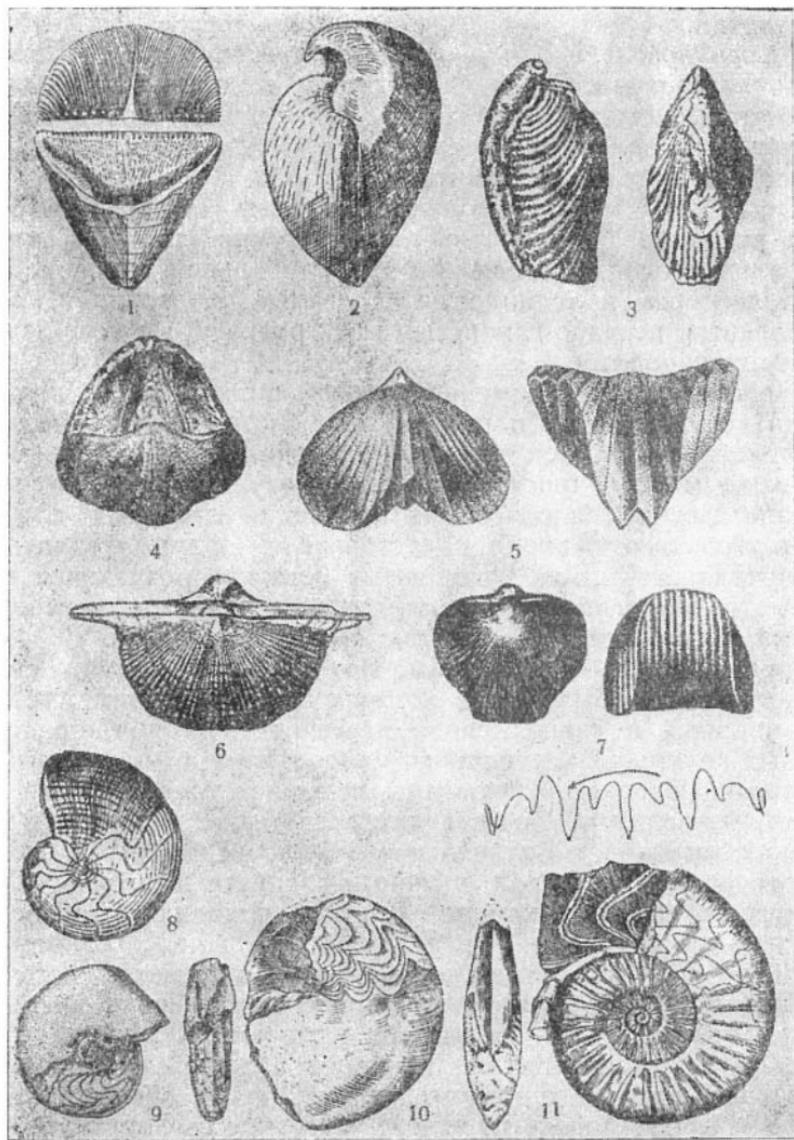


Рис. 10. Главнейшие руководящие ископаемые девонского периода.

1 — *Calceola sandalina*, 2 — *Stringocephalus burtini*, 3 — *Karpinskia*,
 4 — *Spirifer archiaci*, 5 — *Rhynchonella lionica*, 6 — *Spiriferdisjunctus*,
 7 — *Rhynchonella cuboides*, 8 — *Tornoceras simplex*, 9 — *Manticoceras*
intumescens, 10 — *Timanites*, 11 — *Climenia*.

нем — эйфельский и живетский и в верхнем — франский и фаменский.

Каменноугольный период и соответствующая каменноугольная система, как и предыдущие, впервые были выделены Мурчисоном и Седжвиком в 1839 г. Свое название они получили по залежам каменных углей, встречающихся в этих толщах во всех странах мира.

Отложения каменноугольной системы отличаются большим разнообразием. Очень широко распространены континентальные осадки, среди которых наибольшее значение имеют угленосные и ледниковые осадочные образования, представленные песчано-глинистыми и разнообразными карбонатными породами.

Нижняя граница каменноугольной системы в тех случаях, когда верхний девон и нижний карбон разделены несогласием, устанавливается достаточно точно. При постепенном же переходе между ними разделение осуществляется только фаунистически, на основании появления типичных для каменноугольного периода представителей фауны гониатитов. В случаях отсутствия ископаемых остатков разделение весьма затруднительно. Верхняя граница системы устанавливается с еще большими трудностями.

Органические остатки каменноугольного периода свидетельствуют о небывалом в истории Земли пышном расцвете появившихся в конце девона наземных растений, представленных крупными настоящими папоротниками, плауновыми и хвощами. Широко были развиты и первые голосеменные растения — корданы. По остаткам животных видно, что в этом периоде вымирает большинство трилобитов, резко обновляется фауна брахиопод, пышного расцвета достигают фораминиферы, исчезают панцирные рыбы, появляются и распространяются акуловые. Среди наземных животных широкое развитие получают насекомые, паукообразные, легочные моллюски. К концу периода значительную роль начинают играть позвоночные — амфибии и первые рептилии. В стратиграфическом отношении наиболее важное значение продолжают иметь гониатиды, брахиоподы, фораминиферы (рис. 11). В угленосных отложениях, кроме флоры, руководящими являются также пелециподы.

Каменноугольная система делится на три отдела¹: нижний, средний и верхний. В последнее время предложено несколько схем более дробного возрастного деления отложений

¹ В Западной Европе и Северной Америке обычно принимается двухчленное деление каменноугольной системы.

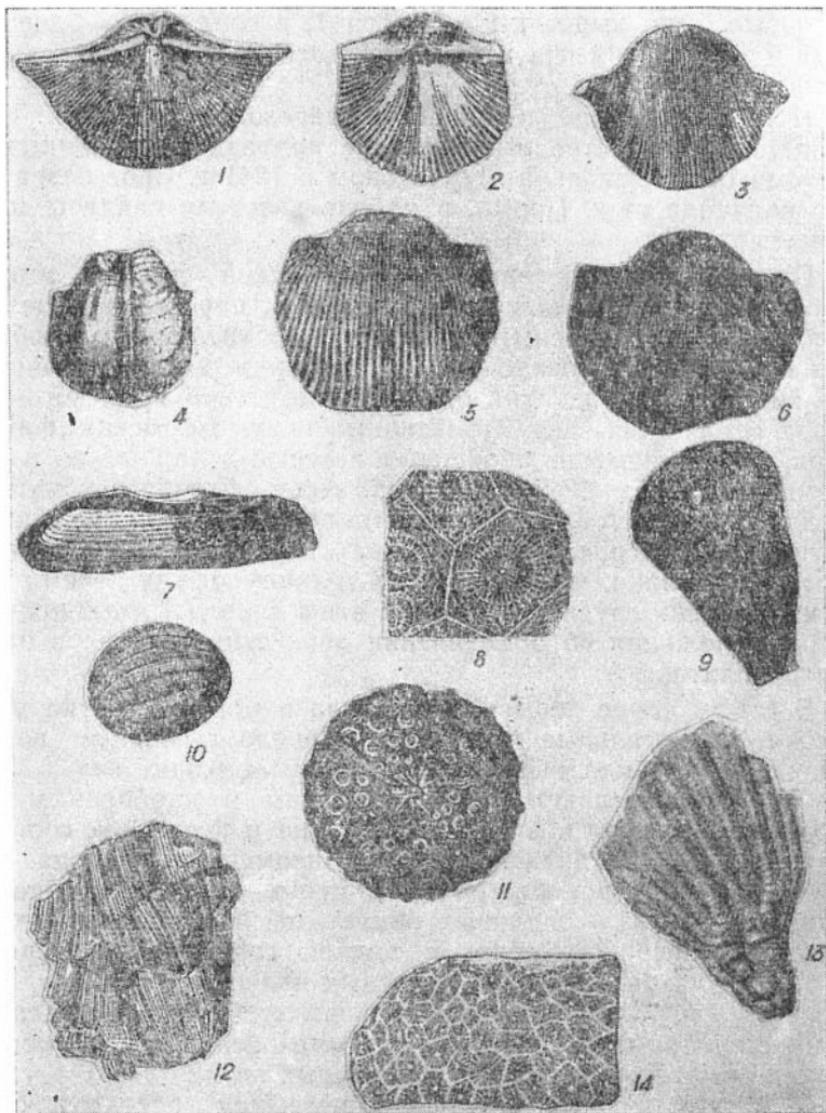


Рис. 11. Главнейшие руководящие ископаемые каменноугольного периода.

1 — *Spirifer tornacensis*, 2 — *Spirifer mosquensis*, 3 — *Productus giganteus*,
 4 — *Productus mesolobus*, 5 — *Productus semireticulatus*, 6 — *Productus cora*,
 7 — *Fusulina*, 8 — *Lonsdaleia*, 9 — *Productus striatus*, 10 — *Schwagerina*,
 11 — *Archaeocidaris*, 12 — *Chaetetes*, 13 — *Poteriocriocrinus*, 14 — *Lithostrotion*.

системы. Так, в СССР предлагается выделять в нижнем отделе три яруса — турнейский, визейский и намюрский (впервые были выделены в Бельгии), в среднем — башкирский и московский и в верхнем — касимовский, гжальский и оренбургский.

Пермский период завершает палеозойскую эпоху. Как самостоятельное стратиграфическое подразделение пермская система была выделена Мурчисоном в 1841 г. Свое название она получила от г. Перми, в районе которого найдены мощные отложения.

Широкое распространение в пермской системе имеют континентальные и лагунные отложения, представленные угленосными и соленосными типами. Морские, главным образом мелководные, осадочные образования имеют подчиненное значение. В развитии органического мира пермского периода отмечается ряд характерных черт. Пермская фауна моря, как показывает обобщение известных данных по ископаемым остаткам беспозвоночных, весьма близка к каменноугольной, представляя в общем обедненную, угасающую фауну последнего, каменноугольного периода. Сходство фаун настолько велико, что установить границу между этими системами очень трудно. В связи с этим делались неоднократные предложения об объединении двух этих систем в одну (антраколитовую).

В самом конце пермского периода в морской фауне происходят значительные перемены. Нацело вымирают почти все каменноугольные формы, на смену приходят новые. Более глубокие различия между пермским и карбоновым периодами намечаются в наземной фауне и флоре. В составе наземной фауны характерным для пермского периода является широкое распространение, кроме амфибий, разнообразных рептилий — типичных обитателей континентов, окончательно порвавших связь с водной средой. Характерной чертой пермской фауны позвоночных является также то, что распространение образующих ее форм ограничено определенными площадями. В развитии наземной флоры в пермском периоде выделяется два резко отличных этапа.

В первой половине периода наземная растительность весьма сходна с флорой каменноугольной эры, хотя имелись и новые виды. Совершенно новыми являлись единичные представители первых хвойных, саговниковых и гинкговых, еще мало изменявшие общий состав флоры. Во второй половине пермского периода произошло обновление наземной флоры. Резко сокращается количество видов и особей типичных представителей каменноугольной флоры, обнаруживают-

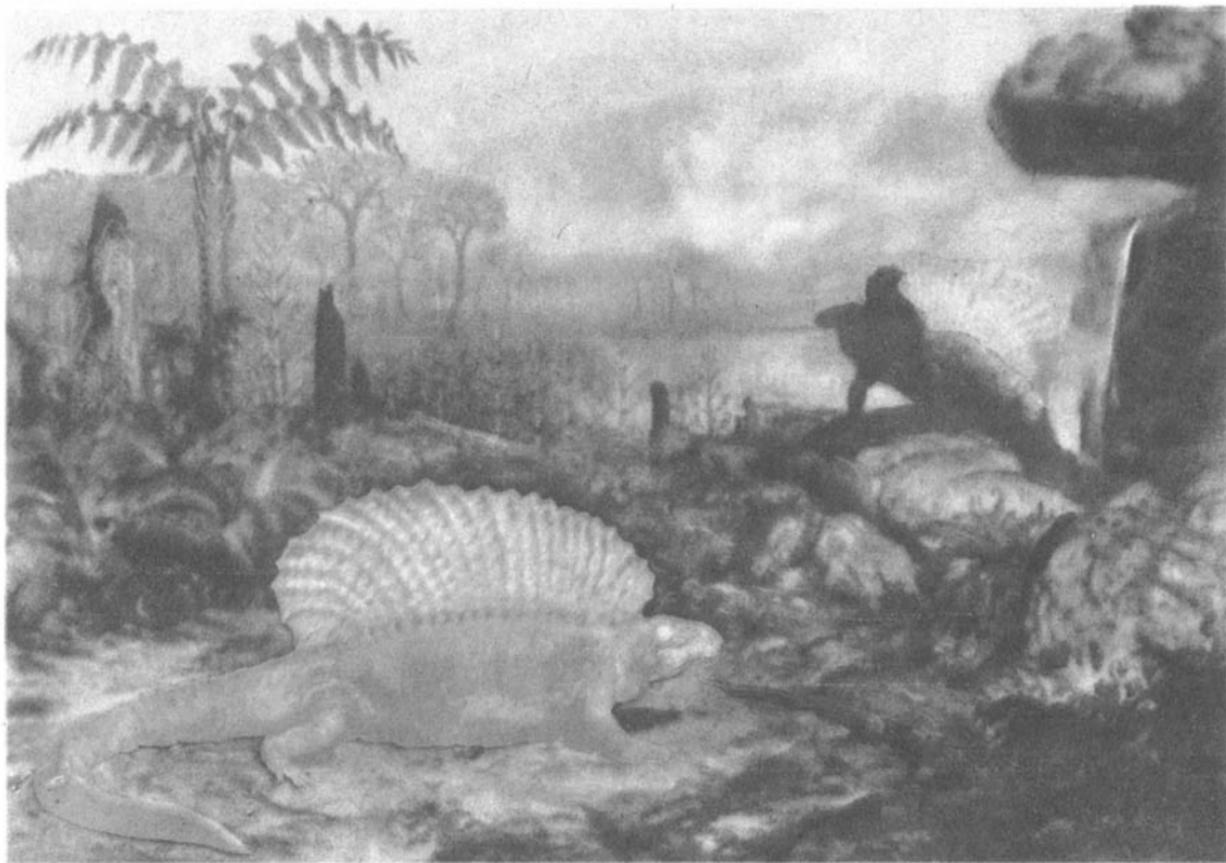


Рис. 12. Пермокарбонный пейзаж (заимствовано у И. Аугуста и З. Бурнана). Огромные эдафозавры в пермокарбонных болотах.

ся ясные признаки их вымирания, и к концу периода они почти полностью исчезают. Наоборот, пышного развития достигают семенные растения, главным образом хвойные, цикадовые и гинкговые. Таким образом, если нижнепермская наземная флора имела еще вполне палеозойский облик, то верхнепермская уже ближе стоит к мезозойской.

В стратиграфическом отношении в пермской системе главную роль играют аммониты, по-прежнему важная роль принадлежит брахиоподам (рис. 13), форамниферам, пелециподам и наземным растениям.

Пермская система делится на два отдела. Общепринятого деления отделов на ярусы нет. В СССР нижний отдел делится на три яруса (снизу вверх) — сакмарский, артинский и кунгурский, верхний — на казанский и татарский.

Мезозойская эра характеризуется значительным своеобразием эволюции живых организмов. В это время необычайно широкого развития достигли белемниты и аммониты, которые в конце эры пришли в упадок, а в начале кайнозоя совсем вымерли. Кроме аммонитов, широко развиты также были некоторые группы фораминифер и пелеципод. Вместе с тем, в течение мезозоя полностью вымерли такие характерные для палеозоя представители, как трилобиты, граптолиты, в значительный упадок пришли брахиоподы.

Важнейшей отличительной чертой мезозойской фауны являлось исключительное развитие и широчайшее распространение пресмыкающихся, заселявших море и сушу. Появившись в каменноугольном периоде, в перми они были еще сравнительно слабыми и малочисленными, в мезозойской же эре пресмыкающиеся завоевали господствующее положение, дав многочисленные, часто гигантские формы животных. Достигнув максимума своего расцвета в середине мезозойской эры, в конце ее они переживали упадок, а многие из них совсем вымерли.

Растительный мир мезозоя был представлен главным образом богатой флорой хвойных, гинкговых и саговниковых, достаточное развитие еще имели папоротники и хвощи. В конце мезозоя флора обновилась. В ее составе появились высшие покрытосеменные растения, быстро завоевавшие господствующее положение.

Для возрастного расчленения и синхронизации морских толщ мезозойских систем прекрасным основанием являются аммониты, фауна морских ежей, белемнитов и группа пелеципод. В континентальных отложениях важной является флора голосеменных растений и разнообразная фауна пресмыкающихся.

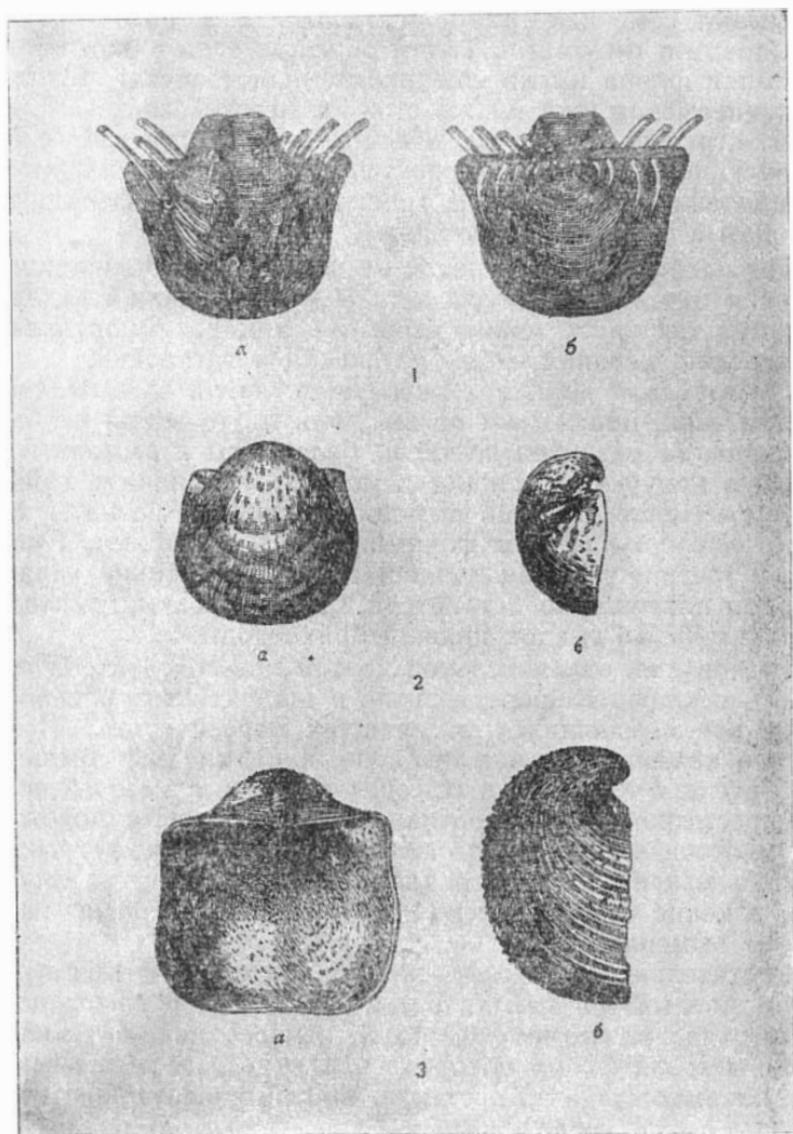


Рис. 13. Главнейшие руководящие ископаемые пермского периода.
 1 — *Productus horridus*: а — спинная створка, б — брюшная створка;
 2 — *Productus conrini*: а — сверху, б — сбоку; 3 — *Strophalosia horrescens*:
 а — снизу, б — сбоку.

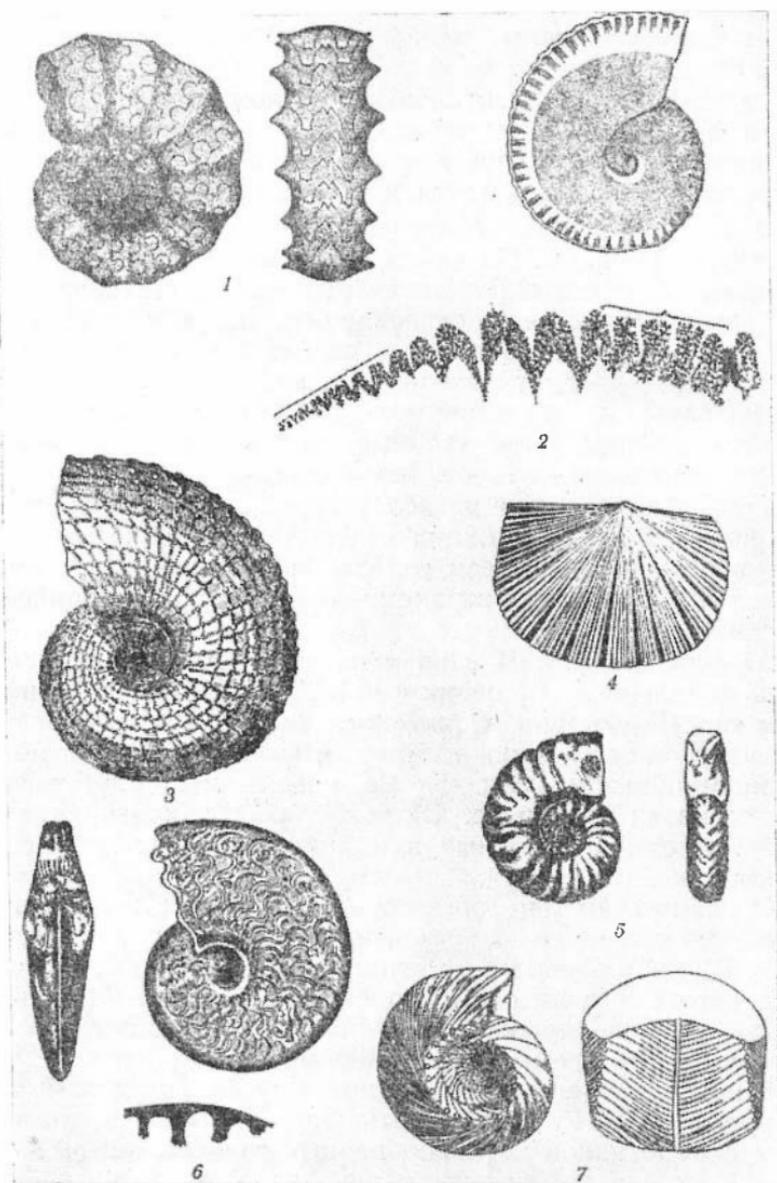


Рис. 14. Главнейшие руководящие ископаемые триасового периода.

1 — *Ceratites*, 2 — *Pinacoceras* и его лопастная линия, 3 — *Trachyceras austriacum*, 4 — *Daonella lomnelli*, 5 — *Sibirites*, 6 — *Mecoceras gracilitis*, 7 — *Tropites*.

Триасовый период и соответствующая ему триасовая система были выделены впервые в 1834 г. Альберти в Германии. Отложения триасовой системы представлены морскими, лагунными и континентальными отложениями. В верхней части системы развиты угленосные отложения. Органическая жизнь триасового периода хотя и была очень близка к пермской, однако обнаруживала и свои характерные черты.

В составе морских беспозвоночных господствовали аммониты и пелециподы. Из наземных животных характерны разнообразные пресмыкающиеся (рептилии). Появляются первые млекопитающие, относящиеся к яйцекладущим и, вероятно, сумчатым. Наряду с наземными формами, появляются первые представители рептилий, обитавших в воде, плезиозавры и ихтиозавры. Среди сухопутных растений широко развиты были хвойные, гинкговые, саговиковые, а также настоящие папоротники и хвощи.

Триасовая система разделяется на три отдела: нижний, средний и верхний. Нижний отдел более дробного расчленения не имеет. В среднем отделе выделяется анизийский и ладинский ярусы, в верхнем — корнийский, норийский и рэтский.

Юрский период. В современном объеме юрская система была выделена А. Броньяром в 1829 г. при изучении им Юрских гор Швейцарии. Отложения юрской системы распространены довольно широко. Чаще всего встречаются морские, главным образом мелководные, отложения. Глубоководные осадки развиты меньше. Широко развиты континентальные, особенно озерно-болотные или дельтовые угленосные отложения (рис. 16).

Органический мир юрского периода характеризовался высокой организацией и чрезвычайно широким распространением фауны аммонитов и белемнитов. Большую роль играли пелециподы и губки. Широко были развиты рыбы. На суше господствующее положение занимали пресмыкающиеся, достигшие в это время необычайно мощного расцвета. В юрский период появились летающие ящеры (птеродактили) и первые птицы. Растительность юры отличалась преобладанием папоротников и разнообразных голосеменных.

Для стратиграфии имеют руководящее значение многие формы пелеципод, аммонитов и белемнитов (рис. 17).

Юрская система разделяется на три отдела: нижний (лейас), средний (доггер) и верхний (мальм).

Относительно хорошая изученность юрских отложений и обилие встречающихся в них органических остатков дает возможность довольно дробного расчленения юрских толщ.



Рис. 15. Верхнеюрский пейзаж (заимствовано у И. Аугуста и З. Буриана). На переднем плане и справа — стегозавры — слева — цератозавр.

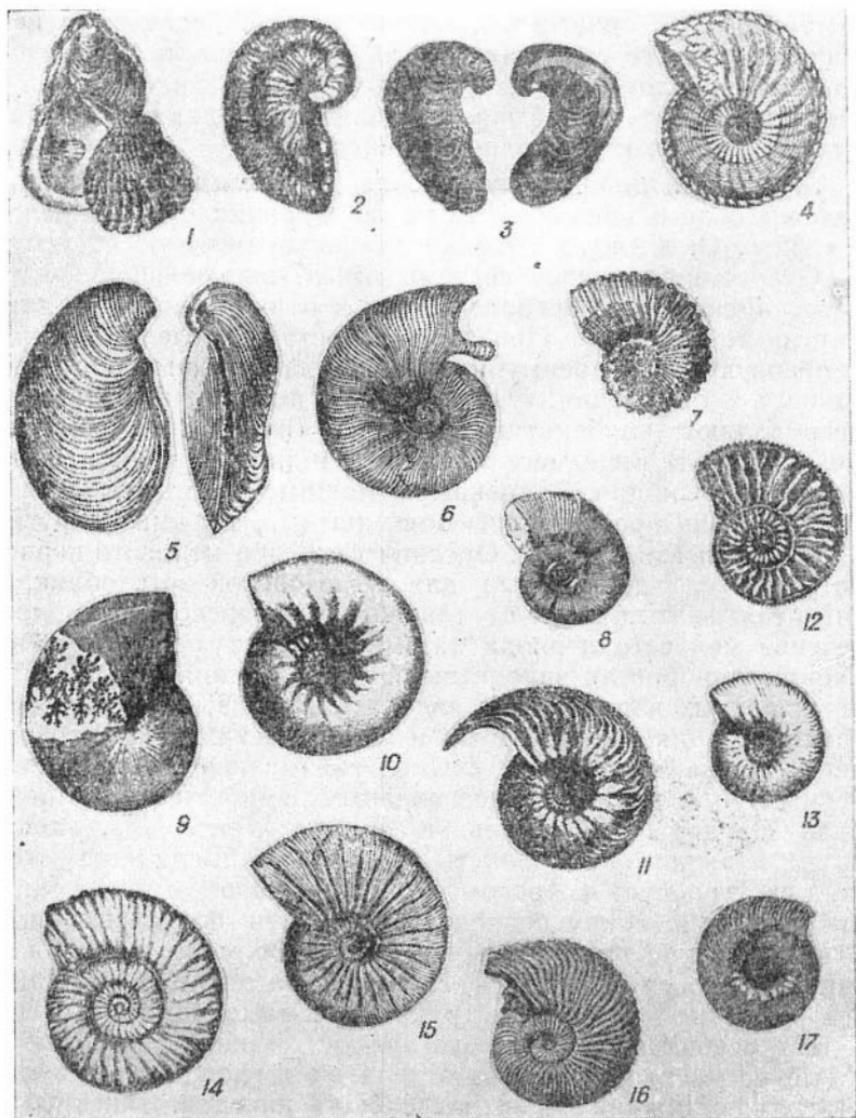


Рис. 16. Главнейшие ископаемые юрского периода.

1 — *Ostrea choroschowensis*, 2 — *Gryphaea arcuata*, 3 — *Exogyra virgula*, 4 — *Amaltheus margaritaceus*, 5 — *Aucella mosquensis*, 6 — *Harpoceras opalinum*, 7 — *Cosmoceras ornatum*, 8 — *Lytoceras*, 9 — *Phylloceras*, 10 — *Craspedites nodiger*, 11 — *Cardioceras cordatum*, 12 — *Cardioceras alternans*, 13 — *Craspedites subditus*, 14 — *Perisphinctes nikitini*, 15 — *Virgatites virgatus*, 16 — *Quenstedticeras Lamberti*, 17 — *Cardioceras elatmae*.

В настоящее время в СССР и в Западной Европе принято выделение следующих ярусов: в лейасе — геттанжского, синемурского, лотарингского, пиинебахского, дошерского и тоарского; в доггере — ааленского, бойосского и батского; в мальме — келловейского, оксфордского, кимериджского и титонского. Последний обычно разделяется на два подъяруса — нижний волжский и верхний волжский.

Меловой период. Мезозойские отложения, содержащие залежи белого пишущего мела, во Франции были выделены в 1822 г. О. д'Алла в самостоятельную меловую систему.

Отложения меловой системы имеют весьма широкое распространение и представлены как континентальными, так и морскими осадками. При этом в составе последних в нижнемеловую эпоху преимущественное значение имеют песчано-глинистые отложения, туфы и лавы, а в верхнемеловую эпоху преобладают карбонатные породы (известняки, пишущий мел и др.). В ряде мест (Африке, Индии, Южной Америке, Восточной Сибири, Закавказье) мощные толщи верхнемелового времени представлены порфиритами, туфами и другими продуктами извержений. Органический мир мелового периода хотя и имел характерный для мезозойской эры облик, но значительно отличался от такового для юрского периода. В течение мелового периода наземная флора целиком обновляется, приобретая законченный кайнозойский облик. В мире животных характерным являлась резко выраженная узкая специализация многих групп и ясно наметившиеся признаки дегенерации мезозойской фауны, указывающие на ее постепенный упадок. Из беспозвоночных по-прежнему главную роль продолжали играть аммониты (рис. 18), хотя в конце периода они полностью вымирали. Белемниты, пережив свой расцвет в юрском периоде, в меловом менее многочисленны и к концу периода тоже почти полностью вымирают. В фауне позвоночных центральное место продолжали занимать пресмыкающиеся. Несмотря на это, к началу кайнозоя почти все мезозойские группы пресмыкающихся вымерли.

На основании палеонтологических данных, меловая система расчленяется на два отдела, не имеющих собственных названий. Нижний отдел разделяется на валанжинский, готеривский, барремский, аптский и альбский ярусы; верхний отдел делится на сеноманский, туронский, коньякский, сантонский, кампанский, маастрихтский и датский ярусы.

Кайнозойская эра охватывает последнее время истории Земли, вплоть до современного момента. В это время сформировались современные материки, океаны и рельеф земной поверхности. Растительность и животный мир резко отлича-



Рис. 17. Верхнемеловой пейзаж (заимствовано у И. Аугуста и З. Буриана).
В воздухе — птеродактиль, в море на переднем плане — эласмозавр, на
заднем — плезиозавр.

ются от таковых в мезозойское время. В растительном мире господство принадлежит покрытосеменным цветковым растениям, вытеснившим более древнюю флору — папоротники и голосеменные растения. В мире животных кайнозойская эра характеризуется господством гастропод и пелиципод среди беспозвоночных в морях (рис. 19) и расцветом млекопитающих в составе позвоночных животных на суше. М. К. Корвин (1941) указывает: «История млекопитающих кайнозоя дает интереснейший пример быстрого и мощного расцвета высших представителей животного мира, на протяжении всей мезозойской эры влачивших жалкое существование». Уже к началу четвертичного времени состав фауны млекопитающих стал весьма близким к современному. В конце неогена и начале четвертичного периода произошло величайшее событие, заключающееся в появлении венца эволюционного развития органического мира — разумного человека (*Homo sapiens*). Кайнозойская эра ранее подразделялась на третичный и четвертичный периоды. В настоящее время принято ее трехчленное деление: палеоген, неоген и четвертичный периоды.

Палеогеновый период. Отложения палеогеновой системы пользуются широким распространением и представлены как континентальными, так и морскими осадками. Они характеризуются хорошей сохранностью и почти полным отсутствием метаморфизма. Стратиграфически период отложений палеогеновой системы ограничен двумя циклами регрессий. Органический мир палеогена резко отличается по своему составу от такового в мелу. На смену вымершим гигантским рептилиям и древним птицам пришли млекопитающие, занявшие господствующее положение среди наземной фауны позвоночных. Морская фауна характеризуется развитием нуммулитов, морских ежей, пластинчатожаберных и гастропод, дающих много руководящих форм (рис. 20). В растительном мире господствующее положение заняли покрытосеменные, представленные теми же родами, что и современные. Палеогеновая система подразделяется на три отдела: палеоцен, эоцен и олигоцен. Общепринятого расчленения на ярусы нет.

Неогеновый период. Отложения неогеновой системы также представлены морскими и континентальными неметаморфизованными осадками. В неогеновое время происходит дальнейшее развитие млекопитающих.

В это время возникают семейства и роды хищных, копытных и хоботных, развиваются человекообразные обезьяны. В морях неогена продолжают существовать те же группы, что и в палеогене, за исключением нуммулитов, вымерших к па-

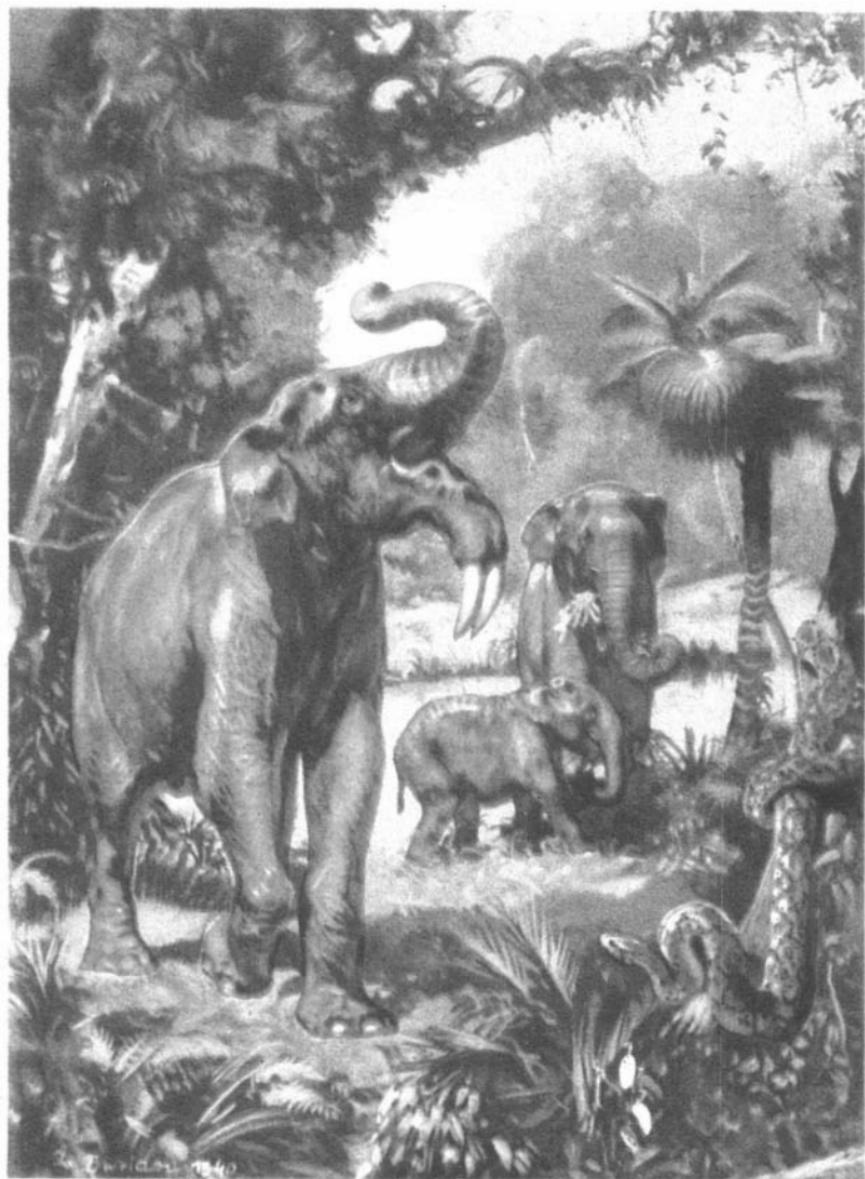


Рис. 19. Динотерии в тропических лесах третичного периода (заимствовано у И. Аугуста и З. Бурмана).

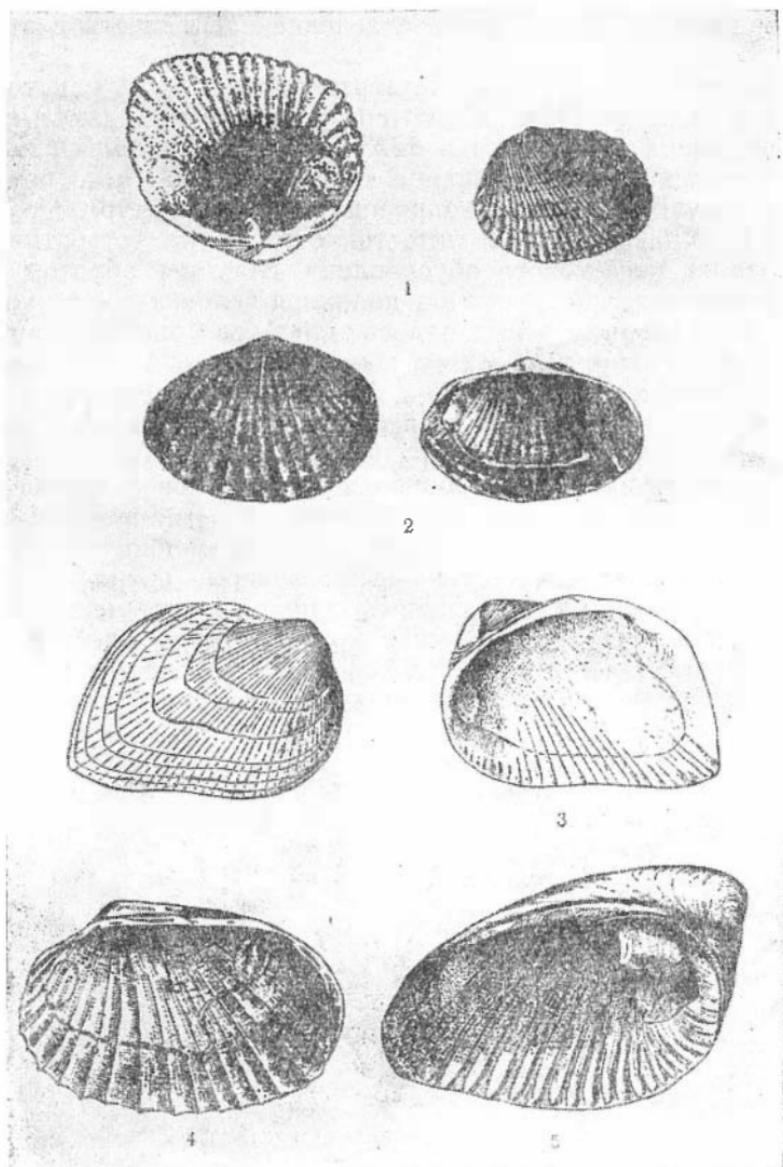


Рис. 20. Руководящая морская фауна третичного периода.
 1 — *Diclacna*, 2 — *Monodacna colorata*, 3 — *Arcicardium*, 4 — *Adacna*,
 5 — *Prosodacna*.

чалу неогена. Растительность имеет почти современный облик. Неогеновая система подразделяется на два отдела: миоцен и плиоцен. Более дробное деление носит местное значение.

Четвертичный период. Четвертичная система как толща осадков, перекрывающая третичные отложения, была впервые выделена Букландом в 1823 г., присвоившим ей название «делювий». Наименование «четвертичная» было предложено Денуайэ в 1829 г. и закрепилось в литературе. По мнению М. Жиньё, необходимость отделения четвертичного периода от неогенового обусловлена главным образом тем, что, во-первых, в этот период появился человек с его культурой и, во-вторых, наблюдалось широкое распространение ледников, что придает этому периоду специфические черты. Историей этих двух основных факторов определяется и вся стратиграфия четвертичного периода, приобретающая, таким образом, совершенно своеобразный облик.

Морская фауна, сложившаяся еще в конце неогена, в четвертичном периоде претерпела весьма незначительные изменения и в таком виде дошла до современного времени. Континентальная фауна (главным образом фауна млекопитающих), наоборот, подверглась значительным изменениям и имеет существенное значение при стратиграфическом расчленении отложений четвертичной системы, хотя ее хронологическая последовательность часто нарушается многочисленными миграциями.

Глава четвертая

СПОСОБЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОДНОВОЗРАСТНОСТИ ПОРОД

Описанные выше методы возрастного расчленения толщ пород и установления последовательности геологических событий применимы только при изучении отдельно взятого разреза. Однако очень редко удается увидеть более или менее полный последовательный ряд геологических образований в одной точке (разрезах, обнажении) или на ограниченной площади. Обычно же для расшифровки геологической истории приходится пользоваться отдельными разрезами, нередко сильно удаленными друг от друга. В этих случаях наибольшую сложность представляет возможность убедиться в одновозрастности пород, соответственно сменяющихся в сопоставляемых разрезах. Лучшее всего корреляция двух соседних разрезов может быть осуществлена при непосредственном прослеживании пород, но в природе эта возможность из-за современных рыхлых наносов встречается сравнительно редко. В связи с этим идентификация пород серьезно осложняется. Если к тому же учесть фаціальную изменчивость, тектоническую нарушенность толщ, неполноту геологической летописи в связи с перерывами в отложении, то вряд ли нужно доказывать, что без овладения соответствующими приемами геологическая корреляция весьма затруднительна. Для решения этой задачи разработан ряд способов, главнейшими из которых являются стратиграфический, петрографический, геохимический и палеонтологический.

Стратиграфический способ заключается в установлении возрастного соотношения пород путем сопоставления пластов различных разрезов. Однако в связи с тем, что непосредственное прослеживание возможно только в редких слу-

чаях, применение стратиграфического метода довольно ограничено.

Несколько большие возможности возникают тогда, когда исследуемые толщи содержат характерные для них, так называемые маркирующие горизонты, литологические или фациальные особенности. К числу последних, кроме горизонтов, представленных отложениями какой-либо одной фации, относятся поверхности крупных размывов и древнего выветривания. Если осадочная толща сложена многократно периодически чередующимися ритмическими или циклическими комплексами пород, то корреляцию разрезов лучше проводить по маркирующим циклам, исходя из положения, что циклы, определяющиеся колебательными тектоническими движениями на значительных площадях, более выдержаны в пространстве, чем отдельные пласты пород или даже фации. При этом надо подчеркнуть, как указывает Л. Н. Ботвинкина, что нельзя проводить сопоставление разрезов только по количеству циклов, отсчитываемых от какого-либо маркирующего горизонта. Особенно это касается тех случаев, когда наблюдается большая изменчивость мощности в силу того, что циклы, как и заключенные в них пласты, имеют тенденцию к расщеплению.

Литологическое изучение пород в отдельных разрезах позволяет выявить особенности, характерные для того или иного участка изучаемой территории. Так, простое преобладание в разрезе тех или иных пород позволяет выделить толщи, хорошо прослеживаемые по площади. Корреляция разрезов по литологическим признакам наиболее успешно может быть применена при изучении немых толщ, в которых особенности пород помогают сопоставлять их и судить об их стратиграфическом положении в разрезе.

Петрографический способ корреляции основан на том положении, что вещественный состав и сложный комплекс физико-географических условий времени формирования любого пласта или комплекса последних в целом неповторяем. В каждую эпоху седиментации на континенте обнажаются новые горизонты со своеобразным строением и иным литологическим составом, формируется свой рельеф, развивается новая гидрографическая сеть и т. д. И в бассейн, где формировалась исследуемая нами толща, приносится материал уже иного минерального состава. В общем можно сказать, вне зависимости от условий осадконакопления, в осадочных породах состав обломочных минералов определяется характером материнских пород, представляющих источник сноса,

и является в каждом конкретном случае характерным для времени формирования самой породы.

Таким образом, проводя минералогический анализ осадочных пород, мы получаем возможность выделить так называемые руководящие, или корреляционные комплексы минералов, присущие определенной толще или определенному стратиграфическому горизонту, пользуясь которыми, можно произвести сопоставление разрозненных разрезов.

Среди разнообразных минеральных компонентов важное корреляционное значение имеют турмалин, ставролит, эпидот, кианит, циркон, андалузит, топаз, рутил, анатаз и кварц. При этом следует подчеркнуть, что маркирующее значение может иметь как сам состав минералов, так и специфические оптические, кристаллографические или физические свойства этих минералов, степень их окатанности, включения в них и т. д. Наибольшее руководящее значение имеют такие тяжелые терригенные минералы, как ильменит, гематит, магнетит, пирит, циркон, касситерит, вольфрамит, дистен, ставролит, силлиманит, гранат, рутил, турмалин, танталит, барит, монацит и др. Необходимо также иметь в виду, что значение тяжелой фракции заключается не только в определенном минеральном составе ее, но и в процентном содержании, которое в эквивалентных стратиграфических толщах обычно является величиной почти постоянной, колеблющейся лишь в небольших границах.

В последнее время М. Ф. Викуловой для стратиграфического расчленения и целей корреляции глинистых мезозойских толщ Западно-Сибирской низменности были сделаны весьма обещающие попытки использования глинистых минералов. Позже подобные работы были проведены Р. Г. Дмитриевой в Восточном Предкавказье. Правда, масштабы возможных сопоставлений в этих случаях зависят от условий накопления исследуемых толщ.

Разновидностью петрографического метода является рекомендованная еще в 1935 г. Ю. А. Жемчужниковым возможность использования конкреций для расчленения и корреляции разрезов угольных бассейнов. Однако только в последнее время А. В. Македонову удалось при работах в Печорском угольном бассейне широко применить эти общие рекомендации.

Детальные наблюдения здесь показали, что каждая свита характеризуется своеобразным комплексом конкреций, маркирующих ее. При этом существенно, что другие литологические признаки пород разных свит менее отличаются друг от друга, чем состав конкреций. Большинство отдельных типов

конкреций имеет интервалы стратиграфического распространения, измеряющиеся несколькими сотнями метров, а часто и больше, но в пределах этого интервала они обычно несколько меняют свои свойства, в связи с чем появляется возможность выделить ряд подтипов. Эти подтипы в пределах зоны своего распространения имеют определенные максимумы и минимумы, приуроченные к более узким стратиграфическим интервалам. Максимумы и минимумы выявляются путем приближенных подсчетов количества конкреций на единицу разреза.

В общем следует сказать, что из-за специфики состава толщ петрографический способ корреляции применим на сравнительно ограниченных площадях в границах отдельных геотектонических регионов.

Геохимический способ сопоставления начал внедряться в последнее время, главным образом в нефтяной геологии, с целью корреляции немых толщ. В основе этого метода лежит использование данных спектрального анализа, позволяющего одновременно в небольшом количестве вещества (несколько миллиграммов) определять десятки элементов, присутствующих в концентрациях до 0,01—0,001 и меньше. При этом определение осуществляется во много раз быстрее, чем химическими методами. В настоящее время получили распространение две методики использования данных спектрального анализа для корреляции геологических разрезов:

1) визуальная качественная, при которой учитывается присутствие и отсутствие одного или нескольких элементов на отдельных участках, либо изменение частоты их в пластах по разрезу в отдельных пачках;

2) количественная, при которой учитывается содержание одного или нескольких элементов в пластах по разрезу или отношение в них пар химических элементов (С. М. Катченков).

При визуальном качественном способе использования спектральных данных на основе визуального определения элементов выделяются горизонты, содержащие и не содержащие один или несколько характерных элементов. Иначе говоря, выявляются «руководящие» корреляционные элементы для соответствующих горизонтов; ими и пользуются при сопоставлении разрезов. Наилучшими корреляционными данными обладают малые и редкие элементы (литий, стронций, барий, ванадий, никель, кобальт, медь, галлий и др.).

При количественном способе сопоставление ведется, как правило, не по абсолютным концентрациям в том или другом горизонте, а по относительным изменениям их концен-

траций в ниже- и вышележащих горизонтах. Это связано с тем, что абсолютные концентрации элементов по площади для данного горизонта обычно изменяются в ту или другую сторону, в то время как показатели относительных изменений более постоянны.

Сущность способа заключается в том, что после установления «руководящих» элементов для каждого подразделения разреза проводится количественное определение их содержания. По полученным данным на основе литологического разреза строится геохимическая диаграмма. Интервалы этой диаграммы, характеризующиеся, по сравнению со средним, повышенным или пониженным их содержанием (в 1,5—3 раза), выделяются в соответствующие горизонты, которые затем и сопоставляются. Для корреляции по количественным данным могут быть использованы различные элементы, однако в первую очередь рекомендуется применять следующие:

в песчаниках — цирконий, титан, хром, галлий, железо, алюминий;

в глинах — цирконий, галлий, хром, ванадий, никель, кобальт, медь, марганец, стронций, барий, магний, кальций, литий, рубидий, калий, натрий, германий, бериллий и др.;

в карбонатных породах — стронций, барий, марганец, медь, никель, натрий, магний, алюминий, кремний и др.

Наиболее точные результаты при сопоставлении разрезов обычно дают не абсолютные или относительные содержания «руководящих» элементов, а отношения содержаний пар элементов. Для корреляционных задач рекомендуются следующие соотношения: отношения содержания натрия к содержанию калия, калия к литию, кальция к магнию, меди к стронцию, стронция к барию, ванадия к хрому, ванадия к никелю, железа к марганцу, титана к цирконию, алюминия к кремнию, меди к никелю и др.

Палеонтологический способ пригоден, в отличие от рассмотренных выше, для сопоставления возраста пород на широких площадях, вплоть до масштабов планеты в целом. Как и для палеонтологического метода определения относительного возраста, в основе палеонтологического способа корреляции лежит представление о необратимости процесса эволюции органического мира, развивавшегося последовательно от простейших форм до современных высокоорганизованных животных и растений.

Основы корреляции разрезов по палеонтологическим остаткам, так же как и определения относительного возраста по ископаемым, были разработаны В. Смитом и Ж. Кювье.

Вначале синхронизация проводилась на основе только систематического учета общих форм ископаемых организмов при полном отрыве от данных геологии. Так, считалось, что нижняя граница распространения определенного вида является границей, датирующей появление этого вида, а верхняя — границей его вымирания. Эти границы рассматривались как всеобщие, характеризующие всю земную поверхность, определяющие синхронность фаун и заключающих их осадков.

Серьезной критике подверг это направление Ч. Дарвин в работе «О происхождении видов». Исходя из положения, что эволюция живых организмов неразрывно связана со средой, он показал, что при проведении корреляции определяющими являются не только сами организмы, но и условия их нахождения. Более того, проведя анализ тех трудностей, с которыми приходится сталкиваться при корреляции фаун, Ч. Дарвин установил:

1) нижняя граница распространения вида или группы видов указывает лишь на иммиграцию их в данный район из области, нам пока не известной, а не свидетельствует о возникновении или параллельном развитии видов в различных районах;

2) верхняя граница распространения отдельных видов или целых фаун не всегда свидетельствует о вымирании их, а может указывать только на эмиграцию их из данной области в силу изменившихся условий;

3) единое место происхождения каждого вида есть закон и в связи с этим предшественники одного и того же вида или рода, живущие в удаленных и разобщенных один от другого районах, должны были расселиться из одного места, где первоначально развились их предки;

4) вид или виды одной группы никогда не вымирают сразу по всей площади их распространения; вымирание старых форм и появление новых тесно связано одно с другим. Поэтому виды исчезают постепенно, сначала в одном месте, затем в другом и, наконец, повсюду на Земле. Предвестником вымирания вида, по данным геологии, является редкость его распространения.

Таким образом, при синхронизации толщ необходимо учитывать возможность миграции организмов, условия отложения осадков, перерывы в отложении и многие другие вопросы геологии. Эти трудности обуславливают то, что при всех успехах современной палеонтологии достаточно надежная синхронизация с помощью палеонтологического способа возможна лишь в масштабе периодов и эпох. Внутри же

последних, т. е. в границах веков (ярусов), по палеонтологическим данным, возможна лишь приближенная корреляция, особенно в их верхних и нижних горизонтах.

Помимо, отмеченного, затруднения при синхронизации увеличиваются еще и тем, что не все группы ископаемых организмов равноценны, а некоторые даже несравнимы. Причина заключается в том, что эволюция групп, обитающих в разных условиях (наземные, морские, лагунные и т. д.), идет различными путями, и часто совершенно не совпадают даже основные этапы их исторического развития. Так, например, эпохи крупных миграций морских организмов всегда совпадают с трансгрессиями морей, а крупные миграции континентальных животных, наоборот, обычно совпадают с регрессиями. Поэтому эпохи более или менее устойчивых фаун и флор на континентах нередко оказываются эпохами обновления организмов в морях. В связи с этим при корреляции необходимо преимущественно анализировать группы организмов одной и той же фауны. Далее необходимо напомнить, что хорошо маркируют возраст геологических формаций только те группы организмов, которые отличались быстрой изменчивостью во времени и обладали возможностью быстро расселяться на обширных площадях. С этой точки зрения прикрепленные группы организмов обладают весьма небольшой коррелятивной ценностью.

При синхронизации прибрежно-морских и особенно континентальных отложений серьезное значение имеют ископаемые растительные остатки (окаменелая, обугленная древесина, остатки и отпечатки листьев, плодов, споры, пыльцевые зерна и др.). На основе имеющихся данных нужно считать, что наземная растительность появилась на ранних этапах развития Земли. Так, Л. С. Берг (1947), анализируя климаты прошлых геологических периодов, пришел к выводу, что еще в архейское время на материках как на суше, так и в пресных водоемах существовала обильная жизнь (зеленые и сине-зеленые водоросли, бактерии, низшие грибы). Достоверные признаки наземной растительности устанавливаются только начиная с протерозоя присутствием в отложениях этого времени довольно большого количества спор растений неясного систематического положения. Наиболее ранние остатки наземной флоры известны из самых верхних частей силурийских отложений Австралии, а в северном полушарии — из нижних частей девона. Обе эти флоры характеризуются уже чрезвычайно большим морфологическим разнообразием. В силурийском периоде появились ксилофиты (простейшие сосудистые растения), почти полностью исчез-

нувшие к концу среднего девона. В девоне и особенно в каменноугольное время бурного развития достигают папоротникообразные. Господство их в растительном мире Земли продолжается до нижней перми включительно.

Начиная с верхней перми наступил расцвет голосеменных растений, появившихся еще в девоне, по занимавших господствующее положение в мезозойскую эру. Наконец, начиная с верхнего мела, на Земле установилось безраздельное господство покрытосеменных растений. При рассмотрении истории развития растительного мира в аспекте эволюции органического мира обращает на себя внимание, что переломные моменты в истории растительного мира Земли приурочены ко времени, несколько более раннему, чем соответствующие изменения животного мира, являющиеся основой общепринятого подразделения истории Земли на эры и периоды.

Для целей корреляции, так же как и в случае использования остатков фауны, имеют значение не все ископаемые растения, а только те группы, которые вымерли или по крайней мере не обнаруживают более систематического разнообразия после того, как они преобладали в течение какого-то отрезка геологического времени. При этом необходимо иметь в виду, что распространение многих групп растений довольно широко растянуто во времени, ибо появляются они задолго до периода их преобладания, а исчезают значительно позже его. Если этого не учитывать, то можно легко впасть в ошибки при корреляции. В основе решения вопроса возрастной корреляции флор лежат следующие принципы:

1) существенно сходные флоры считаются одновременными;

2) одновременность устанавливается сходством руководящих видов, родов и комплексов;

3) при определении одновременности двух или нескольких флор следует использовать наиболее раннее появление сходных новых форм и наиболее позднее появление сходных древних форм;

4) сходные преобладающие виды в двух или нескольких флорах в пределах ботанической провинции указывают на одновременность;

5) сходные стадии эволюционного развития, установленные в группах растений двух или более флор, указывают на существенную одновременность.

В последнее время важным способом стратиграфической параллелизации стал так называемый **спорно-пыльцевой анализ**. Сущность его состоит в статистическом изучении спор и

пыльцевых зерен, содержащихся в слое или свите, с выяснением числовых соотношений между спорами (или пыльцевыми зёрнами) различных типов. Сопоставление слоев или свит производится обычно не на основании присутствия или отсутствия тех или иных единичных типов этих микроскопических ископаемых, а по комплексу преобладающих форм и порядку их частоты встречи.

Заканчивая на этом краткое изложение главнейших способов установления разновозрастности горных пород относительными методами, следует еще раз подчеркнуть, что ни один из рассмотренных способов (исключая непосредственное непрерывное прослеживание пластов) сам по себе не дает надежных выводов об разновозрастности (синхронности) анализируемых толщ. Поэтому наибольшего эффекта удается достигнуть при комплексном использовании всех материалов, получаемых в процессе детальных исследований различными способами и методами, известными современной геологии. В этом отношении большую роль призваны сыграть бурно развивающиеся последние десять лет методы абсолютной геохронологии, краткому рассмотрению которых посвящены последующие главы.

Глава пятая

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Геологические и физические обоснования оценки времени

Относительный возраст геологических образований, как бы тщательно он ни был определен, не дает реального цифрового представления ни об общей продолжительности геологической жизни Земли, ни о продолжительности отдельных периодов и эпох ее исторического развития, ни о длительности геологических процессов. Вместе с тем, оценка длительности геологических процессов имеет первостепенное значение при выработке научного прогноза на полезные ископаемые и определении направления поисково-разведочных работ. Кроме того, изучение многих проблем теоретической геологии затрудняется отсутствием достоверных сведений о возрасте Земли и времени, прошедшем с того или иного момента истории Земли до наших дней. Поиски методов, позволяющих более или менее точно оценивать геологическое время, велись давно.

Во второй половине XIX в. к решению возрастных задач пытались подойти, анализируя различные физические, геологические, химические и даже биологические процессы, протекающие на Земле. Так, известный английский физик Кельвин (Томсон Уильям), исходя из представления об охлаждении Земли на основе уравнения теплопроводности, определил возраст Земли в 40 млн. лет.

Не более удачной оказалась и попытка определить возраст Земли путем установления возраста океанов «солевым» методом. В основе этих расчетов лежала мысль, высказанная астрономом Галлеем, о возможности произвести определение

возраста Земли, исходя из степени солености воды в океане. Было подсчитано, что общее количество натрия, содержащегося в морях и океанах, составляет 14 130 млрд. т. Одновременно с этим определили, что все реки мира сносят в моря ежегодно около 158 тыс. т этого металла. Отсюда простым арифметическим расчетом получили возраст океана, равный 89 млн. лет. В дальнейшем этот расчет неоднократно уточнялся и были получены цифры до 350 млн. лет.

Совершенно очевидно, что действительной цифры возраста этим методом получить невозможно, так как не учитывается, что скорость выноса солей реками в океан, естественно, была непостоянной из-за непостоянной площади суши. Кроме того, океанские воды могли содержать соли еще при своем образовании. Количество их могло пополняться гидротермами и экзогляциями прямо из недр Земли во время вулканических извержений, особенно подводных. При этом не учитывалось также, что часть солей из океанских вод выпадает в осадок.

Интересными были попытки использовать для определения длительности формирования осадочных комплексов и земной коры в целом данные о количестве сносимого с континентов реками рыхлого материала. Установлено, что ежегодный вынос осадков крупнейшими реками очень большой. Так, р. Аму-Дарья выносит в Аральское море 44 852 тыс. м³ осадков; р. Ганг — в Индийский океан 177 млн. м³, р. Миссисипи — в Мексиканский залив 211 500 млн. м³ осадков. Желтая река в Китае (по подсчетам акад. В. А. Обручева) выносит в море около 900 млн. м³ осадков (это количество может покрыть площадь всей Москвы слоем толщиной почти в 3 м), р. Темза в Англии выносит более 1 млн. м³ песка и ила.

Дельта р. Риона настолько быстро наращивает берег, что бывшая старая крепость, выстроенная около 350 лет назад на берегу моря, теперь отстоит от него более чем на 2 км. Острова, на которых расположена часть Ленинграда, представляют собой отложения дельты р. Невы. Площадь их с начала XVIII в. до середины XIX в. увеличивалась ежегодно в среднем на 35—40 тыс. м². Если отложение осадков будет и далее происходить с той же интенсивностью, то через 3300 лет остров Котлин с Кронштадтом присоединится к матерiku.

Этих примеров достаточно, чтобы убедиться, какое огромное количество осадков смывают с суши в моря и океаны реки всего земного шара. Известный американский геохимик Кларк вычислил, что денудация снимает ежегодно со всей

поверхности Земли слой в 0,033 мм, а значит, чтобы размыть 1 м суши, потребуется до 30 тыс. лет. Исходя из тех же положений, Пени определил продолжительность четвертичного периода от 500 тыс. до 1 млн. лет.

Другими учеными в основу хронологических вычислений были положены скорости процессов седиментации осадков в морях. Вычисляя количество минеральных веществ, сносимых реками, они условно распределяли его по площади приконтинентальной зоны морей, в которой происходит аккумуляция почти всей массы терригенного минерального материала. Площадь такой зоны определить нетрудно, если учесть существующую ныне ее небольшую ширину, близкую, в среднем к 160 км. Таким способом можно вычислить мощность ежегодно нарастающих в морях осадков, а, оценив суммарную мощность морских отложений в земной коре, определить и длительность формирования земной коры.

Д. Муррей полагал, что ежегодно реками выносятся в моря около 16 км³ твердых веществ, что образует на дне в среднем 0,11 мм осадков в год. Приняв суммарную мощность осадочных пород всех систем около 150 км, он определил длительность процесса осадконакопления в морях приблизительно в 1,5 млрд. лет, что может соответствовать началу образования осадочной коры. У. Д. Уолкот провел расчет такого же характера и получил цифру в 70 млн. лет, а Лотце — 700 млн. лет. В настоящее время доказано, что эти цифры возраста коры значительно преуменьшены. Основной ошибкой этих расчетов явилась принятая в подсчете слабо обоснованная и завышенная средняя скорость накопления осадков.

В действительности скорость осадконакопления весьма меняется в зависимости от условий и места формирования осадка. Так, в открытом море и океане осадконакопление идет медленнее, чем в прибрежной зоне. По данным Ю. В. Кузнецова (1958), скорость накопления современных осадков на шельфе Антарктиды — только 2—3 см в 1000 лет, при максимуме около 16 см в 1000 лет. В пределах ложа океана, в области распространения айсберговых, диатомовых и фораминиферовых осадков, скорость современной седиментации снижается до 0,5 см в 1000 лет, а в области существенно биогенных осадков, наиболее удаленной от берегов, она едва достигает 0,2—0,4 см в 1000 лет. По данным В. И. Баранова и Л. А. Кузьминой (1958), исследовавших пробы донных отложений, взятых Первой Советской комплексной антарктической экспедицией 1956 г. из окраинной части Тихого океана, установлено, что скорость отложения морских илов там

равна 1—3 см в 1000 лет, а для плов Индийского океана — 0,5—0,65 см в 1.000 лет.

Все приведенные цифры свидетельствуют о значительном различии в скоростях осадконакопления в прибрежных областях и открытом океане и дают материалы преимущественно только для оценки скорости этих процессов и длительности отдельных стадий геологической истории. Точность этих данных недостаточна, ибо мощности образующихся толщ зависят от многих факторов, в том числе от состава осадков, способов их возникновения, общей устойчивости гидродинамического режима. Анализ взаимоотношения мощностей и времени показывает, что мощности непрерывного осадкоотложения пропорциональны времени, но могут быть сравнимы только при одинаковом составе осадков и одинаковых геотектонических условиях формирования. Обычно же осадконакопление идет прерывисто, и поэтому суммарные видимые мощности пластов не пропорциональны времени их образования. Это является основной причиной, почему они не могут быть надежным хронологическим критерием.

В последнее время Шухерт, опираясь на геологические и палеогеографические исследования в Северной Америке, вычислил, что скорость отложения палеозойских пород была всего 0,09 мм в год, а в кайнозое достигла 0,42 мм. Распространяя свои подсчеты на всю земную поверхность, он принимает суммарную мощность палеозоя в 93 635 м, мезозоя — в 37 454 м и кайнозоя — в 18 727 м. Вводя в подсчет различные поправки, Шухерт определяет продолжительность отдельных периодов следующими цифрами:

Период	Длительность, млн. лет
Кембрий	90
Силур	85
Девон	40
Карбон	75
Пермь	40
Триас	25
Юра	25
Мел	60
Кайнозой нижний .	35
Кайнозой верхний .	25

Общую продолжительность истории Земли, начиная с кембрия, Шухерт определяет в 500 млн. лет. При этом он обращает внимание на ускорение геологических процессов от палеозоя к кайнозое. К сходным выводам об увеличении

скорости седиментационных процессов пришел и Бубнов на основе палеогеографического изучения Западной Европы. Эти данные довольно близки к современной оценке длительности постпротерозойского этапа истории Земли, хотя в общем имеют относительную ценность, ибо методики их получения, несмотря на ряд принятых поправок, имеют много недостатков. Несомненно, заслуживает внимания вывод исследователей об ускорении геологических процессов во времени как следствии активизации тектонической жизни Земли от кембрия к четвертичному периоду.

Весьма интересные и довольно точные данные были получены, в частности, при изучении ледниковых отложений, покрывающих северную часть Европы, среди них встречаются тонкослоистые глины, отличающиеся характерной строго параллельной слоистостью. Прослойки глин самых тонких фракций чередуются в них с прослойками глин более грубых, иногда илистых и даже тонких песков. Предполагается, что эти «ленточные» глины накапливались в озерах, связанных с таянием ледников. Тонкие слои отлагались зимой, а более грубые — летом, так что каждая пара прослоев характеризует год. Подсчитанное количество пар прослоев в серии может отвечать количеству лет, в течение которых формировалась рассматриваемая серия. Подсчеты показали, что с начала отложения ленточных глин на севере Европы прошло около 16 500 лет, а Валдайского (Вюрмского) оледенения, оставившего мощные морены, — около 90 000 лет. Сходный подсчет показал, что от начала Днепровского (Рисского), самого мощного оледенения, во время которого лед продвинулся до нижнего течения современных рек Днепра и Дона, прошло 200 000 лет, от начала древнего Лихвинского (Миндельского) оледенения — около 450 000 лет.

Известны и другие попытки количественного определения длительности геологической истории Земли: по сокращению земной поверхности в результате остывания, по скорости химической денудации, по скорости накопления известняков, по скорости накопления береговых отложений и др. Все эти многочисленные попытки определения возраста Земли или земной коры хотя и дали некоторые материалы для общей оценки, но не выходили за рамки отдельных частных эпизодов геологической жизни нашей планеты. Обобщенные определения в подавляющем большинстве случаев являлись вообще мало надежными, так как базировались на недостаточных данных и гипотетических предположениях, а следовательно, не могли обусловить научно обоснованного метода определения возраста.

Только в конце XIX в., с открытием явлений естественного радиоактивного распада, была получена возможность разработки методов определения абсолютно го возраста горных пород на основе непрерывно действующего природного процесса. С этого времени геологическая наука получила возможность делать обоснованные выводы о возрасте земной коры и Земли в целом.

В 1896 г. французский ученый Антуан Анри Беккерель (1852—1908), исследуя соли урана, обнаружил, что они испускают невидимые лучи, проходящие через непрзрачные тела и вызывающие почернение фотографической пластинки.

В 1898 г. Пьер Кюри (1859—1906) и его супруга Мария Склодовская-Кюри (1867—1934), установив, что таким же излучением обладают, кроме урана, торий и открытые ими радий и полоний, назвали это явление радиоактивностью.¹ Многие исследования, осуществленные позже, показали, что в современных условиях верхних слоев земной коры процессы радиоактивного распада протекают с постоянной скоростью независимо от любых известных нам физических и химических процессов. Ни жара в тысячи градусов (до 7000°), ни холод, близкий к абсолютному нулю (-270°), ни огромное давление, ни сильные магнитные поля и бомбардировка космическими лучами не были в силах изменить в лабораторных условиях постоянство распада естественных радиоактивных ядер. Правда, современной физике известно, что скорость радиоактивного распада ряда искусственно полученных радиоактивных ядер (бериллий 7, технеций 99) слегка изменяется в зависимости от того, в каком химическом или физическом состоянии они находятся. Однако



Рис. 21. А. Беккерель в лаборатории. Вверху — первый отпечаток, благодаря которому А. Беккерель обнаружил самопроизвольное излучение, испускаемое солью урана.

¹ Радиоактивность — явление самопроизвольного превращения неустойчивых изотопов одного химического элемента в изотопы другого, сопровождающееся излучением элементарных частиц



Рис. 22. Пьер Кюри.



Рис. 23. Мария Склодовская-Кюри.

для природных радиоактивных элементов скорость распада оказывалась постоянной. Это постоянство послужило основой для предположения о неизменной скорости радиоактивного распада на протяжении всей геологической истории земной коры и позволило Пьеру Кюри на заседании Парижского физического общества в 1902 г. впервые высказать мысль о возможности использования скорости радиоактивного распада в качестве индикатора времени для определения возраста минеральных тел. Несколько позже и независимо от Кюри эта мысль была высказана знаменитым английским физиком Э. Резерфордом, а в 1906 г. он сделал

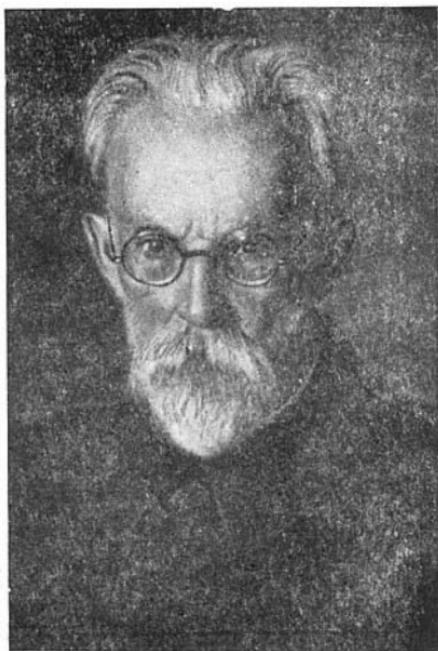


Рис. 24. В. И. Вернадский.

первую попытку расчета абсолютного возраста минералов из отношения гелия к урану. Хотя вследствие недостаточности некоторых основных сведений полученные Резерфордом цифры страдали большой неточностью, однако можно считать, что с этого времени было положено начало развитию нового метода — метода абсолютного геологического летоисчисления.

В нашей стране к решению проблемы определения возраста минералов, горных пород и Земли на основе свойств радиоактивного распада приступили с 1924 г. В. И. Вернадский, В. Г. Хлопин, К. А. Ненадкевич, позже И. Е. Старик и Э. К. Герлинг,

Акад. В. И. Вернадский один из первых оценил огромное научное и практическое значение определения возраста минеральных веществ радиоактивными методами и наметил в этой области две основные проблемы: определение длительности геологических процессов и возраста геологических тел. Им были поставлены соответствующие работы в Радиом институте Академии наук СССР. Первые определения возраста минералов были даны в 1925 г. К. А. Ненадкевичем по свинцовому методу и В. Г. Хлопиным по гелиевому методу. В 1931 г. начались работы по определению возраста во

Естественные радиоактивные элементы

Элемент	Содержание в естественной смеси изотопов, %	Период полураспада, лет	Тип распада	Энергия излучения МэВ		Продукт превращения	Радиоактивная постоянная, лет ⁻¹
				частиц	γ-лучей		
${}^1_1\text{H}^3$	—	12,46	β^-			${}^2_2\text{He}^3$	
${}^6_6\text{C}^{14}$	—	5568	β^-			${}^7_7\text{N}^{14}$	$1,20 \cdot 10^{-4}$
${}^{19}_{19}\text{K}^{40}$	0,0119	$1,31 \cdot 10^{-9}$	β^- (88,8%) к (11,2%)	1,325	1,459	${}^{20}_{20}\text{Ca}^{40}$ (88%) ${}^{18}_{18}\text{Ar}^{40}$ (12%)	$5,73 \cdot 10^{-10}$
${}^{20}_{20}\text{Ca}^{48}$	0,185	$> 2 \cdot 10^{16}$	β^-			${}^{24}_{24}\text{Sc}^{48}$	
${}^{37}_{37}\text{Rb}^{87}$	27,85	$6,15 \cdot 10^{10}$	β^-	0,275	0,394	${}^{38}_{38}\text{Sr}^{87}$	$1,16 \cdot 10^{-11}$
${}^{40}_{40}\text{Zr}^{96}$	2,80	$6,2 \cdot 10^{16}$	β^-	3,4		${}^{41}_{41}\text{Nb}^{96}$	
${}^{49}_{49}\text{In}^{113}$	4,3	$> 10^{14}$					
${}^{49}_{49}\text{In}^{115}$	95,77	$6 \cdot 10^{14}$	β^-	0,63		${}^{50}_{50}\text{Sn}^{115}$	
${}^{50}_{50}\text{Sn}^{124}$	5,98	$> 1,5 \cdot 10^{17}$	β^-	1,5		${}^{51}_{51}\text{Sb}^{124}$	
${}^{52}_{52}\text{Te}^{130}$	34,49	$1,4 \cdot 10^{21}$	β^-			${}^{53}_{53}\text{I}^{130}$	

$_{57}\text{La}^{138}$	0,089	$7 \cdot 10^{10}$	β^- (?) β^+ κ γ	1,00 (β^+)	0,535 0,807 1,390	$_{56}\text{Ba}^{138}$ $_{55}\text{Ce}^{138}$	
$_{60}\text{Nd}^{150}$	5,60	$5 \cdot 10^{10}$	β^-	0,011		$_{60}\text{Pm}^{150}$ ($_{62}\text{Sm}^{150}$)	
$_{62}\text{Sm}^{147}$	15,07	$6,7 \cdot 10^{11}$	α			$_{60}\text{Nd}^{143}$	$1,03 \cdot 10^{-11}$
$_{71}\text{Lu}^{176}$	2,60	$2,4 \cdot 10^{10}$	β^- (33%) γ (67%)	0,215 0,40	0,180 0,270	$_{72}\text{Hf}^{176}$ $_{76}\text{Yb}^{176}$	$2,89 \cdot 10^{-11}$
$_{74}\text{W}^{180}$	0,135	$2,2 \cdot 10^{17}$	α	3,2		$_{72}\text{Hf}^{76}$	
$_{75}\text{Re}^{187}$	62,93	$4 \cdot 10^{12}$	β^-	0,0400		$_{76}\text{Os}^{187}$	$1,19 \cdot 10^{-13}$
$_{83}\text{Bi}^{209}$	100	$2,7 \cdot 10^{17}$	α	3,15		$_{81}\text{Te}^{205}$	
$_{90}\text{Th}^{232}$	100	$1,389 \cdot 10^{10}$	α γ e^-	3,905(α) 20% 3,98 (α) 80% 0,055(e^-) 0,070(e^-)	0,075	$_{88}\text{Ra}^{228}$	$4,99 \cdot 10^{-11}$
$_{92}\text{U}^{235}$	0,714	$7,13 \cdot 10^8$	α γ	4,20(4,2%) 4,393(85,6%) 4,58(10,2%)	0,094 0,143 0,184 0,289 0,386	$_{90}\text{Th}^{231}$	$9,8 \cdot 10^{-10}$
$_{92}\text{U}^{238}$	99,28	$4,498 \cdot 10^9$	α γ e^-	4,132(α)~22% 4,180 (α)~78% 0,030(e^-) 0,045(e^-)	0,048	$_{90}\text{Th}^{234}$	$1,54 \cdot 10^{-10}$

ВСЕГЕИ в лаборатории И. Е. Старика. Более чем за пятьдесят лет, с момента первых попыток Резерфорда, по использованию радиоактивного процесса для определения абсолютного возраста минералов проделана большая работа, осуществлены широкие методические поиски и разработки. К настоящему времени выявлено много радиоактивных рядов, пригодных для геохронологии, разработан ряд методов и накоплен большой материал по конкретным определениям возраста геологических образований.

Не вдаваясь в детали характеристики процесса радиоактивного распада, напомним только, что сейчас нам известно значительное число самопроизвольно распадающихся элементов (табл. 4). Все они могут быть разделены на три группы.

Первая, наиболее интересная для нас группа состоит из элементов, энергия распада которых имеет существенное значение для геологических процессов. Это уран 238 и уран 235, торий и продукты их распада, а также калий 40 и рубидий 87.

Ко второй группе относятся радиоактивные изотопы ряда химических элементов: кальций 48, цирконий 96, индий 113, индий 115, олово 124, телур 130, лантан 138, неодим 150, самарий 152, лютеций 176, вольфрам 180, рений 187, висмут 209. Они очень мало распространены в природе и обладают настолько большим периодом полураспада, что сумма выделяемой ими энергии не имеет практического для геологии значения. Все эти элементы возникли еще в догеологический период жизни Земли, когда происходило образование химических элементов, а за последние 3—5 млрд. лет в земных условиях они претерпевали только необратимый процесс радиоактивного преобразования.

В третью группу входят радиоактивные элементы (углерод 14 и водород 3), образующиеся на Земле в результате ядерных реакций, постоянно протекающих в земной атмосфере под действием космического излучения.

В результате распада каждый из радиоактивных элементов, непосредственно или через ряд превращений, дает два конечных элемента определенного атомного веса. Так, уран, распадаясь, превращается в свинец и гелий; калий при распаде образует кальций и аргон и т. д. Принимая основной элемент за материнский, образующиеся из него продукты принято называть дочерними. Как уже указывалось, процесс радиоактивного распада протекает в условиях Земли с практически неизменной скоростью. Следовательно, ежегодно распадается определенное количество атомов материнского

вещества и образуется соответствующее количество дочерних продуктов.

На основании анализа опытных данных Резерфорд и Содди еще в 1902 г. сформулировали закон радиоактивного распада, согласно которому количество материнского радиоактивного вещества со временем уменьшается по показательному закону

$$N = N_0 e^{-\lambda t}. \quad (1)$$

Здесь N — количество радиогенного вещества, оставшееся по истечении промежутка времени t , N_0 — первоначальное количество радиогенного вещества (для t , равного нулю), λ — константа радиоактивного распада, характеризующая вероятность распада атома за единицу времени, e — основание натуральных логарифмов. Число атомов дочернего вещества (D), образовавшееся за промежуток времени t , равно числу атомов материнского вещества, распавшихся за это же время. Иначе говоря, изменение во времени относительного количества атомов материнских и дочерних элементов выражается зависимостью:

$$D = N_0 - N = N(e^{\lambda t} - 1). \quad (2)$$

Отсюда следует, что если мы возьмем какой-либо природный объект — минерал или породу — и определим содержание в нем материнского и дочерних веществ, то нетрудно установить, какое количество дочернего вещества приходится на одну весовую часть первоначально существовавшего материнского элемента. Для этого надо только определить количество дочернего продукта, производимое 1 г материнского вещества в течение года, и количество материнского и дочернего продуктов, находящихся в момент измерения в минерале или породе. Если установлено одновременно с этим, что материнское радиоактивное вещество находилось в минерале или породе с момента их образования, то очевидно, что полученная величина характеризует время, протекшее с момента образования данного минерала или породы. Конечно, это будет справедливо только в том случае, если горная порода или минерал на стадии своего образования не содержали элемента, аналогичного конечному (дочернему) продукту, и если с момента «закупорки» материнского элемента в минерале и до момента исследования сам минерал не подвергался каким-либо процессам, которые могли обусловить привнос или потерю им материнского или дочерних продуктов, т. е. если не нарушилось радиоактивное равновесие.

Таким образом, в принципе распад любого естественного радиоактивного элемента может быть использован для определения возраста. Однако практически для этих целей приемлемы только те элементы, скорости распада которых обуславливают накопление доступного для измерения количества дочернего продукта. Одновременно с этим следует указать, что максимальное время, которое может быть измерено по той или иной реакции распада, ограничивается примерно десятью периодами полураспада¹, поэтому короткоживущие радиоактивные изотопы для геохронологических целей непригодны. Наиболее надежное измерение геологического времени возможно на элементах, обладающих значительно большими периодами полураспада, сравнимыми с возрастом Земли. Вследствие медленного распада радиоактивных ядер скорость образования продуктов распада для большинства минералов и пород считается постоянной и пропорциональной первоначальному содержанию материнского вещества.

При решении вопроса о возможности использования того или иного элемента в качестве геологического хронометра весьма существенное значение имеет распространенность этого элемента в земной коре. Для исследования возраста необходимо, чтобы он имел сравнительно широкое распространение (табл. 5), а его количества в минералах должны быть доступны для аналитических измерений.

В настоящее время известно большое число методов определения абсолютного геологического возраста, основанных на свойствах радиоактивного распада различных природных элементов. Все известные методы объединяются в три группы:

1) методы, использующие сам процесс радиоактивного распада и основанные на определении в природных веществах отношения количества дочерних продуктов распада к количеству содержащихся в них материнских элементов (гелиевый, свинцовый, аргоновый, кальциевый, стронциевый, углеродный);

2) методы, основанные на изучении изменения со временем количества радиоэлемента, если известно его начальное содержание (радиевый, иониевый и др.);

3) методы, построенные на определении интенсивности явлений, возникающих в окружающей среде в результате длительного воздействия радиоактивных излучений (метод плеохроических ореолов, кислородный метод и др.).

¹ Период полураспада — время, необходимое для того, чтобы данное количество радиоактивного вещества распалось на половину от своей первоначальной величины.

Содержание естественных радиоактивных
элементов в земной коре
(Баранов В. И., 1956)

Элемент	Содержание в смеси изо- топов, %	Кларк химиче- ских элементов, по А. Н. Ва- ноградскому, весов. %	Кларк радио- активных изо- топов, относ.
^{40}K	0,011	2,60	$1,51 \cdot 10^{-4}$
^{87}Rb	27,2	$3,1 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$
^{124}Sn	6,11	$4 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$
^{130}Te	34,11	$(1 \cdot 10^{-6})$	$4,4 \cdot 10^{-8}$
^{138}La	0,089	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-7}$
^{140}Nd	5,60	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,96 \cdot 10^{-5}$
^{147}Sm	15,07	$7 \cdot 10^{-4}$	$2,39 \cdot 10^{-5}$
^{152}Sm	26,63		
^{176}Lu	2,5	$1 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-7}$
^{187}Re	62,93	$1 \cdot 10^{-7}$	$5,35 \cdot 10^{-9}$
^{232}Th	100,0	$8 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-5}$
^{235}U	0,714	$3 \cdot 10^{-4}$	$1,42 \cdot 10^{-7}$
^{238}U	99,28		

Примечание. Содержание радиоактивного изотопа углерода C^{14} составляет в современном угле-роде, прошедшем через атмосферу, $10^{-7}\%$. Отношение трития H^3 к обыкновенному водороду в атмосфере составляет 10^{-14} . В урановых минералах найден плутоний Pu^{239} в количестве около $10^{-11}\%$, образующийся из U^{238} после присоединения нейтрона.

Распространенность радиоактивных элементов в земной коре, при разработанности аналитических методик количественных определений соответствующих радиогенных изотопов, обуславливает достаточно широкую возможность использования первичного радиоактивного распада для методов возрастных определений и обеспечивает сравнительно высокую надежность результатов. Поскольку наиболее разработанными и нашедшими свое практическое применение в настоящее время являются методы первой группы, то изложению их мы и уделяем главное внимание.

Так как вторичные явления радиоактивного распада проявляются только в специфических условиях, то эта группа методов имеет ограниченное использование и не всегда дает достаточно надежное определение возраста.

Гелиевый и свинцовый методы

Классические свинцовый и гелиевый методы определения возраста геологических образований основываются на распаде атомов урана и тория. Оба эти элемента широко распро-

Таблица 6

Среднее содержание радиоактивных элементов в главных типах пород, по А. П. Виноградову (1956), %

Тип пород	Радий	Активный	Уран	Торий
Магматические				
кислые	$1,2 \cdot 10^{-10}$	$7,4 \cdot 10^{-14}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
средние	$6 \cdot 10^{-11}$	$3,8 \cdot 10^{-14}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$
основные	$2,7 \cdot 10^{-11}$	$1,7 \cdot 10^{-14}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$
ультраосновные	$1 \cdot 10^{-12}$	$6,4 \cdot 10^{-16}$	$(3 \cdot 10^{-6})^*$	$(6 \cdot 10^{-4})^*$
Осадочные (глины, сланцы)	$1 \cdot 10^{-10}$	$6,8 \cdot 10^{-14}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$

* В скобках приведены данные, требующие проверки.

Таблица 7

Содержание радиоактивных элементов в различных типах осадочных пород, г/г

Порода	Радий	Уран	Торий
Известняк	$0,5 \cdot 10^{-12}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$0,5 \cdot 10^{-6}$
Доломит	$0,11 \cdot 10^{-12}$	$0,3 \cdot 10^{-6}$	—
Песчаники	$1-1,5 \cdot 10^{-12}$	до $4,0 \cdot 10^{-6}$	—
Глинистые сланцы	$0,09 \cdot 10^{-12}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$	—
Глины	$1,3 \cdot 10^{-12}$	$4,3 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$

Таблица 8

Содержание урана в различных минералах, по данным Е. С. Ларсена и Ж. Фейта, 10^{-6} г/г

Минерал	Гранодиорит	Известково-щелочной гранит	Щелочной (натровый) гранит
Кварц	2,2	2,4	2,3
Ортоклаз	—	1,2	2,6
Пертит	8,2	—	2,1
Плагиоклаз	6,0	1,9	5,1
Бiotит	2,6	5,2	38
Роговая обманка	2,8	—	43
Магнетит	3,5	—	30,14*
Гранат	7,5	5	—
Циркон	1750	4600	1450
Моноцит	820	—	1750
Апатит	62	47	—
Ксенотим	12700	360	—
Мусковит	—	8,1	—
Ильменит	—	—	48
Алланит	—	—	540

* Анализ двух фракций магнетита.

странены в природе. Они содержатся во всех горных породах, минералы их довольно многочисленны; нередко образуют крупные месторождения, но большая часть этих элементов находится в состоянии рассеяния. В табл. 6, 7 и 8 приводятся данные, характеризующие содержание урана и тория в различных горных породах и минералах.

Природный уран состоит из трех радиоактивных изотопов: уран 234, уран 235 (актиноуран) и уран 238. По данным Нира (1939), соотношение этих изотопов в обычном уране следующее: уран 234 — 0,0058% ($T = 2,522 \cdot 10^5$ лет), уран 235 — 0,71% ($T = 7,108 \cdot 10^8$ лет) и уран 238 — 99,28% ($T = 4,498 \cdot 10^9$ лет).

Естественные урановые изотопы являются членами уранового (уран 238 и 234 — табл. 9) и актинового (уран 235 — табл. 10) рядов. Стабильные изотопы тория, так же как и урана, в природе не существуют. Природный торий состоит из одного долгоживущего изотопа — тория 232 ($T = 1,389 \cdot 10^{10}$ лет). В составе радиоактивных семейств известен ряд изотопов тория — торий 230 ($T = 8,0 \cdot 10^4$ лет) и торий 234 ($T = 24,1$ дня) в урановом ряду (см. табл. 9), торий 228 ($T = 1,9$ г.) и торий 232 в ториевом ряду (табл. 11), торий 227 ($T = 18,17$ дня) и торий 231 ($T = 25,64$ часа) в актиноидном ряду (табл. 10). Изотоп тория 229 ($T = 7340$ лет) является членом нептуниевых рядов.

Таблица 9

Продукты распада урана 238

Изотопы	Излучаемые частицы	Период полураспада	Единицы измерения времени
^{238}U	α	$4,49 \pm 0,01 \cdot 10^9$	годы
^{234}Th	β	$24,101 \pm 0,025$	сутки
^{234}Pa	β	$1,175 \pm 0,003$	минуты
^{234}U	α	$2,475 \pm 0,016 \cdot 10^5$	годы
^{230}Th	α	$8,0 \pm 0,3 \cdot 10^4$	годы
^{226}Ra	α	1622 ± 1	годы
^{222}Rn	α	$3,825 \pm 0,005$	сутки
^{218}Po	α	$3,050 \pm 0,009$	минуты
^{214}Pb	β	$26,8 \pm 0,1$	минуты
^{214}Bi	α, β	$19,72 \pm 0,04$	минуты
^{214}Po	α	$163,7 \pm 0,2$	микросекунды
^{210}Tl	β	$1,32 \pm 0,01$	минуты
^{210}Pb	β	$22,5 \pm 0,4$	годы
^{210}Bi	α, β	$4,989 \pm 0,013$	сутки
^{210}Po	α	$138,374 \pm 0,032$	сутки
^{206}Pb	—	стабильный	—

Продукты распада урана 235 (актиноурана)

Изотопы	Излучаемые частицы	Период полураспада	Единицы измерения времени
$^{92}\text{U}^{235}$	α	$7,13 \pm 0,16 \cdot 10^8$	годы
$^{90}\text{Th}^{231}$	β	$25,6 \pm 0,1$	часы
$^{91}\text{Pa}^{231}$	α	$3,43 \pm 0,03 \cdot 10^4$	годы
$^{89}\text{Ac}^{227}$	β	$22,0 \pm 0,3$	годы
$^{90}\text{Th}^{227}$	α	$18,6 \pm 0,1$	часы
$^{88}\text{Ra}^{223}$	α	$11,2 \pm 0,2$	сутки
$^{86}\text{Rn}^{219}$	α	$3,917 \pm 0,015$	секунды
$^{84}\text{Po}^{215}$	α, β	$1,83 \pm 0,04 \cdot 10^3$	секунды
$^{83}\text{Pb}^{211}$	β	$36,1 \pm 2$	минуты
$^{83}\text{Bi}^{211}$	α, β	$2,16 \pm 0,03$	минуты
$^{84}\text{Po}^{211}$	α	$0,52 \pm 0,02$	секунды
$^{81}\text{Tl}^{207}$	β	$4,79 \pm 0,02$	минуты
$^{82}\text{Pb}^{207}$	—	стабильный	—

При распаде каждый атом урана 238 дает 1 атом свинца с атомным весом 206 и 8 атомов гелия; уран 235 дает 1 атом свинца 207 и 7 атомов гелия, а торий 232, распадаясь, дает 1 атом свинца 208 и 6 атомов гелия. Основываясь на этих данных, для определения возраста можно использовать 3 изотопа свинца и гелий как стабильные конечные продукты радиоактивного распада урана и тория, накапливающиеся в минералах, содержащих уран и торий. Использование их возможно только для определения возраста довольно древних пород и минералов магматического (изверженного) происхождения, в которых установилось радиоактивное равно-

Таблица 11

Продукты распада тория

Изотопы	Излучаемые частицы	Период полураспада	Единицы измерения времени
$^{90}\text{Th}^{232}$	α	$1,39 \pm 0,02 \cdot 10^{10}$	годы
$^{88}\text{Ra}^{228}$	β	$6,7 \pm 0,1$	годы
$^{80}\text{Ac}^{228}$	β	$6,13 \pm 0,03$	часы
$^{90}\text{Th}^{228}$	α	$1,90 \pm 0,01$	годы
$^{88}\text{Ra}^{224}$	α	$3,64 \pm 0,01$	сутки
$^{86}\text{Rn}^{220}$	α	$54,53 \pm 0,04$	секунды
$^{84}\text{Po}^{216}$	α, β	$0,158 \pm 0,008$	секунды
$^{82}\text{Pb}^{212}$	β	$10,67 \pm 0,05$	часы
$^{83}\text{Bi}^{212}$	α, β	$60,48 \pm 0,04$	минуты
$^{84}\text{Po}^{212}$	α	$0,29 \pm 0,01$	микросекунды
$^{81}\text{Tl}^{208}$	β	$3,1 \pm 0,1$	минуты
$^{82}\text{Pb}^{208}$	—	стабильный	—

весне и накопились доступные для аналитических измерений количества дочерних продуктов.

Гелиевый метод определения абсолютного возраста минералов и горных пород основан на том, что гелий образуется как конечный продукт радиоактивного распада урана и тория. Зная характер реакций и учитывая постоянство скорости процесса радиоактивного распада, нетрудно подсчитать, что, например, 1000 г урана в течение 100 млн. лет дают 2 г гелия, через 2 млрд. лет гелия накопится уже 35 г, а через 4 млрд. лет количество гелия достигнет 60 г, при этом останется половина количества первичного урана. Если мы предположим, что весь образующийся гелий сохранится в минерале или породе, то количество обнаруженного гелия, урана и тория позволит вычислить их возраст. Для этого достаточно разделить найденное количество гелия в веществе на гелий, образующийся в течение года¹.

Гелий широко распространен на Земле. Однако открыт он был в солнечном спектре, почему и получил свое название. На Земле он был обнаружен лишь в 1895 г. Известно два естественных стабильных изотопа гелия: гелий 3 и гелий 4. Соотношение их в атмосферном гелии, по данным Куна (1949), выражается цифрами: гелий 3 — $1,3 \cdot 10\%$, гелий 4 — $99,9999\%$. Сейчас установлено, что весь земной гелий является продуктом распада радиоактивных элементов.² Ядро гелия 4 постоянно выделяется как α -частица при распаде урана, тория и самария 147. Но из-за чрезвычайно большой продолжительности жизни последнего его роль в образовании гелия невелика. Гелий 3 является стабильным конечным продуктом распада трития (водород 3). По данным Ван Орстранда и независимо от него В. Г. Хлопина, известно, что количество гелия на нашей планете могло накопиться в течение 1 млрд. лет в результате распада урана и тория, находящихся в земной коре. Образование гелия протекает и сейчас, и, несмотря на то, что Земля непрерывно теряет гелий, рассеивая его в межпланетное пространство, содержание гелия в атмосфере увеличивается. Количество гелия в породах земной коры связано с возрастом последних и с содержанием в них урана и тория.

¹ Поскольку количество образующегося гелия зависит от количества материнского вещества, а последнее из года в год уменьшается, то при определении возраста приходится пользоваться не простой линейной зависимостью, а вести расчет по сложному степенному функциональному закону.

² Количество гелия, образовавшегося в результате ядерных реакций под действием космического излучения в земных условиях, практически не играет роли.

Гелий обычно включен в кристаллическую решетку породообразующих минералов и может рассматриваться как твердый раствор, который большей частью прочно удерживается. Однако при наличии радиоактивных включений, производящих облучение решетки α -частицами, часть гелия может мигрировать. Это обуславливает определенные ограничения применения метода, о чем будет сказано ниже.

Гелиевый метод определения абсолютного возраста является наиболее старым. Впервые он был предложен Резерфордом в 1905 г., в 1908—1910 гг. определением возраста минералов и горных пород по гелию занимался Стротт. Наиболее успешное развитие метода началось только с 1928 г., после того, как Панет и Петерс описали метод измерения очень малых количеств гелия, а Панет, Гелин и Гунтер опубликовали результаты своих исследований по содержанию гелия, радия и тория в горных породах и рассчитали на этом основании их возраст. В Советском Союзе разработкой метода почти с самого начала его применения занимались В. Г. Хлопин и Э. К. Герлинг. Правда, поскольку возраст, определяемый гелиевым методом, на первых порах значительно отличался от данных, полученных свинцовым методом (см. ниже), развитие гелиевого метода задержалось. Отклонения в определении возраста в одних случаях были связаны с избыточным количеством гелия, обуславливавшим значительное завышение в определении возраста. В других случаях были получены результаты, значительно усложняющие геологические образования. Последнее связано с тем, что гелий, обладая небольшим атомным объемом, сравнительно легко диффундирует из кристаллической решетки многих минералов.

Вопрос об избытке гелия в некоторых минералах (бериллы, сильвины, борозы, литиевые и др.) и сейчас остается до конца не выясненным. Одной из причин избытка гелия предполагается захват его минералами при их кристаллизации из магматического расплава. Другим возможным источником гелия является его образование в результате космической радиации. Хантли (1948) показал, что космическая радиация может образовать в 1 см^3 породы до 10^5 атомов гелия в год. В. Г. Хлопин (1949) считает, что при определении возраста необходимо исследовать изотопный состав гелия и использовать только минералы, лишенные гелия 3, или, во всяком случае, имеющие величину отношения гелия 4 к гелию 3 больше $0,5 \cdot 10^8$. Исходя из того, что аномально высокое содержание гелия наблюдается у весьма ограниченного круга минералов, И. Е. Старик считает вопрос избыточного гелия при возрастных определениях малосущественным.

Более важным является вопрос о потере гелия минералами в процессе их существования. Имеющиеся данные по содержанию гелия в водах и газах показывают, что концентрация его нередко достигает значительной величины, что свидетельствует о большой улетучиваемости гелия из минералов и пород. Как указывает Э. К. Герлинг (1957), количество потерянного минералами или породами гелия в некоторых случаях достигает 90% и более. Экспериментальными исследованиями (Э. К. Герлинг, 1956) было показано, что уход гелия из минералов зависит главным образом от плотности и устойчивости кристаллической решетки. Так, минералы, богатые ураном и торием, легко теряют гелий и в связи с этим не имеют достоверных данных для определения возраста. Не удерживают гелий и минералы, которые содержат радиоактивные элементы в виде включений. Наличие последних обуславливает нарушение кристаллической решетки вследствие локального облучения α -частицами. К большой, если не полной, потере гелия приводит процесс метамиктного превращения минералов (ортиты, ловчоррит, циртолит)¹. Такие явления, по Э. К. Герлингу (1958), наблюдаются и у циркона. Несмотря на то, что рентгенограмма устанавливает кристаллическую структуру циркона, не исключена возможность, судя по исследованиям М. Е. Костылевой, что он частично затрагивается метамиктным превращением. Это, по мнению Э. К. Герлинга, тем более вероятно, что ближайшие аналоги циркона (малакон и альваит) известны только в метамиктном состоянии. Количество гелия, потерянного цирконом, по данным Стретта и Холмса, колеблется от 30 до 70% в зависимости от степени метамиктного превращения кристаллов циркона. Цирконы, обладающие плотной кристаллической структурой, если они не затронуты метамиктными превращениями, могут дать вполне надежные данные для определения возраста по гелиевому методу.

Нужно иметь в виду, что потере гелия способствует присутствие посторонних включений, которые захватываются минералом при его кристаллизации (пойкилитовые вростки). Плохо сохраняют гелий минералы, обладающие спайностью во многих направлениях. Все эти явления обуславливают, судя по работам многих исследователей, ненадежность определения возраста интрузивных и эффузивных пород гелиевым методом. Это, по мнению Э. К. Герлинга, объясняется двумя причинами.

¹ *Метамиктное превращение* — превращение минералов, бывших первоначально кристаллическими, в почти аморфную стеклообразную массу.

1. Низкая общая плотность кристаллической решетки. Особенно «рыхлыми» кристаллами обладают нефелин, полевые шпаты, слюды и минералы мелилитовой группы. Неплотное строение свойственно также большинству амфиболов и пироксенов. Из последних исключение составляют энстатит, бронзит и сподумен, обладающие средней плотностью упаковки кристаллической решетки.

2. Наличие в породах включений радиоактивных элементов в виде метамиктных минералов. В силу этого, как показали исследования Гудмана и Эванса, кислым породам типа гранита и гранодиорита обычно свойственна большая потеря гелия. Основные породы теряют гелий в несколько меньшей степени.

Потерю гелия в минералах и породах вызывают и геологические процессы, в частности, выветривание, паложение термального и динамического метаморфизма.

Таблица 12

Сохранность гелия в минералах, по Хорвуду и Кивилу (1943), %

Минерал	Степень измененности минерала	Гелиевая сохранность
Пироксен	33	72
	0	93
Роговая обманка	25	75
	50	40
	75	16
	100	6
	вторичная	15
Блотит	вторичный	10
	вторичный	6
Хлорит	вторичный	3
	вторичный	3
Магнетит	первичный	95
	вторичный	50
Полевые шпаты	33	15
	33-66	5
	66	2

Все сказанное выше ограничивает применение гелиевого метода. В то же время, как показали детальные экспериментальные исследования В. Г. Хлопина, Э. К. Герлинга, Э. М. Иоффе, П. Харлея, Гудмана и др., значительное число минералов прочно удерживает гелий и получаемые при исследовании их цифры возраста вполне достоверны. По данным Э. К. Герлинга, способностью хорошо удерживать гелий

обладают минералы плотной кристаллической структуры. Для таких минералов теплота диффузии гелия в кристаллической решетке настолько высока, что потеря его становится затруднительной. Расчеты показывают, что если теплота диффузии близка $34000\text{--}35000 \text{ кал/г-атом}$, то перемещение гелия настолько затруднено, что он удерживается в кристаллической решетке в течение всего геологического времени. Так, например, коэффициенты диффузии гелия в ненарушенных кристаллах магнетита, циркона и сфена так малы, что потери гелия за период около миллиар-

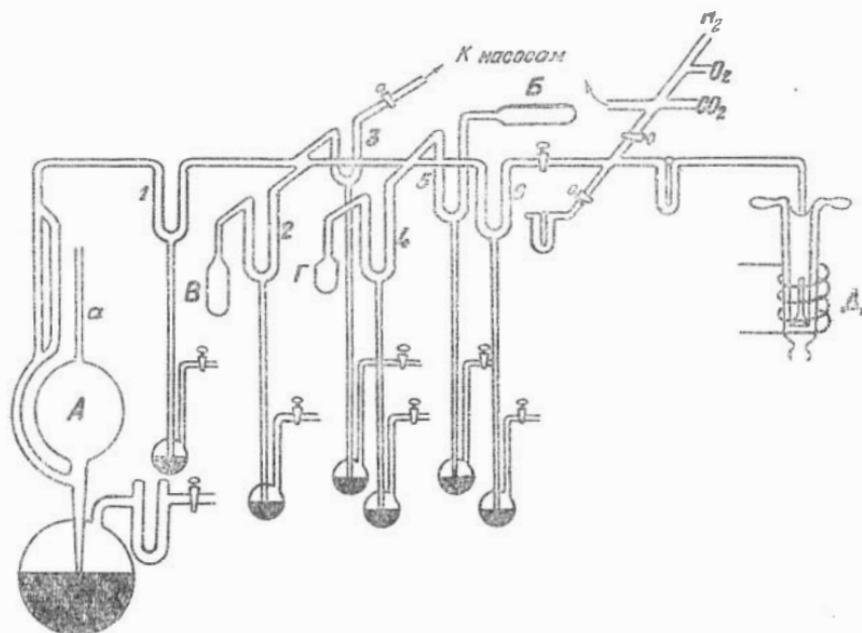


Рис. 25. Схема установки Э. К. Герлинга для определения малых количеств гелия.

A — монометр Мак-Леода; *B* — кальциевая печь; *B* — активированный древесный уголь, *Г* — губчатый палладий, предназначенный для каталитического сжигания следов водорода, *1-6*—ртутные затворы, *Д* — реактор для разложения породы.

да лет могут быть ничтожными. Наиболее прочно удерживают гелий: магнетит, андалузит, сидерит, гранаты, циркон, хлопинит, ставролит, корунд, рутил, анатаз, силлиманит, брукит, шпинель, топаз, кианит, монацит, апатит и некоторые тантало-ниобаты. Предполагается, что пирит, пирротин и галенит также должны хорошо сохранять гелий. По данным Харлея и Гудмана (1943), гелий в наибольшей степени удерживается магнетитом гидротермального и скарнового genesis; магнетиты же, выделенные из пород гранитного состава, оказались рыхлыми.

Следует еще раз подчеркнуть, что всякое механическое или химическое изменение минерала обычно сопровождается миграцией радиоэлементов и ведет к потере их газовых дочерних продуктов, а это обуславливает нарушение радиоактивного равновесия и тем самым делает материал непригодным для возрастных определений. Внести какие-либо надежные поправки на миграцию радиоэлементов и их продуктов при определении возраста практически невозможно. Поэтому необходимо использовать материал, не имеющий внешних признаков изменения и нарушения. Наиболее благоприятные результаты получаются при исследовании крупных неповрежденных кристаллов с низкими содержаниями урана и тория.

Рядом ученых показано, что при измельчении минерал теряет гелий довольно быстро.

Расчет возраста по гелиевому методу проводится по следующей формуле:

$$\text{He}^4 = \text{U}^{238} \cdot 8 (e^{\lambda_{238} t} - 1) + \text{U}^{235} \cdot 7 (e^{\lambda_{235} t} - 1) + \text{Th}^{232} \cdot 6 (e^{\lambda_{232} t} - 1), \quad (3)$$

где λ — константа распада радиоактивного вещества.

Ввиду сложности формулы для практического пользования построены расчетные номограммы. Для промежутков времени, малых по сравнению с продолжительностью жизни урана и тория, справедливой является следующая формула:

$$t = \frac{\text{He (вес)}}{\text{U} + 0,27\text{Th}} \cdot 4,9 \cdot 10^{10} \text{ лет.} \quad (4)$$

В американской литературе указывается, что при использовании таких минералов, как магнетит, возраст горных пород может быть определен по суммарной α -активности. Для этой цели устанавливается количество накопленного гелия, а также суммарная α -активность минерала путем подсчета числа испускаемых α -частиц единицей массы минерала в единицу времени, которое является непосредственной мерой скорости образования гелия в минерале. Возраст вычисляется по формуле:

$$T \text{ млн. лет} = \frac{A \cdot \text{He см}^3/\text{г}}{\alpha/\text{мг. час}} \quad (A = 0,0308 \cdot 10^{-5}). \quad (5)$$

Определение гелия во всех случаях осуществляется в специальной установке (сконструированной Э. К. Герлингом), обеспечивающей выделение его при плавлении породы, очистку от посторонних газов и измерение с достаточной точностью абсолютного количества (10^{-6} и 10^{-7} мл) выделенного из минерала гелия.

В качестве примера в табл. 13 приведены некоторые данные по определению абсолютного возраста геологических образований гелиевым методом по магнетиту (данные Харлея и Гудмана, 1953).

Таблица 13

Содержание гелия в магнетите (по данным Харлея и Гудмана, 1953)

Местонахождение	Гелий 10^{-3} , см ³ /г	Радий 10^{-12} , г/г	Торий 10^{-6} , г/г	Вероятный геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет
г. Магнитная, Урал	{ 3,78	0,45	0,20	Каменноугольный	240
	{ 6,0	0,71	0,29		245
г. Высокая, Урал	{ 0,80	0,05	0,23	Девон	340
	{ 1,24	0,08	0,23		365
	{ 1,42	0,11	0,26		340

По просьбе автора, Институтом геологии Академии наук Казахской ССР были проведены исследования магнетитов некоторых западносибирских железорудных месторождений, располагающихся в толщах кембрийского возраста. Результаты этих исследований приведены в табл. 14.

Таблица 14

Результаты определения возраста магнетитов некоторых западносибирских железорудных месторождений

Месторождение	Гелий 10^{-3} , см ³ /г	Торий 10^{-3} , г/г	Уран 10^{-6} , г/г	Абсолютный возраст, млн. лет
Тельбесское,	{ 0,459	0,9	4,7	562
Горная Шория	{ 0,284	1,3	0,9	588
Тейское,	{ 0,915	2,0	9,6	540
Кузнецкий Алатау	{ 0,380	1,3	2,1	607
Абиканское,	{ 0,527	28	0	647
Западный Саян	{ 0,386	1,02	2,8	616

Приведенные цифры возраста являются несколько преувеличенными в сравнении с существующими в данное время геологическими представлениями. Однако недостаточная еще уверенность в надежности принятых стратиграфических построений требует дополнительных геологических исследований для окончательного суждения по этому вопросу.

Свинцовый метод. Три естественных радиоактивных элемента — уран, актиноуран и торий — в качестве конечных

продуктов распада дают соответственно три изотопа свинца: 206, 207 и 208. При этом для минералов, возраст которых более нескольких миллионов лет, можно принять, что уран превращается непосредственно в свинец, так как промежуточные продукты распада (табл. 9) короткоживущи по сравнению с изотопами урана 238, и можно предположить, что через 2—3 млн. лет приходят с ним в равновесие. Для актиноурана (уран 235) равновесие устанавливается через 500 тыс. лет, для тория — через 100 лет. Постоянное образование в природе указанных изотопов свинца обуславливает непрерывный рост в земной коре его абсолютного количества.

Т а б л и ц а 15

Средняя распространенность главных изотопов свинца, %

Изотопы	Океанический свинец*	Уайт и Камерон (1948)	Гиббс (1950)	Диблер и Молер (1951)	
Pb ²⁰⁴	1,35	1,37	1,37	1,31	1,36
Pb ²⁰⁶	25,25	25,15	26,26	26,79	25,42
Pb ²⁰⁷	21,15	21,11	20,82	20,55	21,11
Pb ²⁰⁸	52,19	52,38	51,55	51,35	52,10

* Изотопный состав океанического свинца принимается как средний для земной коры.

Кроме отмеченных трех изотопов, в природе существует четвертый стабильный изотоп — свинец 204, не связанный ни с одним из известных естественных ядерных процессов. Дополнительно существует и несколько естественных радиоактивных изотопов свинца: свинец 214 и 210 в семействе урана, свинец 211 в семействе актиния, свинец 212 в семействе тория и свинец 209 в семействе нептуния. Все они короткоживущие и на геологические процессы влияния не оказывают, да и встречаются очень редко.

Выше уже указывалось, что достоверные определения возраста радиоактивными методами возможны только при условии, если исследуемый минерал первично чист и содержит дочерний элемент только как продукт процесса радиоактивного распада, протекавшего после кристаллизации вещества. В отношении свинца такую чистоту установить трудно, ибо свинец довольно распространенный элемент, и наличие в минералах его нерадиогенных примесей ведет к частым неточностям в этом методе. В настоящее время различают две формы природного свинца.

1. Первозданный свинец — свинец образовавшийся вместе со всеми прочими элементами земного вещества.

II. Радиогенный свинец — в широком смысле слова — свинец, постоянно образующийся за счет распада тяжелых радиоактивных элементов. В узком смысле радиогенный свинец понимается как смесь стабильных конечных продуктов радиоактивного распада урана и тория и состоит из изотопов свинца 206, 207 и 208.

Различная степень добавки радиогенного свинца к первозданному образует так называемый обыкновенный свинец, в котором выделяются следующие разновидности:

1. *Первоначальный* — свинец, образовавшийся ко времени формирования верхних частей литосферы в виде изотопа свинца 204. Поскольку последний, по-видимому, не мог образовываться в результате какого-либо естественного процесса радиоактивного распада или ядерной реакции, то его количество указывает на присутствие в различных геологических образованиях первоначального свинца.

2. *Первичный* — свинец, вошедший в состав минералов при их кристаллизации. В случае, когда он входит в состав таких минералов, как галенит, церуссит, вульфенит и др., его называют обычным или рудным. В составе обычного свинца имеются все четыре стабильных природных изотопа свинца. Наблюдающаяся вариация в его составе (табл. 16) объясняется систематическими «добавками» свинца за счет радиогенного распада.

3. *Примесный* — свинец неопределенного изотопного состава (от состава первоначального свинца до чистого радиогенного). Примесный свинец попадает в минерал после образования последнего либо механически, либо в результате наложения последующих геологических процессов. Учет такого свинца при внесении поправок в процессе вычисления абсолютного возраста весьма затруднителен.

Первичный свинец в урановых минералах устанавливается по наличию изотопа свинца 204, а в минералах, не содержащих тория, может быть учтен по изотопу свинца 208. Расчет количеств изотопов свинца 206, 207 и 208, входящих в состав первичного свинца (для внесения соответствующей поправки при расчете возраста), производится по соотношениям изотопов в обычном свинце из свинцового минерала, находящегося в ассоциации с исследуемым урановым минералом (табл. 17). Это возможно только в случаях, когда оба они образовались из одного и того же раствора, что требует тщательного геологического обоснования. В случае отсутствия парагенетически связанных с урановыми свинцовых минералов для поправки на нерадиогенный свинец может

Примеры изотопного состава обычного свинца

Местонахождение	Геологический возраст	Изотопный состав свинца ($Pb^{204} = 1$)		
		Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
Мексика	третичный	18,71	15,70	38,50
Дальний Восток	палеоген	18,60	16,11	38,95
Приморье, ДВК	палеоген	17,38	14,91	36,70
Северный Кавказ	верхняя юра — палеоген	18,84	16,16	38,98
Садон, Северный Кавказ	верхняя юра — палеоген	18,37	16,00	39,27
Армянская ССР	юра — палеоген	18,45	15,80	39,01
Зангезур, Армения	юра — палеоген	17,84	15,42	38,16
Северный Кавказ	верхний мел	17,32	14,91	36,54
Якутская АССР	нижний мел	17,58	15,09	37,22
Забайкалье	триас — верхняя юра	18,22	15,85	39,27
Кураминский хребет	пермь	18,79	16,64	38,55
Киргизская ССР	пермь	18,51	15,70	39,22
Южная Киргизия	пермь	18,02	16,26	38,41
Северная Киргизия	пермь	17,68	15,43	38,42
Южный рудник, Алтай	верхний карбон — пермь	18,03	15,96	37,73
Кураминский хребет	верхний карбон — пермь	17,65	15,45	38,26
Каратау	верхний карбон — пермь	17,04	15,07	37,13
Пшибрам, Чехословакия	верхний карбон	17,95	15,57	37,90
Западный Тянь-Шань	карбон — пермь	17,27	15,11	36,89
Нагольный кряж, Украина	карбон	18,49	16,10	39,59
Прибалхашье, Казахстан	девон — пермь	19,70	15,80	37,68
Центральный Казахстан	девон — пермь	17,49	15,13	37,18
Северо-Западный Казахстан	девон — пермь	16,02	14,38	34,44
Западное Прибалхашье	девон — нижний карбон	18,64	16,46	40,12
Северный Урал	девон	20,10	16,08	39,92
Карельская АССР	докембрий	14,26	14,77	33,23
Большое Медвежье озеро, Канада	докембрий	15,93	15,30	35,30
Трансвааль, Южная Африка	докембрий	16,26	15,89	36,64
Катанга, Африка	докембрий	18,22	15,91	38,27

быть использован изотопный состав обыкновенного свинца, типичный для данного геологического региона.

Установлено, что изотопный состав «обыкновенного» свинца изменяется с возрастом (табл. 18). При этом содержание свинца 204, 207 и 208 уменьшается с уменьшением возраста минерала, а содержание свинца 206 возрастает. Это объясняется различием в скоростях распада урана 235, 238 и тория 232. Поскольку период полураспада урана 235 короче, чем урана 238, то большая часть первоначального количества изотопа урана 235 уже исчезла и урановый сви-

Таблица 17

Изотопический состав свинца из образований Таракской интрузии (Енисейский кряж), по данным К. К. Жирова (1958)

$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$
Состав свинца акцессорного галенита			
20,37	15,39	36,89	0,756
17,33	15,37	36,92	0,887
17,33	15,33	36,82	0,885
17,67	15,29	36,78	0,865
Состав свинца Кийского месторождения			
18,41	15,30	36,87	0,831
Состав свинца из полевого шпата в граните			
16,32	15,31	36,79	0,938

Таблица 18

Средний изотопный состав обыкновенного свинца

Обыкновенный свинец	Изотопные отношения $Pb^{204}=1$		
	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
Послепалеозойский . . .	18,94	15,69	38,64
Палеозойский	17,84	15,53	37,90
Докембрийский	15,70	15,16	35,25

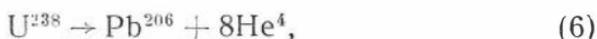
нец, образующийся в настоящее время, состоит главным образом из свинца 206. В ранние геологические периоды, наоборот, образовывалось больше свинца 207, чем 206. Так как период полураспада тория 232 больше, чем урана 238, то относительное содержание свинца 208 в обыкновенном свинце также снижается со временем. В будущем, когда исчезнет уран 238, относительное содержание свинца 208 вновь будет увеличиваться.

Возрастное изменение состава обыкновенного свинца, конечно, необходимо иметь в виду при определении возраста, хотя оно и не имеет существенного влияния на величину окончательной цифры. В пределах последних 2 млрд. лет отношение к свинцу 204 свинца 207 изменилось от 16 до 18 (на 12%), свинца 206 — от 15 до 18 (на 18%), а свинца 208 — от 34 до 39 (на 14%). Кроме того, как отмечает В. И. Баранов, следует иметь в виду, что в качестве примеси «посто-

ронного» свинца возможны случаи нахождения переотложенного почти чистого уранового свинца (изотоп свинца 206), и тогда точное значение возраста не может быть обеспечено.

Сложность процесса накопления свинца в результате радиоактивного распада урана и тория позволяет выделить ряд разновидностей свинцового метода. Наиболее старыми, предложенными еще Болтвудом в 1907 г., являются **свинцово-урановый** и **свинцово-ториевый методы**. Основу их составляет допущение, что если взять минерал, содержащий уран или торий, и считать, что за время его существования свинец не удалялся и не привносился, а в момент образования минерала в нем не содержалось какой бы то ни было разновидности свинца, то возраст минерала может быть определен по данным химического анализа минерала на свинец и уран (или торий).

Согласно уравнению распада



238 г урана ^{238}U образуют 206 г свинца ^{206}Pb . Отсюда количество свинца ^{206}Pb в граммах, образующееся в год при распаде 1 г урана ^{238}U , будет равно $\frac{206}{238} \lambda_{U^{238}}$, откуда приближенный возраст

$$t = \frac{Pb^{206}}{U^{238}} \left| \left(\frac{206}{238} \lambda_{U^{238}} \right) \cdot 10^6 \right. \text{ лет.} \quad (7)$$

Подобным же образом, используя реакцию распада урана 235, приближенный возраст определится:

$$t = \frac{Pb^{207}}{U^{235}} \left| \left(\frac{207}{235} \lambda_{U^{235}} \right) \cdot 10^6 \right. \text{ лет.} \quad (8)$$

При реакции распада тория

$$t = \frac{Pb^{208}}{Th^{232}} \left| \left(\frac{208}{232} \lambda_{Th^{232}} \right) \cdot 10^6 \right. \text{ лет.} \quad (9)$$

В минералах, содержащих уран и торий и имеющих возраст менее 400 млн. лет, распадом редкого изотопа урана 235 обычно пренебрегают, а возраст минералов может быть определен из следующего простого уравнения:

$$t = \frac{7600 Pb}{U + K \cdot Th} \cdot 10^6 \text{ лет.} \quad (10)$$

где Pb, U, Th — содержание этих металлов, определяемое путем химического анализа, выраженное в процентах;

K — количество урана 238, которое создает столько же свинца, сколько и 1 г тория 232:

$$K = \frac{\lambda_{\text{Th}^{232}}}{\lambda_{\text{U}^{238}}} \cdot \frac{208/232}{206/238} = 0,322. \quad (11)$$

Надежные данные могут быть получены свинцовым методом только в том случае, если все анализы проведены на одном и том же образце с высокой точностью и реактивами без малейшей примеси свинца.

Этим методом было выполнено большое число определений, однако впоследствии подавляющая часть их оказалась сомнительной. Новыми исследованиями было установлено, что просачивающиеся растворы могут выщелачивать из минералов гранита свинец и радий, не затрагивая при этом уран (Розенквист, 1939). Позже, в 1952 г., Пэр и Левин показали обратное: в сильноокисляющей среде уран вымывается очень быстро, а свинец и радий примерно в равной мере сохраняются. При определении возраста свинцовым методом особенно большое влияние на ошибки оказывают метаморфические процессы. Даже минералы, внешне представляющиеся свежими, обычно имеют либо потери, либо представления небольших количеств разных элементов. Потеря урана, вызванная метаморфическим вытеснением или селективным растворением, приводит к большим ошибкам при определении возраста в сторону его завышения. Потеря свинца в результате селективного растворения или потеря родона определяет данные, резко занижающие возраст. Ториевые минералы особенно чувствительны к изменениям, обусловленным растворением и ионообменными процессами, что довольно трудно обнаружить при всех макро- и микроскопических исследованиях.

И. Е. Старик еще в 1933 г. указывал на возможность потери некоторых изотопов свинца в связи с диффузией промежуточных продуктов радиоактивного распада, особенно за счет эманирования. Викман в 1942 г. доказал наличие этого процесса, установив, что потери свинца 206 частично вызываются диффузией родона 222 из радиоактивных минералов. По сравнению с периодами полураспада торона и актинона период полураспада родона 222 в 3,825 дня достаточен, чтобы способствовать его удалению из минерала. Бейт, Джилетти и Калп (1952) нашли, что для рассеянных урановых руд поправки, вызванные потерями родона, могут достигать 20% от содержания свинца 206; для концентрированных руд и чистых минералов радиоактивных элементов эти поправки близки к 1% и даже меньше. Серьезные трудности для свин-

цового метода вызываються обычным присутствием в урановых минералах примеси нерадиогенного свинца, учесть который при этом методе оказывается трудно. Таким образом, этот метод хотя и прост, но может давать только ориентировочные цифры возраста. Все трудности, вызванные поведением свинца и других продуктов распада, способствовали поискам других методов.

В то же время исследованиями последних лет показано, что для установления возраста минералов, достаточно устойчивых по отношению к химическим реагентам, химический свинцово-урановый метод может быть использован с успехом. К таким минералам относятся циркон, ксенотим, сфен, апатит, ортит, пироклор, колумбит, танталит, эшинит, торинит, самарскит и некоторые монациты. Лучшим является циркон, так как при его кристаллизации имеется весьма малая вероятность захвата первичного свинца из-за большого различия радиусов ионов циркона ($0,82 \text{ \AA}$) и свинца ($1,32 \text{ \AA}$), а также в силу плотной кристаллической упаковки циркона. Вследствие этого можно предполагать, что практически весь свинец, содержащийся в аксессуарном цирконе, имеет радиогенное происхождение. Циркон может быть использован для определения возраста как древних, так и очень молодых (миоценовых) пород. Апатиты и сфены при определении возраста обычно дают завышенные результаты, что, видимо, связано с содержанием в них нерадиогенного свинца.

Использование аксессуарных минералов при определении абсолютного возраста изверженных пород свинцовым методом было предложено И. Е. Стариком еще в 1931 г. Ларсен, Кивил и Гаррисон (1949, 1950, 1952), развивая работы в области использования аксессуарных минералов для возрастных целей, предложили оригинальную разновидность химического свинцово-уранового метода — так называемый α -свинцовый метод. Этот метод сравнительно прост. Для выделения аксессуарных минералов используются обычные минералогические способы (магнитная сепарация, тяжелые жидкости и т. д.). В пробе выделенных минералов замеряется суммарная α -активность на α -импульсной установке типа Д-а-49 (или на других), а содержание свинца определяется спектрохимическим методом, описанным Варингом и Вортингом (1953). Возраст вычисляется по приближенной формуле

$$t = \frac{C \cdot \text{Pb}}{\alpha}, \quad (12)$$

где t — возраст, млн. лет;

Pb — содержание радиогенного свинца, g/τ ;

α — радиоактивность минерала, выраженная числом α -распадов в миллиграмме минерала за час.

Постоянная C — величина, зависящая от соотношения содержания урана и тория в минерале.

Если в минерале содержится только уран, то, по данным Ю. Т. Капитонова и А. С. Сердюкова, постоянная $C = 2680$, если только торий, то $C = 1980$. Для минералов с неизвестным отношением тория к урану достаточно точное значение для C может быть получено при сопоставлении суммарной α -активности и данных флюоресцентного анализа на уран. При невозможности получения данных об отношении тория к урану можно пользоваться средним значением $C = 2400$ (для отношения тория к урану, равного 0,9). При этом для минералов, содержащих только торий, абсолютный возраст будет завышен и для минералов, содержащих только уран, занижен на 17%. Простота анализов, небольшой объем требуемого для определения возраста минерала (не выше 50—100 мг) и возможность быстрого получения значений возраста делают этот метод весьма перспективным.

Наиболее удовлетворительные данные в настоящее время дает метод определения возраста по изотопному составу свинца радиоактивных минералов — свинцово-изотопный метод. Отправные положения этого метода те же, что и для свинцово-уранового. Свинцово-изотопный метод основан на том факте, что вследствие различия в периодах полураспада урана 238 и 235 отношение стабильных продуктов распада свинца 207 к свинцу 206 систематически изменяется с возрастом радиоактивного минерала. Как было отмечено выше, уран 235 распадается в 6 раз быстрее, чем уран 238, следовательно, в прошлом его содержание было значительно выше. Из этого следует, что в настоящий момент древние минералы должны содержать больше продукта распада урана 235, поэтому отношение свинца 207 к свинцу 206 в древних минералах выше, чем в молодых. Определив в пробе масс-спектрометрическим путем отношение свинца 207 к свинцу 206, возраст вычисляют по уравнению:

$$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} = \frac{U_{235} (e^{\lambda_{235} t} - 1)}{U_{238} (e^{\lambda_{238} t} - 1)} = \frac{(e^{\lambda_{235} t} - 1)}{139 (e^{\lambda_{238} t} - 1)}. \quad (13)$$

Исследования Нира (1939) показали, что современное значение величины отношения урана 235 к урану 238 равно 1 : 139 и поэтому при известном содержании урана в мине-

рале легко определить и конкретное содержание урана 235 и 238.

Возраст может быть рассчитан также по урану или торью, если они присутствуют в минерале в количествах, обеспечивающих достаточно точное измерение отношений

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

При этом возраст рассчитывается по следующим уравнениям:

для

$$\frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}} = e^{\lambda_{238} t} - 1 \quad t = 15,00 \cdot 10^9 \cdot \lg \left(1 + \frac{1,158 \cdot \text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}} \right) \text{ лет, (14)}$$

для

$$\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} = e^{\lambda_{235} t} - 1 \quad t = 2,35 \cdot 10^9 \cdot \lg \left(1 + \frac{159,6 \cdot \text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} \right) \text{ лет, (15)}$$

для

$$\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}} = e^{\lambda_{232} t} - 1 \quad t = 46,2 \cdot 10^9 \cdot \lg \left(1 + \frac{1,116 \cdot \text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}} \right) \text{ лет. (16)}$$

Подтверждением достаточной надежности определения возраста минерала служит совпадение значений возраста, полученных по всем четырем отношениям (13—16).

Если данные по этим отношениям расходятся, то надо иметь в виду, что для сравнительно молодых геологических образований (300—400 млн. лет) наименее точным будет определение по отношению свинца 207 к свинцу 206. Более точными являются цифры, полученные по отношению изотопа свинца 206 к урану 238, так как этот метод наименее чувствителен к экспериментальным ошибкам и к введению поправок на обыкновенный свинец. Главным недостатком этого метода является возможность потери урана за счет выщелачивания, а также понижения содержания свинца 206 за счет эманирования родона.

Преимущество метода определения абсолютного возраста по отношению свинца 207 к урану 235 заключается в том, что образующийся при распаде урана 235 актинон имеет период полураспада только 3,92 сек. и поэтому потери его маловероятны. К недостаткам метода относится незначительность содержания в минералах урана 235.

Калп считает значения возраста, полученные по отношению свинца 207 к урану 235, наиболее достоверными для минералов возрастом от 60 до 600 млн. лет. Если минералы моложе 60 млн. лет, он рекомендует пользоваться отноше-

нием свинца 206 к урану 238, а для минералов древнее 600 млн. лет — отношением свинца 206 к свинцу 210. Однако какой бы хорошей ни была сходимость цифр по всем отношениям, в большинстве случаев будет определен лишь приближенный возраст радиоактивного минерала. Чтобы получить действительный или, по крайней мере, наиболее вероятный возраст, должны быть введены поправки, учитывающие присутствие в минерале первичного свинца. А для этого следует определить изотопный состав заведомо нерадиогенного свинца, парагенетически связанного с испытываемыми радиогенными минералами. Решено это может быть или по свинцу, входящему в виде примеси в калиевые полевые шпаты, или по галениту. Если изотопный состав свинца из полевого шпата отражает изотопию первичного свинца в начальный момент кристаллизации магмы, то состав свинца галенита дает поправку на первичный свинец конечных стадий кристаллизации. Правда, необходимо иметь в виду, что, по данным ряда исследователей, в решетку полевых шпатов могут входить и радиоактивные элементы, в результате распада которых изотопный состав первичного свинца этих полевых шпатов может быть нарушен. Однако, как указывает Ларсен, примесь радиогенного свинца в полевых шпатах обычно близка 5% от общего содержания свинца и существенного влияния на изотопию первичного свинца не оказывает.

Из сказанного следует, что для введения поправки на первичный свинец, наряду с отбором проб на абсолютный возраст, необходимо проведение специального отбора свежего калиевого полевого шпата (или других породообразующих минералов, могущих содержать первичный свинец), а также вести поиски акцессорного галенита. При этом необходимо иметь в виду, что для определения изотопного состава примесного свинца из калиевого полевого шпата необходима проба не менее 40—50 г, в случае галенита достаточно около 10 мг.

Одним из вариантов свинцово-изотопного метода является предложенный Гаутермансом **способ отношений**, основанный на определении возраста минерала по отношению количества любого члена радиоактивного ряда (радия В, радия Д, актиния В, тория В) к количеству его стабильного конечного продукта (свинцу). Это справедливо только при условии, что в этом ряду достигнуто радиоактивное равновесие. Наиболее удобным является использование отношения радия Д (свинец 210) к изотопу свинца 206, так как радий Д имеет период полураспада, равный 22 г. Для вычисления возраста по этому способу определяется удельная активность радиогенного свин-

ца в минерале (измеряется число радиоактивных распадов в секунду на 1 г свинца). Знание удельной активности свинца дает возможность вычислить отношение свинца к урану. Содержание изотопа свинца 206 в образце определяется масс-спектроскопически. Радий Д (свинец 210) измеряется по β -излучению радия Е или по α -излучению радия F.

Возраст минерала может быть рассчитан по следующей формуле:

$$N \frac{\text{число распадов Ra D/сек}}{1 \text{ мг Pb радиогенного}} = \frac{139 \cdot 6,0227 \cdot 10^{23} \cdot \lambda_{238}}{139 \cdot 206,051 (e^{\lambda_{238} t} - 1) + 207,054 (e^{\lambda_{238} t} - 1)} \quad (17)$$

В минералах, содержащих торий, может быть определено отношение свинца к торию; при этом используется торий В (свинец 212), период полураспада которого около 10 час.

К тому же, в отличие от описанных выше разновидностей свинцового метода, способ отношений исключает количественное определение урана и свинца и не требует полного количественного выделения свинца из минерала, что обычно является очень кропотливым и трудоемким. Большим преимуществом этого способа является также и то, что для определения требуется ничтожное количество материала. Так, в случае уранинита из древних пород вполне достаточно около 5 мг, в которых будет содержаться приблизительно 0,5 мг свинца, что вполне достаточно для производства необходимых измерений. Эта особенность способа отношений позволила Гаутермансу считать, что использование радия Д и тория В особенно успешно может быть применено для определения абсолютного возраста горных пород по акцессорным минералам.

В 1947 г. в Институте геологических наук АН СССР И. Б. Боровским вместо определения абсолютных количеств урана, тория и свинца был предложен **рентгено-спектральный способ** определения отношения между ними. Достоинством этого способа является возможность использования для анализа малых количеств материала (от 10 до 50 мг). К недостаткам его следует отнести то, что он не дает изотопного состава выделенного свинца. В связи с этим, пока он может быть применен только как экспресс-метод для получения предварительных суждений о возрасте минерала или горной породы.

Описанный свинцовый метод определения возраста в настоящее время является самым разработанным. Он позволяет определить возраст пород и минералов древнее 30 млн. лет. Однако древнейшие минералы, в связи с более вероятным на-

ложением процессов выщелачивания, дают результаты менее надежные, чем молодые. В общем свинцовые методы применимы в первую очередь для выяснения возраста сильнорadioактивных минералов урана и тория, встречающихся в пегматитах. В других минералах и в обычных изверженных породах пропорция нерадиогенного свинца достаточно высока и влияет на отношение $Pb : (U + Th)$. Кроме того, там свинец частично состоит из первичного радиогенного свинца.

Необходимо также учитывать, что изверженные породы радиоактивны далеко не одинаково. Наиболее высокой активностью чаще обладают гранитные породы. При этом около 54% всей активности гранитных пород обусловлено наличием сильнорadioактивных включений (циркон, сфен, алланит, апатит, рутил, магнетит и др.), 28% активности вызывается породообразующими минералами (калиевым полевым шпатом, слюдами и др.), остальные 18% приходятся на долю поверхностной активности, приуроченной к поверхностям трещин, возникших после кристаллизации магмы, и к поверхностям самих кристаллов. В последнем случае активны эпидот и, вероятно, гипергенные окислы железа или радиоколлоиды. Радиоколлоиды имеют вторичное происхождение, отлагались растворами, циркулирующими в породах, и характеризовать сейчас возраст самих пород не могут. Основные породы обладают значительно более слабой, но однородной радиоактивностью.

Как в гранитах, так и в основных породах железисто-магнезиальные минералы имеют большую абсолютную активность, чем полевые шпаты. Однако в гранитах активность различных минералов выше, чем в основных породах. Это связано с концентрацией радиоактивных элементов на более поздних стадиях магматической кристаллизации. Обращает на себя внимание некоторая концентрация радиоактивных элементов в краевых зонах гранитных массивов (батолитов).

Заканчивая на этом краткую характеристику свинцового метода определения возраста, необходимо отметить, что достоверность получаемых данных любыми способами свинцового метода в большой мере обеспечивается высококачественным материалом. О пригодности минералов для исследования и хорошей сохранности могут свидетельствовать малый коэффициент эманирования и незначительная их измененность. Кроме того, предполагается, что значения возраста, вычисленные по отношению свинца 208 к торию 232 для уранинитов, как правило, меньше действительных. На монацитах наиболее надежные значения получаются из отношения свинца 208 к

торию 232. Вычисления, сделанные по другим изотопам, во многих случаях дают очень противоречивые результаты.

Как показали исследования зарубежных ученых, сфены дают обычно сильно заниженные результаты; это же относится к минералам, подвергшимся метамиктному превращению. По мнению Гаутерманса, при решении проблем мигматизации и гранитизации для определения возраста гранитов и гнейсов может быть использован циркон, обладающий высокой устойчивостью к выщелачиванию.

Применение свинцовых методов для определения возраста осадочных пород пока проблематично. Однако Викман (1948) предложил использовать отношение свинца 208 к свинцу 204 для расчета возраста известняков и ангидридов морского происхождения, не содержащих урана. Для ураноносных известняков может быть использовано изменение во времени отношения свинца 206 к свинцу 204 в исследуемой породе и морской воде.

Аргоновый метод

Калий-аргоновый метод, предложенный советским ученым Э. К. Герлингом, основан на радиогенном распаде радиоактивного изотопа калия 40, в результате которого образуется стабильный изотоп-аргон 40. Большой интерес, с которым этот метод был встречен научной общественностью, объясняется широкой распространенностью калия в природе и его значительными содержаниями в породах. В изученной части земной коры содержание калия составляет около 2,6%, в большинстве гранитов оно колеблется от 2 до 6%.

По данным Аренса, Пинсона и Керенса, содержание калия в некоторых породах и метеоритах следующее:

Порода	Содержание калия, %
Гранит	2,9
Плато-базальт	0,65
Океанический базальт	0,37
Дунит	0,001
Метеориты (каменные)	0,09

По данным А. П. Виноградова (1956), среднее содержание калия в главнейших типах пород равно: в ультраосновных — $5 \cdot 10^{-1}\%$, в основных — $8,3 \cdot 10^{-1}$, в средних — 2,31, в кислых — 3,34, в осадочных (глины и сланцы) — 2,28%.

Калий — обычный элемент горных пород, входящий в состав таких пороодообразующих минералов, как полевые шпа-

ты, слюды, роговые обманки, нефелин, сильвин, карналит и др. Атомный вес природного калия — 39,096; по данным Нира (1950), он состоит из 3 изотопов: 39 (93,08%), 41 (6,90%) и 40 (0,01190%); из них радиоактивным, как показали исследования Нира и Хевеши в 1935 г., является только калий 40.

Несмотря на то, что радиоактивный изотоп в составе калия занимает ничтожную долю, роль этого изотопа в природе весьма значительна. В частности, К. Тейтел показал, что полное количество калия 40 в Земле может быть оценено цифрой порядка $6 \cdot 10^{20}$ г. Суммарный период полураспада калия 40 равен $1,31 \cdot 10^9$ лет. В результате захвата К-электрона калий 40 превращается в аргон 40 с испусканием γ -кванта. За счет β -распада калий 40 частично переходит в кальций 40. Оба эти дочерние продукта стабильны, и по ним принципиально возможно осуществление геохронологических исследований.

Аргон в природе встречается только в свободном виде, главным образом в воздухе, который содержит 0,93 об.% аргона (по отношению к сухому воздуху, лишенному углекислого газа). Распространенность аргона в земной коре оценивается величиной $4 \cdot 10^{-4}\%$. Обычный (воздушный) аргон состоит из трех изотопов: 36, 38 и 40.

По данным Нира (1950), изотопы аргона имеют следующую распространенность: $\text{Ar}^{36} — 0,337\%$; $\text{Ar}^{38} — 0,063\%$ и $\text{Ar}^{40} — 99,600\%$. Из этих данных современное отношение $\text{Ar}^{40} : \text{Ar}^{36} = 295,5$. Вследствие непрерывного образования аргона 40, выделения его в атмосферу при выветривании горных пород и под действием вулканических процессов содержание в атмосфере этого изотопа с течением времени увеличивается. В калийсодержащих минералах присутствует обычно радиогенный и нерадиогенный (воздушный) аргон (табл. 19).

Определение возраста аргонным методом складывается из следующих операций: 1) определение в пробе количества калия, способного породить радиогенный аргон; 2) выделение из образца минерала или горной породы аргона; 3) измерение количества радиогенного аргона; 4) определение величины возможной примеси воздушного аргона и, при наличии таковой, внесение соответствующей поправки. После получения этих исходных данных возраст минерала или горной породы вычисляется по формуле

$$t = \frac{1}{\lambda} \left[\ln \left(\frac{\text{Ar}^{40}}{\text{K}^{40}} + \frac{\lambda_{\text{K}}}{\lambda} \right) - \ln \frac{\lambda_{\text{K}}}{\lambda} \right] \text{ лет,} \quad (18)$$

где Ar^{40} и K^{40} — количество радиогенного аргона и радиоактивного изотопа калия (z) на 1 г исследуемого материала;

$\lambda = \lambda_K + \lambda_\beta$ — общая постоянная скорости радиоактивного распада калия;

λ_K — постоянная скорости распада калия путем К-захвата (превращение калия в аргон);

$\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$ (Э. К. Герлинг, 1958);

$\lambda_\beta = 4,9 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$ (Э. К. Герлинг, 1956) 1 .

Таблица 19

Содержание аргона в калийсодержащих минералах, по Олдричу, Ниру и Маузафу

Минерал	Аргон 10^{-3} , см 3 /г	Калий, %	Радиогенный аргон, %
Ортоклаз	0,69	14*	79,7
Сильвин	0,32	54*	13,8
Микроклин	0,22	16*	35,5
Микроклин (Хайбла, Онтарио)	0,388	10,5	99,5 ± 0,1
Микроклин (округ Фронтенак, Онтарио)	0,307	10,4	92,7 ± 0,5
Микроклин (Моитош, Онтарио)	0,272	10,4	100 ± 0,1

* Содержание калия оценено согласно принятому составу минерала.

Вычисление содержания количества изотопа калия 40 производится, исходя из выведенного Ниrom отношения

$$\frac{K^{40}}{K} = 0,000119z, \quad (19)$$

где K — общее содержание калия в исследуемой пробе.

Подставив в формулу (18) цифровые величины постоянных радиоактивного распада калия 40 и проведя ряд алгебраических преобразований, расчетная формула получает следующий вид:

$$t = 4,22 \cdot 10^9 \left[\lg \left(1,5 \frac{Ar^{40}}{K} + 0,1021 \right) + 0,9910 \right], \quad (20)$$

где Ar^{40} — количество радиогенного изотопа аргона 40 в нормальных мм 3 /г исследуемого материала;

K — общее содержание калия в испытуемом образце, %.

Определение количества калия в пробе известными хими-

¹ При исследованиях по абсолютному возрасту, проводившихся в геофизической лаборатории Карнеги (США), константа К-захвата (λ_K) принимается равной $0,557 \cdot 10^{-10}$ лет, а константа β -распада (λ_β) — $4,72 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$.

ческими методами весьма трудоемко, причем, когда содержание калия в породе или минерале менее 1%, точность определения не всегда достаточна. В связи с этим в последнее время во многих лабораториях определение калия производится физико-химическим методом, с использованием спектрофотометрии.

Выделение аргона из породы или минерала производится в специальном реакторе при расплавлении образца с последующей очисткой его от других газов посредством различных химических поглотителей (медь, кальций, уголь) и в специальных ловушках при вымораживании жидким воздухом. После очистки объем выделенного аргона замеряется.

Как показал опыт исследований, выделенный из калиевых минералов аргон в основном имеет радиогенное происхождение, однако нередко он содержит и примесь аргона из воздуха. Так, для древних минералов примесь воздушного аргона составляет 1—2% (табл. 20), а для молодых минералов — 5—10%, в некоторых случаях даже больше.

Таблица 20

**Содержание радиогенного аргона в микроклине
из Онтарио (по Маузофу, 1952)**

Возраст, млн. лет	Калий, %	Аргон, 10^{-3} , см ³ /г	Радиогенный аргон, %
1030	10,5	0,388	$99,5 \pm 0,1$
350—1050	10,4	0,307	$92,7 \pm 0,5$
850—1050	10,4	0,272	$100 \pm 0,1$
850—1050	10,1	0,272	$95,3 \pm 0,4$

Проверка на примесь воздушного аргона осуществляется масс-спектроскопическим исследованием изотопного состава выделенного из минерала аргона по наличию в нем легких изотопов — аргона 36 или 38. Аргон из атмосферы может быть или поглощен самим минералом, или внесен в систему через аппаратуру. Определив количество аргона 36 в испытуемом аргоне, легко сосчитать по известному соотношению изотопов в воздушном аргоне, какое количество аргона нерадиогенно. При этом следует иметь в виду, что и в этом случае не всегда получаются надежные данные, так как в некоторых минералах (кварц, берилл и др.) может находиться избыточный аргон с массой 40, захваченный минералами в процессе их кристаллизации. В этом случае приходится прибегать к другим критериям.

При определении возраста аргоновым методом, так же как и гелиевым, весьма серьезным является вопрос о со-

хранности радиогенного аргона в горной породе или минерале в течение всего периода их существования. В этом отношении, как показал опыт обширных исследований различных лабораторий Союза, аргон обладает рядом специфических черт, сужающих до некоторой степени область применения аргонового метода. Известны случаи, когда при определении аргоновым методом возраста горных пород, претерпевших выветривание, метаморфизм или метасоматические изменения, были получены данные, находящиеся в полном противоречии с совершенно ясными геологическими наблюдениями по относительному возрасту геологических образований. Практика работ по аргоновому методу и специально поставленные исследования показывают, что наилучшие данные получаются при

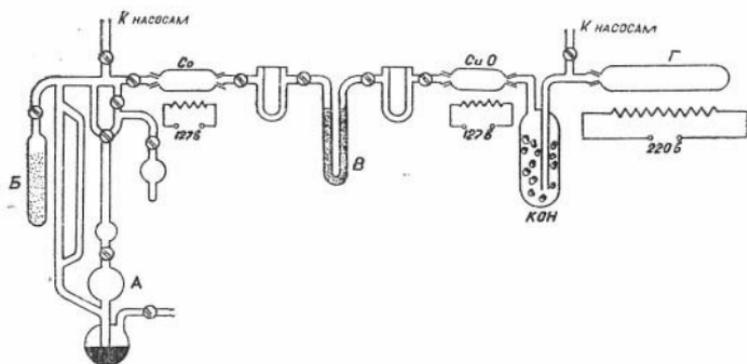


Рис. 26. Схема установки для определения количества радиогенного аргона Э. К. Герлинга.

А — манометр Мак-Леода, Б — активированный древесный уголь для фракционированного отделения аргона от других благородных газов, В — ловушка с древесным углем, Г — реактор для разложения породы.

анализе слюд. Очень тщательно выполненными исследованиями Э. К. Герлинга убедительно доказано, что связь аргона в слюде почти равноценна химической связи ионов слюды¹ и полное выделение аргона происходит только при распаде кристаллической решетки слюды. По данным Х. И. Амирханова и С. Б. Брандта, потеря аргона в результате его диффузии через кристаллическую решетку слюды становится заметной при температурах только выше 600°.

Э. К. Герлинг (1955), а позже Дамон и Калп в результате

¹ Энергия активации выделения аргона из слюд оказалась равной 85000 кал/г-атом — для мусковита, 67000 — для флогопита и 57000 — для биотита (Э. К. Герлинг, 1957).

исследования общего аргонового фона в слюдах пришли к выводу, что в этих минералах содержится только один радиогенный аргон, заключенный в кристаллической решетке. Это позволяет говорить о достоверности определения абсолютного возраста аргоновым методом по слюдам, хотя при метаморфизме слюды, как и другие минералы, теряют значительную часть аргона. Примером этого может служить омоложение древних гранитов Кольского полуострова, имеющих абсолютный возраст около 1980 млн. лет. В контакте с нефелиновыми сиенитами палеозоя возраст гранитов колеблется в пределах 1110—1180 млн. лет (Э. К. Герлинг, 1958).

Для определения возраста слюды могут быть взяты как из пегматитовых жил, так и выделенные из гранитов, гнейсов и сланцев¹. Для анализа древних пород (докембрий и нижний палеозой) необходимо 5—30 г слюды, молодых — 30—50. При отборе слюды для анализа необходимо следить, чтобы в пробу не попали куски, подвергнутые выветриванию или взятые из зоны контактовых и гидротермальных изменений. Особенно нежелательно присутствие в пробе слюды микроклина, так как этот минерал теряет часть накопленного им в течение геологического времени аргона и может внести существенную ошибку в конечный результат.

Э. К. Герлинг (1957) рекомендует следующую методику отбора проб слюды из горных пород.

Проба горной породы измельчается в металлической ступке. Размер пробы и степень ее измельчения зависят соответственно от содержания слюды и размеров чешуек. Чтобы наверняка избавиться от сростков слюды с другими минералами, максимальный размер дробленых частиц должен быть меньше, чем средний диаметр чешуек извлекаемой слюды. При дроблении породы время от времени производится разделение измельченного материала на фракции обычным набором почвенных сит. Как показывает опыт, в большинстве случаев для отбора слюды наиболее пригодны фракции 0,25—0,5 и 0,5—1,0 мм. Фракция 1,0—2,0 мм годна для отбора лишь в случае обработки пород, содержащих крупные (более 3 мм в диаметре) чешуйки слюды. Более крупные фракции повторно измельчаются до полного прохождения через сито с отверстиями 1,0 мм (а при наличии крупночешуйчатой слюды — 2,0 мм). Из тонких фракций (мельче 0,25 мм) выделять чистую слюду очень сложно, поэтому они выбрасываются.

¹ По пробам слюды, извлеченной из гнейсов и сланцев, устанавливается не возраст исследуемой породы, а время, прошедшее после метаморфизма и образования слюды.

Дальнейшая обработка ведется путем откатывания измельченной и просеянной пробы на слегка шероховатом картоне. Пробу пофракционно небольшими порциями переносят на кусок картона и, немного наклонив его, осторожно потряхивают. При этом чешуйки слюды как бы «прилипают» к картону, а более или менее изометричные обломки всех других минералов скатываются с него. Смешивать фракции не следует, так как откатывание идет более успешно, если диаметр частиц примерно одинаков. Слюду стряхивают с картона на лист бумаги и проверяют на чистоту выделения под бинокулярной лупой. Если отобранная слюда недостаточно чиста, откатку повторяют. Для окончательной очистки слюды следует применять электромагнитную сепарацию. Хорошо очищает не только биотит, но и мусковит многоступенчатый электромагнит типа БИТ-2. Считается допустимым остаточное содержание полевого шпата в пробе слюды не более 1—3%.

Установлено, что аргон достаточно прочно удерживается перекристаллизованным вулканическим стеклом эффузивов. Это дает возможность достаточно широко использовать аргонный метод для возрастной характеристики вулканических образований, корреляция которых другими геологическими методами подчас бывает затруднена. При этом надо только иметь в виду, что, по данным Э. К. Герлинга (1958), эффузивные породы могут содержать до 20—30% воздушного аргона.

Детальные исследования полевых шпатов показали, что у них, благодаря большому межплоскостным расстояниям, диффузия аргона через кристаллическую решетку осуществляется быстрее, чем у слюд. Установлено, что потеря аргона полевыми шпатами различна и колеблется от 0 до 40%. Диффузия в полевом шпате протекает медленно, поэтому она не влияет сколько-нибудь существенно на определение возраста молодых образований, но для древних пород (древнее девона) имеет уже ощутимое значение и обуславливает иногда значительное «омоложение» возраста пород.

К еще большим утечкам аргона приводят процесс пертитизации и низкотемпературные метаморфические изменения полевых шпатов, такие, как серицитизация, каолинизация и другие процессы, сопровождающиеся нарушением кристаллической решетки. В. Интнер (1957) считает, что образующиеся в результате этих процессов «пустоты» и поверхности раздела являются местами скопления радиогенного аргона, теряющегося из кристаллической решетки путем объемной диффузии. Доказательство этого усматривается в том, что при значительном измельчении минералов наблюдается потеря аргона. Х. И. Амирханов, С. Б. Брандт и Е. Н. Бортницкая

(1958) на основе проведенных ими детальных исследований предполагают, что низкотемпературные потери аргона обусловлены не явлением объемной диффузии, а возникают при десорбции его с поверхностного слоя минерала. По данным Э. К. Герлинга (1958), при отмеченных выше процессах (в частности в связи с пертитизацией) микроклином может легко теряться до 20—30% радиогенного аргона. Естественно, что при таких потерях результаты возрастных определений будут неверны. Недостаточный учет этого в начальный период развития аргонового метода и послужил основанием мнению о непригодности полевых шпатов для возрастных целей. Однако применение калийсодержащих полевых шпатов в качестве геохронологического материала весьма заманчиво прежде всего в силу их широкой распространенности. Поэтому естественно то большое внимание, которое уделяется исследователями вопросу сохранности радиогенного аргона в полевых шпатах. Так как, по мнению Х. И. Амирханова, С. Б. Брандта и Е. Н. Бортницкой, увеличение потерь радиогенного аргона при низкотемпературных изменениях полевых шпатов определяется увеличением удельной поверхности, то они считают, что при удалении из выветрелой части минерала аргона (низкотемпературным нагревом образца) и калия (надлежащей химической обработкой измельченного минерала) может быть получена истинная цифра возраста и на измененных полевых шпатах.

Весьма интересные данные были сообщены А. Я. Крыловым на VII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, состоявшейся в Москве в мае 1958 г. В районе оз. Иссык-Куль им совместно с Ю. И. Силиным был собран и изучен материал по гранитной интрузии и обломочным продуктам разрушения этого же гранита (табл. 21).

Приведенные данные показывают, что при механическом разрушении породы радиогенное равновесие аргона сохраняется независимо от дальности и путей миграции обломочных продуктов. Таким образом, открывается возможность широко использовать аргоновый метод исследования возраста обломочного материала неметаморфизованных осадочных пород. Он необходим для решения ряда вопросов и, в частности, реставрации палеогеографических путей сноса и выяснения расположения областей питания палеобассейнов обломочным материалом. По данным того же А. Я. Крылова, возраст морского песка, формирующего в настоящее время пляжи в устье Невы, близок к возрасту гранитов ралакиви (1310—1450 млн. лет).

Значительно сложнее обстоит дело со случаями высокотемпературного и интенсивного динамического метаморфизма пород. При этих процессах, как известно, проходит глубокая перестройка не только кристаллической решетки отдельных минералов, но и минерального состава породы в целом. Поэтому применение аргонового метода для определения возраста метаморфизованной породы малоцелесообразно. В этом случае аргоновый метод будет показывать возраст метаморфического процесса, что в ряде случаев очень важно и имеет принципиальное значение.

Таблица 21

Абсолютный возраст гранитов и продуктов их механического разрушения (А. Я. Крылов, Н. В. Барановская, Г. П. Ловцюс, 1958)

Порода	Содержание радиогенного аргона, $\text{с.л.}^{3/2} \cdot 10^{-5}$	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет
Гранит монолитный	среднее из 5 проб		330
Гранит выветрелый	3,03	2,97	230
Галька речная	3,88	2,42	350
Галька ледниковая	6,17	3,86	355
Галька из четвертичного конгломерата	4,46	3,03	330
Галька из третичного конгломерата	2,23	1,38	355
Песчаник нижнечетвертичный, рыхлый	7,52	4,43	375
Песок озерный, среднезернистый	5,29	3,51	335
Песок озерный, мелкозернистый	4,33	2,83	340

Работами Дагестанского филиала АН СССР (Х. И. Амиранов и др., 1958) доказана возможность применения аргонового метода и для геохронологических исследований на осадочных породах (табл. 22). В этом случае могут быть использованы калиевые минералы, хорошо удерживающие аргон и синхронные образованию самой породы. Такими являются прежде всего глауконит, некоторые лептохлориты и реже полевые шпаты. Гидрослюдистые минералы использовались Институтом геологии Академии наук УССР (Н. П. Семененко, Е. С. Бурксер, М. Н. Ивантишин, 1958) для определения аргоновым методом возраста слабометаморфизованных глинисто-аспидных сланцев. В этом случае полученные цифры характеризовали возраст гидрослюдистых минералов, возникших в условиях динамотермального метаморфизма, сами же породы всегда в действительности несколько древнее.

Приведенный материал свидетельствует, что аргоновый

метод, являющийся сравнительно простым и удобным в применении, имеет широкие возможности использования в практической геологии. Кроме того, этот метод не предъявляет каких-либо особых требований к отбору образцов. Достаточно только, чтобы порода в пробе была не разрушена сама по себе, не вызвала по своему петрографическому и минералогическому составу сомнений в надежности сохранения радиогенного аргона и не подвергалась метаморфизму, выветриванию и другим процессам, которые могли привести к нарушению радиогенного равновесия. Это требует тщательного отбора материала для возрастных целей с точки зрения выяснения геологических условий образования и последующей истории существования породы в целом, путем углубленного петрографического и минералогического ее изучения.

Таблица 22

Абсолютный возраст осадочных отложений Дагестана по глаукониту
(Х. И. Амирханов, К. С. Магатаев, Г. И. Тимофеева, 1958)

Место взятия образца	Геологический возраст	Содержа- ние радио- генного ар- гона, 10 н. м.м ³ /г	Содержа- ние калия, %	Возраст, млн. лет
Казмаляр	Форамниферовые слои (эоцен)	1,00	3,94	60
Чубден		1,75	6,21	60
Джинаби		0,7	3,03	55
Касумкент	Сенон	1,3	4,67	70
Зубутль	Нижний альб	1,5	4,77	80
Ванаши-Махи	Нижний апт	2,4	6,14	95
Касумкент		2,2	5,31	100

Не имеет особого значения ни размер образца, ни степень измельчения пробы. Опытами Шиллибора и Рассела установлено, что даже тонкое измельчение породы или минерала не приводит к сколько-нибудь заметной потере аргона. Х. И. Амирханов и С. Б. Брандт наблюдали потерю аргона при размельчении слюд до размера частиц менее 50—100 мк. Правда, при тонком измельчении возможна дополнительная абсорбция материалом пробы воздушного аргона, но при масс-спектроскопической проверке изотопического состава выделенного из породы аргона это не может внести искажения в конечный результат.

В настоящее время в Советском Союзе работает значительное число возрастных лабораторий по аргоновому методу. В большинстве лабораторий для определения аргона ис-

Таблица 23

Определение возраста различных минералов аргоновым методом

Образец	Место взятия образца	Геологический возраст	K^{40} , г/г	Ar, мл/г	Ar, г/г	$\frac{Ar}{K^{40}}$	Возраст по Ar, млн. лет	Возраст по Rb, млн. лет
Амазонит	Забайкалье	юра	$1,34 \cdot 10^{-5}$	$6,68 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	0,0090	144	130
Амазонит	Урал	карбон	$1,11 \cdot 10^{-5}$	$9,67 \cdot 10^{-5}$	$1,73 \cdot 10^{-5}$	0,0156	242	250
Лепидолит	Алтай	пермь — карбон	$0,98 \cdot 10^{-5}$	$8,05 \cdot 10^{-5}$	$1,44 \cdot 10^{-5}$	0,0147	228	230
Полевой шпат	Балтийский щит	девон	$1,45 \cdot 10^{-5}$	$1,47 \cdot 10^{-4}$	$2,63 \cdot 10^{-5}$	0,0181	278	280
Мусковит	Беломорье	архей	$1,01 \cdot 10^{-5}$	$1,05 \cdot 10^{-3}$	$1,88 \cdot 10^{-6}$	0,187	1810	1800
Биотит	Беломорье	архей	$8,69 \cdot 10^{-6}$	$8,90 \cdot 10^{-4}$	$1,59 \cdot 10^{-6}$	0,184	1800	1800

пользуется установка, разработанная Э. К. Герлингом. В Дагестанском филиале АН СССР Х. И. Амирхановым, С. Б. Брандтом, И. Г. Гурвичем и С. С. Сардаровым разработан экспресс-метод определения абсолютного возраста аргоновым методом при определении количества радиогенного аргона методом изотопного разбавления. В Институте геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР используется сте-

Таблица 24

Возраст минералов и горных пород некоторых восточных районов СССР, по данным аргонового метода

Характеристика пробы	Место взятия пробы	Возраст, млн. лет	Геологический возраст
Гранит-порфир	Южное Приморье	30	Слигоцен
Гранит	Южное Приморье, бухта Ольга	65	Палеоген, верхний мел
Глауконит	Западно-Сибирская низменность, Бокчарский район	84	Мел
Порфирит	Южное Приморье, бухта Ольга	95	Верхний мел
Аплит	Южное Приморье, р. Слянке	130	Юра
Пегматит	Южное Приморье, р. Слянке	185	Пермь
Пегматит	Алтай, Белокурихинский массив	228	Карбон
Серицитолит	Алтай	245	Карбон
Нефелиновый сиенит	Тува, р. Балыктыг-Хем	260	Средний девон
Гранит	Тува, р. Хемчик	260	Верхний силур, средний девон
Грейзен	Калбинский хребет	270	Девон
Серицитолит	Золотушинское месторождение, Алтай	270	Девон
Мусковит	Алтай, Южно-Чуйские белки	290	Девон
Гранит	Тува, р. Северный Торгалык	330	Нижний девон
Полевой шпат	Теченское месторождение, Урал	340	Силур
Гранит	г. Магнитная, Урал	340	Силур
Гранит	Кривинский массив, (г. Благодать, Урал)	340	Силур
Гранит	Тагильский массив, (г. Высокая, Урал)	346—	Силур
Биотит	Валуевское месторождение, Урал	—355	Силур
Диорит	Тува, хр. Танну-Ола	360	Силур
Дiorит	Тува, хр. Танну-Ола	450	Ордовик, верхний кембрий
Порфир	Тува, р. Улуг-Шангон	495	Нижний кембрий

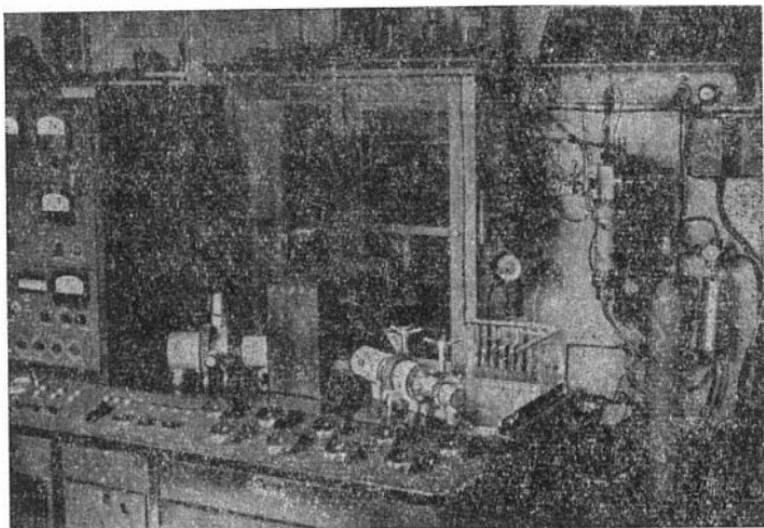


Рис. 27. Общий вид аргоновой установки Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР.

клянная установка Э. К. Герлинга для очистки и замера радиогенного аргона, а для самого выделения аргона из горной породы или минерала применен реактор Дагестанского филиала АН СССР. В табл. 23 и 24 приведены в качестве примера некоторые цифры определения возраста геологических образований аргоновым методом.

Кальциевый метод

Кальциевый метод, основанный, как уже выше указывалось, на β -распаде изотопа калия 40, впервые был предложен А. Холмсом в 1932 г. как метод определения возраста гранита по калиевому полевому шпату. Однако практическое осуществление этого метода встретилось с большими экспериментальными трудностями, ибо даже в богатых калием минералах накапливается ничтожное количество радиогенного кальция, точное количественное определение которого требует исключительно тонких методик. Более того, природный кальций широко распространен в природе и очень трудно получить материал, в состав которого не входил бы нерадиогенный кальций, поэтому испытываемые пробы обычно загрязнены нерадиогенным кальцием. Если же учесть, что в природном кальции, по данным Бенбриджа и Нира (1950), присутствует 96, 97% изотопа кальция 40, то легко представить, как сложны аналитические

условия для точного определения радиогенного кальция, имеющего ту же массу.

Тем не менее, в последние годы в связи с разработкой точных методов определения микроколичеств кальция для ряда минералов кальциевый метод является довольно надежным. Аренс (1951) считает наиболее подходящими минералами для кальциевого метода лепидолиты и, вероятно, некоторые мусковиты пегматитов докембрия. Н. И. Полевая с сотрудниками (1958) разработала методику определения абсолютного возраста силъвинов.

Возраст по кальциевому методу вычисляется из уравнения

$$\frac{m \text{Ca}^{40}}{m \text{K}^{40}} = \frac{\lambda_{\beta}}{\lambda_{\beta} + \lambda_{\text{K}}} [e^{(\lambda_{\beta} + \lambda_{\text{K}}) \cdot t} - 1], \quad (21)$$

где $m \text{Ca}^{40}$ — количество в пробе радиогенного кальция, г;

$m \text{K}^{40}$ — количество изотопа калия 40 в пробе, г;

λ_{β} и λ_{K} — константы распада калия;

e — основание натуральных логарифмов;

t — возраст, млн. лет.

Стронциевый метод

Этот метод основан на радиоактивности изотопа рубидия 87. В результате β -распада рубидия 87 в минералах накапливается стронций с массовым числом 87. В природе встречаются два изотопа рубидия: рубидий 85 и рубидий 87. Их распространенность, по данным Нира (1950), Л. Герцога и др. (1953), выражается следующими цифрами: рубидий 85—72,15%, рубидий 87—27,85%. При этом, как показали исследования Гешендингера, Смита, Гана, Маттауха и др., активен только изотоп рубидия с массой 87.

Природный стронций состоит из четырех изотопов в следующем соотношении (Л. Герцог и др., 1953): стронций 84—0,58%, стронций 86—9,87%, стронций 87—7,03%, стронций 88—82,52%.

Стронциевый метод, впервые предложенный Гольдшмидтом в 1937 г., долгое время не имел распространения, что было связано с недостаточной разработанностью методов количественного определения рубидия и стронция, особенно ввиду их незначительного содержания в породах. В настоящее время стронциевый метод довольно широко используется за рубежом и начинает внедряться в практику отечественных лабораторий.

Определение рубидия производится химическими методами анализа. При этом процентное содержание радиогенного

изотопа рубидия 87 в минерале рассчитывается, исходя из изотопного состава обычного рубидия. Более точное определение проводится масс-спектрометрически с применением метода изотопного разбавления. Процентное содержание стронция 87 в минерале определяется масс-спектрографическим анализом стронция, выделенного из минерала в количестве не менее 3 мг. Возраст минерала рассчитывается по формуле

$$t = \frac{\text{Sr}^{87}(\%)}{\text{Rb}^{87}(\%)} \cdot \frac{1}{\lambda} \text{ лет}, \quad (22)$$

где λ — постоянная скорости распада рубидия 87, равная $1,39 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹, установленная в 1956 г. Олдричем, Везериллом, Тилтоном и Девисом.

Для получения действительного возраста или наиболее близкого к нему вводится поправка на присутствие нерадио-генного стронция 87, содержание которого может быть определено по содержанию основного изотопа — стронция 88.

В минералах, пригодных для определения возраста по стронциевому методу, должно быть много рубидия и мало первичного стронция. Ввиду большого периода полураспада рубидия 87 даже в наиболее древних минералах накапливается весьма небольшое количество стронция 87, поэтому, чтобы в минерале могло накопиться измеримое (для современных методов) количество стронция, минимальное содержание рубидия должно быть по крайней мере несколько десятых процента. Наиболее пригодным для определения возраста по стронциевому методу является лепидолит, содержащий от 0,5 до 3,0% окиси рубидия и практически не содержащий нерадио-генного стронция. Кроме лепидолита, пригодны: микроклин, поллуцит, флогопит, мусковит, амозонит, биотит, цинвальдит, родизит и цезиевый берилл. Гольдшмидт считал возможным использовать и лейцит.

Вследствие того, что при стронциевом методе могут быть использованы сравнительно распространенные минералы, он может быть более приемлем, чем свинцовый или гелиевый методы, которые требуют редких урановых и ториевых минералов. Опытные данные показывают, что возраст, определенный по стронцию, как правило, выше возраста, определяемого по свинцу. Придавая большую надежность свинцовому возрасту, старались объяснить это за счет погрешностей стронциевого метода. Однако, как показал Аренс, основываясь на данных по Родезии, определения возрастов по свинцу, особенно очень древних пород, страдают иногда серьезными недостатками.

Стронциевый метод имеет большие преимущества и перед аргоновым методом. В частности, необходимо иметь в виду,

что если аргоновый метод пригоден главным образом для пород сравнительно юных (начиная с палеозоя) образований из-за потери аргона при метаморфизе древних толщ, то стронциевый метод может быть наиболее достоверным методом как раз для определения возраста древних пород. Это обусловлено тем, что при метаморфизе не происходит потерь радиогенного стронция, а биотит, используемый для аргоновых определений, содержит обычно выше 0,1% рубидия и представляет собой прекрасный объект для исследования стронциевым методом. В табл. 25 приведены в качестве примера сравнительные данные определения возраста стронциевым и аргоновым методами.

Таблица 25

Возраст слюд из гранитов

Местоположение и тип пород	Возраст, млн. лет	
	по аргоновому методу	по стронциевому методу
Гнейс, Гранд-Каньон (Аризона)	1380	1350
Гранит, Аризона	1410	1390
Пегматит из этого гранита	1420	1500
Гранит, Колорадо	1320	1320
Гранит, Дейлевок	1320	1310
Пегматит, Колорадо	1330	1420
Гранит, Вайоминг	1420	1410
Мусковит, Кольский полуостров	2350 ± 50	2600 ± 200
Мусковит, Мамский район	367 ± 20	420 ± 55

Углеродный метод

Определение абсолютного возраста этим методом основано на использовании радиоактивного изотопа углерода 14, образующегося в атмосфере из азота под действием космических лучей. Входя в состав углекислоты, углерод 14 усваивается организмами или входит в состав природных карбонатов. Он радиоактивен, подвергается β-распаду с периодом полураспада 5568 ± 30 лет, в связи с чем в древних геологических образованиях отсутствует. С большой вероятностью допускается, что содержание углерода 14 в атмосфере за последние десятки тысячелетий практически не изменилось. Измеряя содержание углерода 14 в остатках растений, продуктах их преобразований (ископаемая древесина, торф и др.) или в твердых природных карбонатах, можно

определить возраст материалов биологического происхождения с момента их смерти, а карбонатов — с момента их образования. При этом естественно необходимо условие, что после гибели организма материал его был достаточно прочно защищен от процессов замещений и обмена с углеродом среды.

В настоящее время известны четыре различных варианта определения углерода ^{14}C в природных углеродсодержащих веществах. Либби, предложивший углеродный метод в 1946 г., определял β -активность углерода ^{14}C в виде твердого углерода. В других случаях использовались газообразные соединения (CO_2 , C_2H_2) или измерялись активности жидкого органического соединения, синтезированного из углерода исследуемого образца, при помощи сцинтилляционных счетчиков. Наконец, известны также попытки определения углерода ^{14}C по трекам β -частиц в фотоэмульсиях.

В связи с небольшим периодом полураспада углерода ^{14}C , метод применим для образований, возраст которых ненамного превышает 40 000 лет. Углеродный метод нашел широкое применение в геологии, океанографии, метеорологии, археологии и антропологии. Расчет возраста по измеренной активности производится на основе уравнения

$$\lg N_1 = \lg N_0 - 0,30103 \frac{t}{T}, \quad (23)$$

где N_1 — число отсчетов по истечении времени t (измеряемое);

N_0 — начальное число отсчетов ($N_0 = 15,3$);

T — период полураспада C^{14} ;

t — искомое время.

Ниже приведены некоторые примеры определения возраста углеродным методом (А. П. Виноградов, 1956):

Характеристика пробы	Абсолютный возраст, годы
Древесина ископаемого дерева из мамонтового горизонта на северном берегу Таймырского озера . . .	11700 ± 300
Древесина ископаемого дерева из стоянки «6-й разрез» на Горбуновском торфянике, близ Тагила	4360 ± 200
Торф ископаемый из верхней части торфяника, Смоленская область	25000

Некоторые другие методы

Кроме указанных выше методов, которые, безусловно, не исчерпывают всех возможностей использования радиоактивных элементов и явлений радиоактивного распада для опреде-

ления абсолютного возраста геологических образований, следует упомянуть еще о ряде методов.

Ксеноновый метод, предложенный в 1947 г. В. Г. Хлопным и Э. К. Герлингом, основан на образовании ксенона при спонтанном делении урана. Возраст минерала рассчитывается из уравнения:

$$t = \frac{1}{\lambda_a} \cdot 2,3 \lg_{10} \left[\frac{x_e}{KN_1 \frac{\lambda_f}{\lambda_a}} + 1 \right], \quad (24)$$

где λ_a — константа α -распада урана 238;

λ_f — константа спонтанного деления урана;

x_e — число атомов ксенона в образце;

N_1 — число атомов урана 238 в образце;

$K = 0,19$.

Практическое применение этого метода очень ограничено в силу малой скорости образования ксенона. При помощи его хорошо определяется возраст лишь древних минералов, содержащих десятки процентов урана.

Ренийевый метод. Хинтербергером, Гейром и Воснагом установлена принципиальная возможность использования ренийсодержащих минералов для возрастных целей. Метод базируется на реакции превращения рения 187 в осмий 187; период полураспада рения 187 установлен равным $5 \cdot 10^{10}$ лет.

Возраст также определяют по соотношению любых двух радиоэлементов или по измерению содержания радиоэлемента в различных частях (по глубине) одного и того же осадочного образования. Так, для установления возраста конкреций, сталактитов и донных осадков Л. М. Курбатовым (1936) производился расчет изменения содержания радия в различных слоях того или иного образования. В силу небольшого периода полураспада радия метод применим для отложений не древнее 15 000 лет.

Определение возраста вторичных минералов, океанических осадков и ленточных глин (до 1 млн. лет) удачно проводилось по измерению отношений материнского вещества и продуктов распада (уран-радий, ионий-радий, актиноуран-актиний). Возраст оолитов успешно определялся методом изучения соотношений изотопов разных рядов распада (мезоторий к радию).

Иониевый метод применяется для установления возраста глубоководных океанических илов. Он основан на том, что при выпадении осадков из морской воды количество увлекаемого иония приблизительно в 10 раз больше отвечающего радиоактивному равновесию с одновременно увлеченным ура-

ном. Содержание иония уменьшается со временем и приближается на рубеже последних 500 000 лет к равновесию с содержащимся в осадке ураном. Если принять, что концентрация урана и иония в отлагающемся веществе всегда постоянна, то по содержанию иония можно определить возраст морского ила, взятого с некоторой глубины от поверхности морского дна, решить вопрос о скорости осадконакопления и датировать события геологической истории в пределах четвертичного периода.

Таблица 26

Скорость образования донных отложений
(по сводке С. В. Бруевич, составленной по
данным Пиггота и Урри, 1942)

Прошедшее время, годы	Осадкона- копление за 1000 лет, см	Время образо- вания 1 м осадка, лет
Северная Атлантика		
0—1000	29	3400
1000—3000	18	5500
3000—4000	11	9000
4000—12000	8	12500
12000—20000	10	10000
20000—24000	10	10000
Тихий океан, красная глина		
0—20000	1,0	100000
20000—60000	1,0	100000
60000—160000	0,56	180000
160000—300000	0,28	360000

Исследования И. Е. Старика и его сотрудников (1958) показали, что иониевый метод определения геологического возраста морских осадков применим для осадков, находящихся в наиболее удаленных от континента и глубоких частях океанического дна. Удаленность от берега обеспечивает наименьшее влияние континентального стока на распределение в морских осадках урана, радия и иония и поэтому является решающим фактором, обуславливающим возможность применения иониевого метода. В табл. 26 приведены данные о скоростях осадконакопления в океанах, полученные с помощью иониевого метода.

Из вторичных методов практическое значение имеют кислородный и в значительной меньшей мере метод плеохроических ореолов.

Кислородный метод основан на явлении самоокисления урановых минералов, т. е. окисления урана за счет кислорода, освобождающегося при распаде части атомов урана по следующей наиболее вероятной реакции:



Вычисление возраста производится по соотношению количества шестивалентного (окисленного) и четырехвалентного (неокисленного) урана. Метод не является надежным, так как справедлив лишь при отсутствии в составе минерала первичного шестивалентного урана, а также при условии, что в породе независимо от радиоактивного распада не протекали процессы окисления и восстановления.

Метод плеохроических ореолов базируется на сравнении интенсивности потемнения естественных и искусственных (стандартных) ореолов или отдельных колец урановой и актиноурановой серии. Известно, что каждая α -частица при вылете обладает запасом энергии и на пути своего пробега воздействует на встречающиеся атомы и молекулы газа, жидкости или твердого тела. Детальными исследованиями Брегга установлено, что ионизирующее действие α -частиц неодинаково в отдельных участках пути, в конце пути оно достигает максимума, а затем резко падает до нуля. В результате этой особенности и в силу того, что от участка, содержащего радиоактивный элемент, α -частицы вылетают во все стороны, в ряде минералов (биотит, хлорит, плавиковый шпат, турмалин, роговая обманка, андалузит, кордиерит) вокруг излучающего источника образуются сферические плеохроические ореолы. Согласно представлениям Пуля, образование ореолов в биотите происходит благодаря разложению воды и последующему окислению железа. В плавиковом шпате предполагается, что ореолы возникают за счет образования коллоидных частиц кальция. Ореолы чаще всего встречаются в минералах кислых пород и почти не встречаются в пироксенитах, перидотитах и породах, связанных с ними. В эффузивных породах независимо от их возраста ореолы отсутствуют полностью или почти полностью (Ранкама). Не встречаются они и в осадочных породах, но при метаморфизме в условиях повышения температуры и давления в них появляются. Ядрами ореолов обычно являются циркон, рутил, касситерит, топаз, алланит, апатит, сфен, монацит, ксенотим.

В связи с тем, что пробеги α -частицы связаны с константой распада активного ядра, существуют различные радиусы ореолов, обусловленных α -частицами из семейства урана.

актиния и тория. Для урана характерны ореолы с шестью кольцами, для тория с пятью (табл. 27). Метод определения возраста по плеохроическим ореолам не может считаться надежным, так как характер распределения радиоактивного элемента в минерале и воздействие вторичных процессов могут оказать существенное влияние на возникновение ореолов и серьезно исказить само явление.

Таблица 27

Радиусы колец в плеохроических ореолах в биотите, по Гендерсону и Спарксу (1939)

Урановые ореолы		Ториевые ореолы	
ядро α -излучение	радиус кольца, μ	ядро α -излучение	радиус кольца, μ
U ²³⁸	12,7	Th ²³²	12,4
U ²³⁴	15,3	Th ²²⁸	20,0
Th ²³⁰		Th-24	
Ra ²²⁶		Rn ²²⁰	
Rn ²²²	19,9	Bi ²¹²	23,9
Po ²¹⁰		Po ²¹⁶	
Po ²¹⁸	23,0	Po ²¹⁴	41,8
Rn ²¹⁹	27,2		
Bi ²¹¹			
Po ²¹⁴	34,2		

Для определения возраста цирконов Генрих Д. Голланд предлагает использовать явление изменения межплоскостных расстояний под воздействием радиации.

Эдвард Целлер считает возможным для установления возраста некоторых флюоритов и известняков воспользоваться явлением термолюминесценции—способностью минералов испускать свет при нагревании. Правда, хотя термолюминесценция минералов, несомненно, является функцией их возраста и интенсивности облучения, однако, в силу ряда других факторов (содержание примесей, термальная история минерала и другие) на данном этапе разработки этого метода применение его весьма ограничено.

Глава шестая

ВОЗРАСТ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ЗЕМЛИ И ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Усилиями многочисленных отечественных и зарубежных исследователей накоплен значительный материал по абсолютному возрасту горных пород различных систем всех континентов Земли. Полученные данные не только полностью подтверждают представления о чрезвычайной длительности истории Земли, но и позволяют судить о продолжительности ее отдельных периодов и приблизиться к количественной оценке возраста земной коры, химических элементов, слагающих Землю, и возраста Земли в целом.

Для решения вопроса о возрасте земной коры прежде всего необходимо было оценить во времени длительность периодов и эр, выделенных в истории Земли методами относительной геохронологии. Обобщение имеющихся количественных возрастных данных в этом направлении позволило Холмсу составить шкалу абсолютного геологического летоисчисления. Эта шкала, несколько дополненная советскими исследователями, приведена в табл. 28. В настоящее время эта шкала должна рассматриваться только как предварительная, как приближающая нас к решению важнейшей проблемы геологии — оценке возраста различных толщ и главнейших событий в истории Земли.

Существенным недостатком этой шкалы, как и других (шкала Марбл и др.), является то, что они, будучи построены в основном на зарубежном материале, были основаны на очень небольшом количестве опорных точек и не учитывали громадного цифрового материала, накопленного на обширной территории Советского Союза. Кроме того, в основу этих шкал положены определения только по свинцовому методу, а они, как справедливо указывают Мур и Вильсон (1952), в

Геохронологическая шкала в абсолютном исчислении

Эра	Период	Начало и конец периода, млн. лет	Длительность периода, млн. лет	Некоторые данные по определению абсолютного возраста интрузивных пород	
				объект	млн. лет
Кайнозойская (60 млн. лет)	Четвертичный	0—1	1		
	Неогеновый	1—28	27	Тырны-Ауз (Кавказ) Золотой Курган (Кавказ)	6 12
	Палеогеновый	28—60	32	Колорадо (США)	58
Мезозойская (125 млн. лет)	Меловой	60—130	70	р. Теберда (Кавказ) Алдан р. Большая Лаба (Кавказ)	90 107 110
	Юрский	130—155	25	Забайкалье	144
	Триасовый	155—185	30	Хилок (Забайкалье)	162
Палеозойская (335 млн. лет)	Пермский	185—210	25	Содон (Кавказ)	190
	Каменноугольный	210—265	55	Магнитная гора (Южный Урал)	240
				Ильменские горы (Южный Урал)	250
	Девонский	265—320	45	Хибины (Кольский полуостров)	285
				Калбинский хребет (Алтай)	295
	Силурийский	320—360	40	р. Чусовая (Северный Урал)	340
Африканда (Кольский полуостров)				350	
Ордовикский	360—440	80	Киргизия	378	
Кембрийский	440—520	80	(Швеция) Хамар-Добан (Бурят-Монголия)	440 454	
Протерозойская (более 600 млн. лет)				Катанга (Африка)	600
				Арендаль (Норвегия)	1050
				Выборгский массив	1190
				Северная Карелия	1280
Архейская (более 900 млн. лет)				Беломорье	1400
				Зап. часть Центральной Карелии	1630
				Беломорье	1880

силу недостаточной надежности учета загрязнения нерадио-генным свинцом, могут содержать серьезные погрешности. К тому же за последнее время выяснилась необходимость учета ряда дополнительных факторов, влияющих на точность получаемых цифр, а именно — возможная переработка ранее образовавшихся минералов последующими наложенными процессами.

На VIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (1959) Д. И. Щербаков обратил внимание на то, что в зарубежных шкалах всегда фигурирует в качестве опорной точка для кембрия, полученная на материале кварцевых сланцев Швеции. Однако, поскольку уран, накапливаясь в осадочных породах, испытывал диагенетическую, а затем эпигенетическую миграцию, то нет уверенности, что цифры возраста урановых минералов из этих осадочных толщ отвечают возрасту пластов, определенному на основании их стратиграфического положения. То же может быть отнесено, по мнению Д. И. Щербакова, и к возрасту минералов пегматитовых жил, довольно широко использованных как опорные в зарубежных шкалах. Положение пегматитов далеко не всегда можно идентифицировать с возрастом той интрузии, производной которой является данная пегматитовая жила. Более того, за самые последние годы для интрузий ряда районов СССР (Закавказье, Центральный Казахстан и др.) получены разными методами хорошо сходящиеся цифры, указывающие на более древний возраст интрузий, чем тот, который вытекает из их стратиграфического положения. Все это позволяет утверждать, что принятая в известных шкалах длительность геологических периодов послекембрийской истории Земли не соответствует действительности, а периодизация докембрийского времени до сих пор, по существу, не решена.

В связи с этим, последнее время различными исследователями делаются попытки пересмотра шкалы Холмса и внесения в нее существенных поправок. Одной из таких попыток является шкала, предложенная Эрнстом Краусом (1959) (табл. 29). Следует отметить, что если в общем виде эта шкала для постпротерозойского периода отвечает общей тенденции расширения его длительности, то в деталях весьма дискуссионна. В этом направлении предстоят еще большие исследования, в ходе которых ревизия существующей шкалы абсолютного геологического времени должна осуществляться как под углом зрения проверки имеющихся цифр и их пересчета на основании современных констант распада, так и проверки стратиграфического положения и сохранности самого,

материала, поступавшего в анализ. Очень важна при этом тщательность отбора материала, который позволил бы провести необходимую корреляцию между вновь создаваемой абсолютной и существующей биостратиграфической шкалами.

Таблица 29

Длительность геологических периодов
(по Краусу)

Период	Начало и конец периода, млн. лет	Длительность периода, млн. лет
Четвертичный	0—0,75	0,75
Третичный	0,75—60	59,25
Меловой	60—130	70
Юрский	130—175	45
Триасовый	175—220	45
Пермский	220—250	30
Каменноугольный	250—320	70
Девонский	320—370	50
Силурийский }	370—460	90
Ордовикский }		
Кембрийский	460—560	100
Альгонкский	560—825	265
Протерозой	825—1100	275
Архей	1100—?	?

В Советском Союзе в настоящее время проводятся широкие исследовательские работы, на основе которых создается отечественная шкала абсолютного летоисчисления. В частности, большие работы в этом направлении выполнены по расчленению докембрия карело-финского и украинского кристаллических массивов.

Как бы ни решался вопрос о длительности отдельных эпох и периодов, на основании данных табл. 28 и 29 можно утверждать, что возраст известной ныне поверхностной части земной коры, безусловно, больше 2 млрд. лет. При этом минимальным возрастом земной коры можно считать возраст наиболее древних из доступных наблюдению на поверхности земли пород.

В табл. 30 приведены цифровые данные определения возраста древнейших горных пород, выявленных на земной поверхности. Исходя из этих данных, возраст поверхностных частей земной коры может быть оценен не моложе 3,5—4,0 млрд. лет.

Рядом исследователей расчет возраста земной коры проводился на основе имеющихся данных по изотопному составу

Абсолютный возраст древнейших пород земной коры

Адрес пробы	Наименование пород или минералов, подвергавшихся анализу	Возраст, млрд. лет
Украина	Углистые сланцы Криворожской серии . .	1,80
Швеция	Пегматит	1,65—1,80
Северная Карелия, СССР	Пегматит	1,70—2,01
Беломорье, СССР	Граниты	1,66—2,03
Колорадо, Америка		1,75—1,80
Южная Дакота, Америка		2,00
Украинский кристаллический массив, УССР	Кристаллические сланцы	2,39—2,60
Кольский полуостров, СССР	Железорудная формация	2,4
Бельгийское Конго, Африка		2,70—2,90
Кольский полуостров, СССР	Кристаллические сланцы	2,70—2,75
Сиорра Леона, Африка	Монацит	2,80—3,00
Украинский кристаллический массив, УССР	Гранит р. Злодейки . .	3,00
Родезия, Южная Африка	Леридолит	2,10—3,35
Манитоба, Канада	Лепидолит, монацит, уранинит	2,20—3,36
Танганьика, Африка	Лепидолит	3,25
Кольский п-ов, СССР	Слюда	3,5
Трансвааль, Африка	Лепидолит	3,55—4,15

свинца. Так, Холмс (1946) использовал изотопные анализы обыкновенного свинца, выполненные Ниром в 1939 г., и получил возраст земной коры, равный 3,3 млрд. лет. В. И. Баранов, пользуясь методом изохрон по изотопному составу свинца горных пород, определил возраст земной коры равным около 4,0 млрд. лет. Паттерсон (1953), определив изотопический состав обыкновенного свинца в метеорите, а также свинца из красной глины со дна Тихого океана и из некоторых базальтов, провел вычисление возраста земной коры, который, как видно из табл. 31, выражается цифрой порядка 4,5 млрд. лет. А. П. Виноградов (1952), исходя из закономерного увеличения содержания изотопов свинца 206, 207 и 208, по мере уменьшения возраста минералов, определил (на материале изучения галенитов), что истекшее время от современного момента до времени образования первых радиогенных атомов свинца 206 и 207 равно 5,1 млрд. лет. Эта цифра

им рассматривается как верхний предел возраста земной коры и как возраст Земли в целом.

Т а б л и ц а 31

Возраст земной коры по данным изотопного состава обыкновенного свинца

Свинец ^а	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁷ , Pb ²⁰⁶ возраст, млрд. лет
Океанический	18,93	15,73	—
Метеоритный	9,41	10,27	—
Радиогенный	9,52	5,46	4,51
Базальтовый	18,12	15,45	—
Метеоритный	9,41	10,27	—
Радиогенный	8,71	5,18	4,56

* Изотопный состав свинца по данным Паттерсона.

Присутствие в Земле естественных радиоактивных элементов, непрерывно распадающихся, но не образующихся вновь в современных условиях, указывает на то, что в истории Земли был период, когда земное вещество эволюционировало в направлении образования тяжелых элементов. Это позволяет провести оценку величины периода времени, прошедшего с момента возникновения радиоактивных элементов.

Природные радиоактивные элементы распределены по всей периодической системе Менделеева, начиная от калия и кончая ураном. Это позволяет предполагать, что в Земле одновременно образовались как радиоактивные, так и стабильные изотопы каждого элемента. К этому же выводу приводит также факт существования в природе всех без исключения известных радиоактивных изотопов с продолжительностью жизни более 10^8 лет. Изотопы тех же элементов с меньшей продолжительностью жизни, ничем принципиально от них не отличающиеся, в природных условиях не обнаружены. Например, у элемента урана в природе встречаются только изотопы 238 и 235 и радиогенный изотоп 234, тогда как изотопы 227—233, 236, 237 и 239, 240, периоды полураспада которых менее $5 \cdot 10^7$ лет, получены только искусственным путем.

Отсутствие в земной коре естественных радиоактивных изотопов с периодом жизни, малым по сравнению с возрастом земной коры, доказывает, что в течение геологической истории Земли в ней не происходило в заметных масштабах образования или превращения химических элементов, за исключением радиогенных. Таким образом, определение воз-

раста радиоактивных элементов, точнее времени, протекшего после их образования, может дать указание на вероятный возраст и других химических элементов, так как о возрасте устойчивых химических элементов можно судить по аналогии с возрастом радиоактивных элементов в предположении, что образование тех и других происходило в едином процессе эволюции земного вещества. На основе известных данных о распространенности радиоактивных элементов, их изотопном составе, а также о распространенности продуктов распада, проведены попытки расчета возраста элементов. При этом принимается, что начальное содержание урана 235, по аналогии с распространенностью изотопов соседних элементов периодической системы, не могло быть больше содержания урана 238 и, вероятно, равнялось половине количества последнего, т. е. первоначально отношение урана 235 к урану 238 равнялось единице. В настоящее время это отношение равно $7 \cdot 10^{-3}$. Исходя из этого, возраст урана определяется цифрой $6,10 \cdot 10^9$ лет. Если первоначально отношение урана 235 к урану 238 принять равным половине, то возраст урана будет оцениваться в $5,2 \cdot 10^9$ лет (В. И. Баранов, 1958). Используя для этих же целей различные отношения изотопов свинца, получаем возраст от 4 до 6 млрд. лет. В общем же можно сказать, что возраст тяжелых радиоактивных элементов с момента начала необратимого процесса радиоактивного распада оценивается цифрой 5—6 млрд. лет.

Таким образом, намечаются следующие возрастные границы основных этапов истории Земли:

Появление человека	около 1 млн. лет
Первые известные остатки органической жизни	около 2000 млн. лет
Возраст наиболее древних геологических пород, датируемых по радиоактивному распаду	3—4,5 млрд. лет
Возраст урановых элементов с момента начала необратимого процесса радиоактивного распада	5,5—6,0 млрд. лет

Для оценки общего возраста Земли большой интерес представляют расчеты О. Ю. Шмидта, основанные на космогонических данных, в результате которых длительность существования Земли оценивается в 6—7 млрд. лет. Нужно думать, что эта оценка дает только вероятный нижний возрастной предел существования Земли. В связи с этим интересно подчеркнуть, что возраст Солнца оценивается в 50 000 млрд. лет, а время существования средней звезды — до 5 000 000 млрд. лет.

БИБЛИОГРАФИЯ

Основная литература к главам I—IV

- Агафонов В. К. Настоящее и прошлое Земли. Л., 1926.
- Батурич В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. М., 1937.
- Батурич В. П. Палеогеографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., 1947.
- Берг Л. С. Климат и жизнь. М., 1947.
- Бернат З., Глогочевский И. И. Спектрохимическое профилирование нефтяных скважин, 1953.
- Геккер Р. Ф. Примеры палеоэкологического изучения осадочных толщ. Литолог. сб., т. 1, М.-Л., 1948.
- Геккер Р. Ф., Осипова А. И. К вопросу о состоянии и развитии советской литологии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1951.
- Горшков Г. П., Якушева А. Ф. Общая геология. М., 1957.
- Давиташвили Л. Ш. Дарвинизм и проблемы геологической синхронизации. Сов. геология, № 10—11, 1939.
- Давиташвили Л. Ш. Курс палеонтологии. М., 1949.
- Дарвин Ч. Происхождение видов. М., 1939.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. М., 1952.
- Катченков С. М. Новый метод корреляции осадочных толщ по данным спектрального анализа. Новости нефт. техн. Нефтепромысл. дело, № 3, 1955.
- Коровин М. К. Историческая геология, М., 1941.
- Левитес Я. М. Историческая геология с основами палеонтологии. М., 1956.
- Леонов Г. П. Историческая геология. М., 1956.
- Ломоносов М. В. О слоях земных. М., 1949.
- Македонов А. В. Конкреции в угленосных отложениях как новый коррелятивный признак. Мат. III геол. конф. Коми АССР, Сыктывкар, 1948.
- Методы изучения осадочных пород, т. 11, М., 1957.
- Павлов А. П. Полвека в истории науки об ископаемых организмах. М., 1897.
- Страхов Н. М. Задачи и методы исторической геологии. М., 1932.
- Страхов Н. М. Историческая геология. М., 1938.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. I. М., 1948.
- Тихомиров В. В., Хаин В. Е. Краткий очерк истории геологии. М., 1958.
- Щербаков Д. И., Бублейников Ф. Д. Земная кора и геологические процессы. М., 1951.
- Энгельс Ф. Диалектика природы. М., 1952.

Основная литература по методам определения абсолютного геологического возраста (главы V--VI)

- Авдзейко Г. В. Роль изотопного анализа свинца в определении геологического возраста. Тр. III сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1955.
- Авдзейко Г. В. Роль изотопного анализа свинца в определении геологического возраста. Тр. радиевого ин-та им. В. Г. Хлопина, т. VIII, 1958.
- Амирханов Х. И. Экспресс-метод определения абсолютного возраста геологических образований по радиоактивному распаду K^{40} в A^{40} . Тр. III сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1955.
- Амирханов Х. И., Гурвич И. Г., Сардаров С. С. Масс-спектрометрический ускоренный метод определения абсолютного возраста геологических образований по радиоактивному распаду K^{40} в A^{40} . Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1955.
- Амирханов Х. И., Брандт С. Б. Определение абсолютного 'возраста горных пород по радиоактивному превращению калия 40 в аргон 40 . Махачкала, 1956.
- Амирханов Х. И., Брандт С. Б., Бартницкий Е. Н. К определению абсолютного возраста калиевых полевых шпатов аргоновым методом. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1958.
- Амирханов Х. И., Магатаев К. С., Тимофеева Г. И. Результаты определения абсолютного возраста осадочных пород нефтеносных провинций Дагестана. Тр. V сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1958.
- Аренс Л. Х. Древнейшие обнаженные породы Земли. Сб. Земная кора. М., 1957.
- Аренс Л. Х. Радиоактивные методы определения геологического возраста. Сб. Физика и химия Земли. М., 1958.
- Афанасьев Г. Д. Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1955.
- Афанасьев Г. Д. О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород калий-аргоновым методом. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1957.
- Афанасьев Г. Д. Некоторые данные о состоянии исследований по абсолютному возрасту горных пород и их геологическом значении. Литограф. изд. докл., 1957.
- Баранов В. И., Кузьмина Л. А. Иониевый метод определения возраста морских илов. ДАН СССР, т. ХСVII, № 3, 1954.
- Баранов В. И. Возраст химических элементов. Тр. III сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1955.
- Баранов В. И. О влиянии внешних условий на радиоактивный распад. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. 1. М., 1955.
- Баранов В. И. Радиометрия. М., 1956.
- Баранов В. И. Изохроны свинца для горных пород и возраст земной коры. Геохимия, № 7, 1957.
- Баранов В. И., Кузьмина Л. А. Содержание радиоактивных элементов в донных отложениях Тихого океана в районе Японских островов. Геохимия, № 1, 1957.
- Баранов В. И. К вопросу о возрасте метеоритов. Геохимия, № 2, 1957.
- Баранов В. И., Кузьмина Л. А. Определение скорости отложения донных осадков в окраинной части Тихого океана радиоактивными методами. Тр. V сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1958.

- Баранов В. И., Кузьмина Л. А. Скорость отложения илов Индийского океана. Геохимия, № 2, 1958.
- Баранов В. И. Последние данные по определению абсолютного возраста Земли. Вopr. космогонии, т. VI, 1958.
- Барановская Н. В. К вопросу о сохранности гелия в минералах. Тр. V сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1958.
- Бегеман Ф., Буттлар Н., Гаутерманс Ф., Исаак Н., Пиччиотто Е. (реф. Ф. Е. Старика). Новый способ определения возраста урановых минералов свинцовым методом. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. 1. М., 1955.
- Боганик Н. С. О радиоактивном распаде и радиоактивном методе определения абсолютного геологического возраста горных пород и минералов. Изв. АН СССР, № 4, 1951.
- Белоусов В. В. Роль времени в геологических процессах. Природа, № 1—2, 1942.
- Боровской И. Б., Беспалова И. Д. Рентгеноспектральный метод определения возраста. Тр. III сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1955.
- Бурксер Е. С., Бурксер В. В. Опыт применения рубидиево-стронциевого метода к определению абсолютного возраста амазонита. Тр. III сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1954.
- Вернадский В. И. Задачи дня в области радия. Изв. АН СССР, № 1, 1911.
- Вернадский В. И. Радиоактивные химические элементы рядов урана, тория и актиноурана в земной коре. Очерки геохимии. М.-Новосибирск, 1934.
- Вернадский В. И. О некоторых очередных проблемах радиогеологии. Изв. АН СССР, № 1, 1935.
- Вернадский В. И. Радиоактивность и новые проблемы геологии. Сб. Основные идеи геохимии, М., 1935.
- Вернадский В. И. О значении радиогеологии для современной геологии. Тр. XVII международ. геол. конгр. ГОНТИ, М., 1939.
- Виноградов А. П., Зыков С. И., Задорожный И. К. Изотопный состав свинцов и возраст Земли. ДАН СССР, т. LXXXV, № 5, 1952.
- Виноградов А. П., Чупахин М. С., Гриненко В. А., Трофимов А. В. Изотопный состав серы в связи с вопросом о возрасте пиритов осадочного генезиса. Геохимия, № 1, 1956.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Юбилейн. научн. сессия, посвящ. 200-летию МГУ. М., 1955.
- Виноградов А. П. Изотопы свинца и их геохимическое значение. Сессия АН СССР по мирному использ. атомной энергии. Засед. хим. отд. М., 1955.
- Виноградов А. П. Сравнение данных по возрасту пород, полученных различными методами, и геологические выводы. Геохимия, № 5, 1956.
- Виноградов А. П., Девириц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г., Мартищенко Л. Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщ. 1. Геохимия, № 8, 1956.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
- Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудного свинца Алтая и Казахстана. Геохимия, № 1, 1957.
- Влодавец В. И., Горшков Г. С. Работа Международной вулканологической ассоциации на XI генеральной ассамблее МГГ, 1957.
- Войткевич Г. В. О возрасте Земли. ДАН СССР, т. LXXVII, № 3, 1951.

- Войткевич Г. В. Радиогеология и ее значение в познании истории Земли. М., 1956.
- Воскресенская М. Н., Полевая Н. И. Первые данные об абсолютном возрасте пород Курской метаморфической серии. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. III, М., 1958.
- Герлинг Э. К. Теплота диффузии гелия как критерий, определяющий пригодность минералов для определения возраста по гелиевому методу. ДАН СССР, т. XXIX, № 6, 1939.
- Герлинг Э. К. Гелиевый метод определения возраста и его применение для определения возраста пород и минералов Северной Карелии. Тр. XVII Международ. геол. конгр., т. IV. М., 1940.
- Герлинг Э. К. К вопросу о возрасте Земли по радиоактивным данным. ДАН СССР, т. XXXIV, № 9, 1942.
- Герлинг Э. К., Ермолин Г. М., Барановская Н. В., Титов Н. Е. Первый опыт применения аргонового метода определения возраста минералов. ДАН СССР, т. XXXVI, № 3, 1952.
- Герлинг Э. К., Пекарская Т. Б. Условия надежности гелиевого метода определения геологического возраста. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1954.
- Герлинг Э. К., Ященко М. Л., Ермолин Г. М., Баркан В. Г. Аргоновый метод определения возраста и его применение. Тр. III сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1955.
- Герлинг Э. К. Аргоновый метод определения возраста и его применение для расчленения докембрийских образований Балтийского и Украинского щитов. Геохимия, № 5, 1956.
- Герлинг Э. К., Ященко М. Л., Ермолин Г. М. Аргоновый метод определения возраста и его применение. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. II. М., 1957.
- Герлинг Э. К. Миграция гелия из минералов и пород. Тр. радиевого ин-та им. В. Г. Хлопина, т. VI. М., 1957.
- Герлинг Э. К., Шукомоков Ю. А. К вопросу об определении абсолютного возраста по соотношению изотопов $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ в осадочных породах. Геохимия, № 3, 1957.
- Герлинг Э. К., Морозова И. М. Определение энергии активации выделения аргона из слюд. Геохимия, № 4, 1957.
- Герлинг Э. К. Влияние метаморфизма на результаты определения возраста по свинцу. Геохимия, № 4, 1958.
- Герлинг Э. К., Полканов А. А. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. Геохимия, № 8, 1958.
- Герлинг Э. К., Ященко М. Л., Левский Л. К., Овчинникова Г. В. Определение возраста некоторых слюд по рубидий-стронциевому методу. Геохимия, № 6, 1958.
- Герлинг Э. К., Морозова И. М. Изучение кинетики выделения аргона из микроклин-пертита. Геохимия, № 7, 1958.
- Данилевич С. И. Роль калия в радиоактивности Земли по современным данным. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 1, 1952.
- Жиров К. К., Курбагов В. В. Рентгенометрическое изучение пригодности монацитов для определения геологического возраста. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. I. М., 1955.
- Жиров К. К., Зыков С. И. О метаморфизме и времени образования гранитов по данным изотопных анализов свинца. Геохимия, № 7, 1956.
- Жиров К. К., Зыков С. И., Жирова В. В., Ступникова Н. И. Влияние процессов гидротермального изменения на определение возраста по радиоактивным минералам. Геохимия, № 8, 1957.

- Жиров К. К., Барановская Н. В., Лягвина Л. А.** Определение абсолютного геологического возраста гелиевым методом по монацитам. Геохимия, № 2, 1958.
- Жиров К. К., Зыков С. И.** Об изотопном составе свинца некоторых месторождений Центрального Казахстана. Геохимия, № 1, 1959.
- Задачи стратиграфического картирования интрузивов и эффузивных толщ Западной Сибири по шкале абсолютного геологического времени.** Новосибирск, 1953.
- Задорожный И. К., Зыков С. И.** О постоянных распада радиоактивных элементов, используемых при определении геологического возраста. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. 1. М., 1955.
Земная кора (ст. Л. Х. Аренса, И. Дорфа, Л. Калпа). Сб. ИЛ. М., 1957.
- Изотопы в геологии** (ст. А. Нира, А. Холмса, Л. Аренса, В. Либби, Л. Олдрича, Девтса, Коллинса и др.). Сб. ИЛ. М., 1954.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И.** О возрасте интрузий Таннуольского комплекса (Тувинская АО). Информ. сб. ВСЕГЕИ, вып. 3, 1956.
- Казаков Г. А., Полевая Н. И.** Некоторые предварительные данные по разработке палеозойской школы абсолютной геохронологии по глауконитам. Геохимия, № 4, 1958.
- Капитанов Ю. Т., Сердюкова А. С.** Опыт использования методов с применением α -счета для определения абсолютного геологического возраста горных пород. Геохимия, № 7, 1957.
- Косов Н. Д., Чердынцев В. В.** Эманирование минералов и определение абсолютного геологического возраста. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. 1. М., 1955.
- Крылов А. Я.** Проблемы определения возраста геологических формаций радиоактивным методом. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1952.
- Крылов А. Я.** Некоторые данные о применении гелиевого и аргонового методов определения возраста. Тр. III сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, М., 1955.
- Крылов А. Я., Барановская Н. В., Ловцус Г. П.** Определение возраста гранитных галек и аркозовых песков аргоновым методом. Тр. V сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, М., 1958.
- Кузнецов Ю. В.** Изучения распределения радиоэлементов в морских осадках. Автореф. дисс., 1958.
- Кузьмин А. М.** Микроклин. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 74, вып. I, 1953.
- Леонов Г. П.** К вопросу о соотношении стратиграфических и геохронологических подразделений. Вести. МГУ, № 8, 1955.
- Леонова Л. Л.** Люминесцентный метод определения малых количеств урана в изверженных горных породах. Геохимия, № 8, 1956.
- Лэйп А.** Измерение геологического времени. Тр. XVII сессии Международ. геол. конгр., т. IV, М., 1940.
Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. Сб. под ред. В. А. Николаева, М., 1957.
- Мурина Г. А., Искандерова А. Д., Спрингсон В. Д.** Сравнительная характеристика некоторых аналитических методов определения калия в приложении к силикатам. Информ. сб. ВСЕГЕИ, вып. 3, М., 1956.
- Новиков Г. И., Чайкина Н. И.** Новый метод выделения малых количеств свинца из горных пород и минералов. Информ. сб. ВСЕГЕИ, вып. 2. М., 1955.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С., Панов М. В.** Об абсолютном возрасте некоторых изверженных метаморфических и осадочных образований Урала. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1957.

- Овчинников Л. Н.** К вопросу определения абсолютного возраста рудных месторождений Урала. Геохимия, № 6, 1958.
- Пекарская Т. Б.** Определение абсолютного возраста геологических пород по радиоактивным минералам. Природа, № 1, 1953.
- Пекарская Т. Б.** Исправленные шкалы геологического времени по зарубежным данным и спорные вопросы возраста докембрия Канадского щита. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. II, М., 1957.
- Полевая Н. И., Мурина Г. А., Спринцзон В. Д.** Абсолютный возраст гранитоидов Южного Сихотэ-Алиня по данным аргонового метода. Тр. III сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1955.
- Полевая Н. И.** Абсолютный возраст некоторых магматических комплексов СССР по данным аргонового метода. Геохимия, № 5, 1956.
- Полевая Н. И., Мурина Г. А., Спринцзон В. Д.** О возможных ошибках при определении абсолютного возраста горных пород аргоновым методом. Информ. сб. ВСЕГЕИ, вып. 3, М., 1956.
- Полевая Н. И., Титов Н. Е., Беляев В. С., Спринцзон В. Д.** Опыт применения кальциевого метода для определения абсолютного возраста силъвинов. Геохимия, № 8, 1958.
- Полевая Н. И., Мурина Г. А.** Влияние некоторых наложенных процессов на результаты определения возраста аргоновым методом. Тр. V сессии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1958.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К.** Шкала абсолютного летоисчисления геологической истории Земли. Изв. АН СССР, № 2, 1946.
- Полканов А. А.** О значении для геологии величин абсолютного возраста, определенных для минералов докембрия Карелии аргоновым методом. Тр. III сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1955.
- Ранкама К.** Изотопы в геологии. М., 1956.
- Рик Г. Р., Авдзейко Г. В.** К вопросу о вариации изотопного состава рудного свинца. ДАН СССР, т. XC, № 5, 1953.
- Сардаров С. С.** Сохранность радиогенного аргона в микроклинах. Геохимия, № 3, 1957.
- Сардаров С. С.** Новый реактор для выделения и очистки радиогенного аргона. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1957.
- Семененко Н. П.** Об оценке методов определения абсолютного возраста горных пород. Тр. III сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1955.
- Семененко Н. П., Бурксер Е. С., Ивантишин М. Н.** Определение возраста глинисто-аспидных сланцев и филлитов. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. III, М., 1958.
- Семененко Н. П.** Вопросы геохронологии докембрия Африки. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. III, М., 1958.
- Соботович Э. В.** О выделении свинца из природных образований. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. III, М., 1958.
- Спринцзон В. Д., Чернова Н. Н.** Сдвоенная аргоновая установка. Информ. сб. ВСЕГЕИ, вып. 3, 1956.
- Старик И. Е.** Радиоактивные методы определения геологического времени. ГОНТИ, М., 1938.
- Старик И. Е.** Современное состояние радиоактивных методов определения возраста древних и молодых образований. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1952.
- Старик И. Е., Мурина Г. А., Крылов А. Я.** Критерии пригодности минералов для определения их возраста гелиевым методом. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1955.

- Старик И. Е. Роль вторичных процессов при определении возраста пород радиоактивными методами. Геохимия, № 5, 1956.
- Старик И. Е., Атрашенок Л. Я., Крылов А. Я. Люминесцентное определение урана в породах и минералах. Геохимия, № 8, 1956.
- Старик И. Е. Роль вторичных процессов при определении возраста пород радиоактивными методами. Геохимия, № 5, 1956.
- Старик И. Е., Соботович Э. В. Свинец в природных образованиях и его изотопный состав. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1957.
- Старик И. Е. Материалы к советской шкале геологического летоисчисления. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. II. М., 1957.
- Старик И. Е., Кузнецов Ю. В., Грищенко С. М., Френклин М. С. К вопросу об иониевом методе определения возраста морских осадков. Геохимия, № 1, 1958.
- Старик И. Е., Литвина Л. А. Применение метода выщелачивания для оценки пригодности образцов при определении возраста аргоновым методом. Геохимия, № 2, 1958.
- Старик И. Е., Щербаков Д. И., Афанасьев Г. Д., Комлев Л. В., Пекарская Т. Б., Тугаринов А. И. и Полевая Н. И. Геохронологическая шкала СССР, выраженная в абсолютном летоисчислении. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. III. М., 1958.
- Старик И. Е., Соботович Э. В., Ловцус Г. П. О гетерогенности свинца в природных образованиях. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. III. М., 1958.
- Трофимов А. В. Изотопы углерода в природных процессах. Природа, № 6, 1952.
- Тугаринов А. И. О достоверности определения абсолютного возраста урановых минералов по отношению изотопов свинца. ДАН СССР, т. ХСІХ, № 6, 1954.
- Хлопин В. Г. Методы определения геологического возраста, основанные на явлении радиоактивного распада. Сб., посвящ. В. И. Вернадскому, Т. I. М., 1936.
- Хлопин В. Г. Радиоактивный метод определения геологического возраста в применении к некоторым геологическим образованиям СССР. Тр. XVII Междунаро. геол. конгр., т. IV, ГОНТИ. М., 1940.
- Хлопин В. Г., Герлинг Э. К. Новый метод определения абсолютного геологического возраста. ДАН СССР, т. LVIII, № 7, 1947.
- Хлопин В. Г. К вопросу об определении абсолютного геологического возраста по гелиевому методу на нерадиоактивных минералах с плотной кристаллической упаковкой. ДАН СССР, нов. сер., т. LXIX, № 6, 1949.
- Чердынцев В. В. Об изотопном составе радиоэлементов в природных объектах в связи с вопросами геохронологии. Тр. III сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1955.
- Чердынцев В. В. О постоянстве универсальных мировых констант. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. II. М., 1957.
- Чердынцев В. В. Выделение радиоэлементов и продуктов их распада из природных образований. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. III. М., 1958.
- Щербаков Д. И. В. И. Вернадский и радиогеология. Записки Всесоюзного минералогического общества, 705, 2 сер. М.-Л., 1946.
- Щербаков Д. И. Шкала геологического времени. Природа, № 7, 1952.
- Щербаков Д. И., Левицкий О. Д. Значение определения возраста интрузий для практической геологии. Рукоп. докл. на I сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, 1952.

- Ядерная геология (ст. Е. С. Ларсена, Ж. Фейра, Дж. А. С. Адамса, Кенет Ж. Белла, Х. Льюис, Аренса, Г. Фауля, Патрик, М. Харля, Г. Вассербурга, Дж. Р. Арнольда и др.). Сб. ИЛ. М., 1956.
- Ahrens L. H., Evans R. S. The radioactive decay constants of K^{40} as determined from the accumulation of Ca^{40} in ancient minerals. *Phys. Rev.*, 74, 1948.
- Ahrens L. H. The feasibility of a calcium method for the determination of geological age. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1, 312, 1951.
- Ahrens L. H. Radioactive methods for determining geological age. Reports on progress in physics, V, XIX. London, 1956.
- Ahrens L. H., Pinson W. H., Keorns M. M. Association of rubidium and potassium and their abundance in common igneous rocks and meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 2, 1952.
- Ahrens L. H. The strontium method for determining geological age, in Faul, 1954.
- Aldrich L. T., Nier A. O. Argon 40 in potassium minerals. *Phys. Rev.*, 74, 1948.
- Anderson E. C., Libby W. F. World-wide distribution of natural radiocarbon. *Phys. Rev.*, 81, 64, 1951.
- Beinbridge K. T., Nier A. O. Relative isotopic abundances of the elements. Prelim. Rept., 9, Nuclear Sci. Series, Nat. Research Council U. S., Washington, D. C., 1950.
- Gentner W., Kley W. Argonbestimmungen an Kalimineralien. IV. Die Frage der Argonverluste in Kalifeldspäten und Glimmermineralien. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 12, 4, 1957.
- Holmes A. The age of the earth. London, 1937.
- Holmes A. The oldest dated minerals of the Rhodesian shield. *Nature*, 173, 1954.
- Huntley H. E. Production of helium by cosmic rays. *Nature*, 161, 356, 1948.
- Hurley P. M. Distribution of radioactivity in granites and possible relation to helium age measurement. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 61, 1, 1950.
- Hurley P. M. Progress report to the committee on the measurement of geologic time. Rept. Comm. on the Measurement of Geol. Time 1949—1950. Note Research Council U. S., Washington, D. C., 25, 1950.
- Keevil N. B. The application of the helium method to granites. *Trans. Roy. Soc. Canada*, IV, 123, 1938.
- Kraus E. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Berlin, 1959.
- Kouvo O. Radioactive age of some finnish pre-cambrian minerals. Helsinki, 1958.
- Larsen E. S., Jr., Keevil N. B., Harrison H. C. Method for determining the age of igneous rocks, using the accessory minerals. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 63, 1952.
- Nier A. O. A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Phys. Rev.*, 77, 1950.
- Patterson C., Brown H., Tilton G., Ighram M. Concentration of uranium and lead and the isotopic composition of lead in meteoritic material. *Phys. Rev.*, 92, 1953.
- Patterson C. The Pb^{207}/Pb^{206} ages of some stone meteorites. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 7, 3/4, 1955.
- Waring C. L., Worthing H. A spectrographic method for determining trace amounts of lead in zircon and other minerals. *Am. Min.*, 38, 1953.
- Urry W. D. Significance of radioactivity in geophysics — thermal history of the Earth. *Trans. Am. Geophys. Union*, 30, 1949.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
<i>Глава первая.</i> Из истории развития представлений о длительности геологического времени	7
<i>Глава вторая.</i> Методы определения относительного воз- раста геологических образований	11
Стратиграфический метод определения относи- тельного возраста	12
Палеонтологический метод определения относи- тельного возраста	16
<i>Глава третья.</i> Шкала относительного геологического летоисчисления	21
<i>Глава четвертая.</i> Способы определения одновозрастно- сти пород	47
<i>Глава пятая.</i> Методы определения абсолютного возраста геологических образований	56
Геологические и физические обоснования оценки времени	56
Гелиевый и свинцовый методы	69
Аргоновый метод	92
Кальциевый метод	104
Стронциевый метод	105
Углеродный метод	107
Некоторые другие методы	108
<i>Глава шестая.</i> Возраст земной коры, Земли и химических элементов	113
Библиография	120

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
102	Табл. 23, 6 колонка	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-7}$
*	"	$1,73 \cdot 10^{-5}$	$1,73 \cdot 10^{-7}$
*	"	$1,44 \cdot 10^{-5}$	$1,44 \cdot 10^{-7}$
*	"	$2,63 \cdot 10^{-5}$	$2,63 \cdot 10^{-7}$

В. М. Кляровский. Определение возраста геологических образований.