определение возраста пород

ДЖ. А. ДЖОПЛИН, ДЖ. Р. РИЧАРДС,
К. А. ДЖОПЛИН

Издательство «Мир»
Москва

ИЗДАТЕЛЬСТВО МИР

GERMAINE A. JOPLIN
JOHN R. RICHARDS
CHRISTINE A. JOPLIN

FINDING THE AGE OF ROCKS

ANGUS AND ROBERTSON · EDUCATION
1972

ДЖ. А. ДЖОПЛИН, ДЖ. Р. РИЧАРДС,
К. А. ДЖОПЛИН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ПОРОД

Перевод с английского
К.К. ЖИРОВА

Под редакцией
чл.-корр. АН СССР А.И. ТУГАРИНОВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО "МИР"
Москва 1976

УДК 550.93

В книге известных австралийских ученых в краткой и популярной форме приводится обзор основных типов горных пород и характеризуются два главных метода определения их возраста – палеонтологический и изотопный, получивший широкое распространение в последние десятилетия. Рассматриваются принципы эволюции жизни на Земле и в качестве иллюстрации приводится краткое описание истории геологического развития Австралии, базирующееся на содержащихся в книге возрастных данных.

Увлекательно написанная и хорошо иллюстрированная книга представит интерес не только для геологов и студентов геологических высших и средних учебных заведений, но и для широкого круга читателей, интересующихся историей нашей планеты.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

© Перевод на русский язык, "Мир", 1976

Д $\frac{20801-475}{041(01)-76}$ Б3-77-14-1976

От редакции

Возрастные соотношения горных пород, слагающих доступную для наблюдений верхнюю часть земной коры, – основа всех геологических построений и самого метода геологического мышления. Многие десятилетия геохронология базировалась лишь на палеонтологическом (биостратиграфическом) методе – определении относительного возраста пород по обнаруженным в них ископаемым остаткам животных организмов и растений. В последнее время в практике геохронологических исследований все чаще применяется метод определения абсолютного возраста пород на основе изучения изотопного состава ряда встречающихся в горных породах химических элементов. Использование изотопных методов значительно расширило наши возможности определения геологического возраста пород, особенно наиболее древних, образовавшихся еще до возникновения на Земле органической жизни.

Авторы предлагаемой книги не только уделили внимание каждому из этих методов определения геологического возраста пород, но и удачно иллюстрируют их конкретное применение краткими примерами из истории геологического развития Австралии, что также представляет несомненный интерес для советского читателя.

Безусловные достоинства книги – краткость и четкость формулирования строго научных положений, изложенных в достаточно популярной форме, без сомнения, привлекут внимание не только специалистов-геологов, но и самого широкого круга читателей.

Предисловие к английскому изданию

В этой книге мы пытались показать, что два различных пути подхода к датированию пород – с помощью геологических и геохимических методов – лишь дополняют друг друга; новые методы не исключают старых. Большинство осадочных пород не может быть датировано изотопными методами, а ни одна из изверженных пород не может быть датирована непосредственно палеонтологически, хотя ее стратиграфическое положение среди пород с окаменелостями может указать на ее возраст.

Книга открывается кратким разделом, посвященным основным типам пород; вслед за ним следует раздел о геохимических методах. В заключительном разделе описано применение этих методов при интерпретации геологической последовательности австралийских пород. Книга снабжена кратким словарем названий пород; в приложении дан вывод основных уравнений, используемых при изотопном датировании.

Введение и раздел о геологии докембрия написаны Дж. Джоплином и Дж. Ричардсом, раздел о геохимических методах датирования – Дж. Джоплином, остальные разделы – Дж. Джоплином при консультации Дж. Ричардса. Графический материал подготовлен Кристиной Джоплин.

Геологические данные, на которые ссылаются авторы, опубликованы в журнале Геологического общества Австралии. Многие рисунки были заимствованы из научных журналов и публикаций Государственной геологической службы.

Мы выражаем благодарность за помощь при подборе иллюстраций и критические замечания д-рам К. Кемпбеллу, Дж. Мюлвени, Дж. Ригби, С. Тейлору, проф. Дж. Голсону, Б. Семлеру, А. Форстеру, М. Харрису, Р. Ламперту, Дж. Линдси и П. Букер. Особую благодарность мы приносим д-ру Н. Фишеру, директору Бюро минеральных ресурсов, за позволение использовать ряд фотографий и А. Брайстер за чтение всей рукописи, за полезные советы и критику.

Дж. Джоплин, Дж. Ричардс
Отделение геофизики и геохимии,
Австралийский национальный университет

Кристина А. Джоплин
Картографическая служба, Сидней

Введение

Разные люди по-разному воспринимают понятие возраста. Обычный человек мыслит в пределах десятков лет или в пределах человеческой жизни, историк – в пределах сотен лет, археолог – уже в пределах тысячелетий, а геолог оперирует миллионами лет.

В качестве образного примера приведем диалог между историком, археологом и геологом. Когда разговор коснулся старых домов, историк заметил : " В этом районе встречаются довольно старые дома: некоторым из них уже около 130 лет". "Это не так уж и много, – возразил археолог, – я имею дело с керамикой, возраст которой составляет почти 2400 лет". "Но эта керамика не такая уж и древняя, – заметил геолог,– сегодня я описывал породу, возраст которой равняется 390 млн.лет, а некоторые породы Западной Австралии имеют возраст более 2000 млн. лет".

Люди не привыкли оперировать миллионами лет и с большим трудом представляют себе такой возраст, но ведь геологи называют молодыми даже те породы, возраст которых равняется 1 млн.лет!

Геологическое датирование, подобно датированию историческому, может осуществляться двумя путями. Так, историк может относить некоторое событие к царствованию Карла I и с полным правом утверждать, что оно имело место в 1642 г. Изучая породы, их структуры и содержащиеся в них окаменелости, геологи создали возрастную шкалу, которая подразделяет геологическое время на эры и периоды (табл. 1). Если геологи утверждают, что порода относится к определенному периоду, то тем самым они берут на вооружение исторический метод, соотносящий в исторической науке время с эпохами царствования королей, императоров или династий. Это относительный метод датирования, с помощью которого мы получаем так называемый *относительный возраст*.

Другой способ датирования ориентируется на получение численных оценок возраста, которые могут быть сопоставлены с действительными историческими датами. Такой возраст удобно называть *абсолютным*, но было бы опрометчиво утверждать, что при этом любые результаты являются абсолютно верными. В настоящее время наиболее приемлемые численные оценки возраста – это те, которые базируются на данных о радиоактивном распаде, изменяющем отношения изотопов некоторых элементов. Определенный таким методом возраст называют *изотопным*. Термины "радиометрический возраст" и "возрастное датирование" следует считать менее удачными.

Для измерения времени необходимы сопоставимые единицы. Обычно применяются три из них: регулярное движение Земли вокруг Солнца (годы), Луны вокруг Земли (месяцы) и собственное вращение Земли (дни). Они совершенно независимы друг от друга. Историки и геологи больше всего заинтересованы в самой крупной единице, т.е. в годе. Высказывалось мнение, что оценки возраста могут оказаться неверными, так как длительность года могла изменяться в течение истории Земли. Действительно, изучение кораллов показало, что длительность дня или число дней в году в геологическом прошлом были иными. Но это ничего не говорит об относительной продолжительности года. В любом случае продолжительность года для любого геологического периода не имеет отношения к вычислениям, даже если она может быть оценена. Наша единица геологического времени и основанные на ней скорости радиоактивного распада связаны с продолжительностью полного оборота Земли вокруг Солнца в настоящее время.

Таким образом, принимая в качестве эталона времени современный год, мы должны вести счет назад от настоящего времени к тому событию, которое следует датировать. Историк имеет дело с письменными документами. Он вычисляет линии времени для каждой коллекции, а затем продолжает их до тех пор, пока они не пересекутся и не совместятся с каким-нибудь точно датированным событием. Аналогичная процедура, хотя и для ограниченного отрезка времени, была выполнена учеными, подсчитавшими кольца роста деревьев и годичные ленточные прослои древних ледниковых озерных отложений. Однако гораздо легче найти подходящие "часы" для более длительных периодов времени.

До открытия радиоактивности был опробован ряд "часов", но, видимо, наиболее удачной оказалась скорость седиментации. В долине Нила можно измерить мощности слоев ила и соотнести время их накопления с историческими событиями, имевшими место в течение последних 3000 лет. Исследования показали, что 1 фут отложений образуется за 400 лет. Такие подсчеты и измерения можно проводить лишь применительно к молодым осадкам, но для определения возраста древних мощных толщ осадочных пород необходимы другие критерии.

Согласно одной из гипотез, первоначально вода океанов была пресной, соли приносились с материков реками. Таким образом, время можно было бы подсчитать, исходя из концентрации солей в реках и океанах и оценки соотношения их объемов. Однако такой метод нельзя признать удачным. К тому же он не учитывает таких физических процессов, как нарушения относительного движения Земли и Луны за счет сил тяготения, приливных сил и даже межпланетной пыли. Ряд оценок основывался на идее потери тепла Землей и Солнцем. Такими оценками широко пользовались до тех пор, пока не была открыта радиоактивность. Это открытие расчистило путь *изотопному методу*.

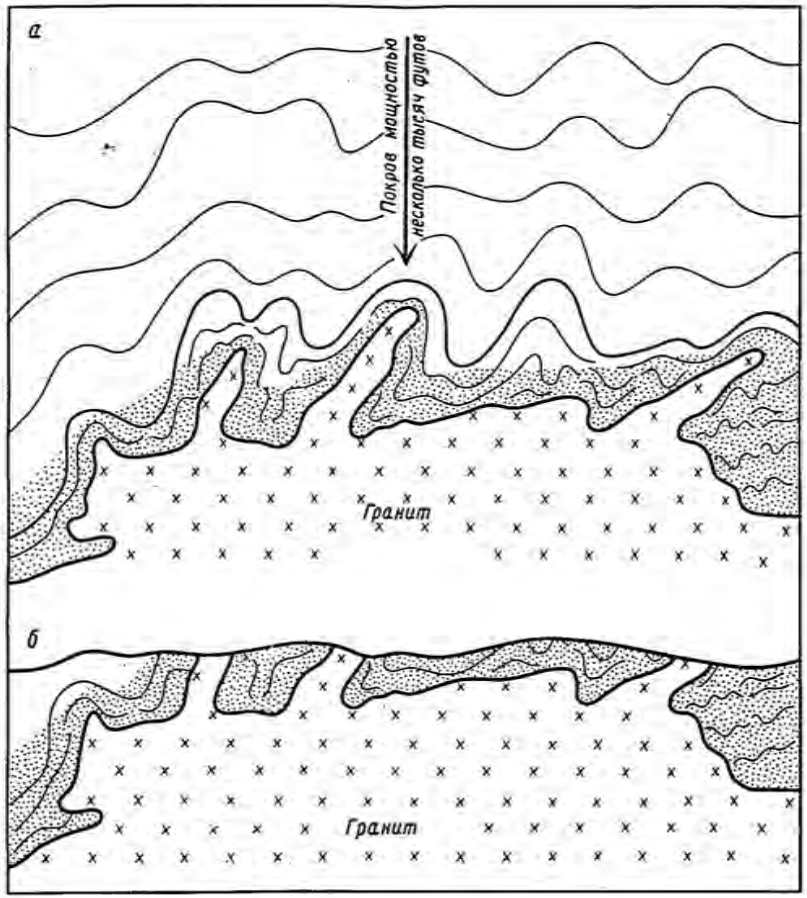
И наконец, мы сталкиваемся с настоящими "космологическими" вычислениями. Если мы допустим, что вся Вселенная, как мы ее сейчас представляем, возникла когда-то в результате большого "взрыва", то ее возраст (порядка 10^{10} лет) может быть вычислен по так называемому "красному смещению" удаленных звезд (красная окраска определенных линий спектра более интенсивна, чем она должна была бы быть). Это явление интерпретируется как эффект Доплера, связанный с большой скоростью удаления от нас таких звезд.

Три основных типа пород

Изверженные породы кристаллизовались из расплавленной магмы, или расплава. Если расплавленный материал изливался на поверхность в виде лавого потока, то говорят, что порода является *эффузивной*, , или *вулканической* (по Вулкану – богу огня у древних римлян). Быстрое охлаждение с поверхности, препятствующее росту кристаллов, приводит к тому, что лава обычно приобретает тонкозернистую массивную (афанитовую) или стекловидную текстуру. Некоторые лавы содержат крупные кристаллы в тонкозернистой основной массе; такая текстура называется *порфировой*, а крупные кристаллы носят название *вкрапленников*, или *фенокристов*. Однако они могли быть привнесены в магму с глубины или же могли закристаллизоваться в то время, когда лава еще находилась в жерле вулкана.

Если расплавленный материал не достиг поверхности и закристаллизовался в более древних породах, то говорят, что он является *интрузивным*. Если материал охлаждался на глубине, то образовавшиеся из него породы называют *плутоническими* (по Плутону – богу подземного царства у древних греков). Массивы плутонических пород могут протягиваться на многие километры. Такие крупные тела, или батолиты (батилиты), классифицируются как *главные интрузии* (фиг. 1). Огромные тела интрузивных пород обычно состоят из большого числа последовательных интрузий.

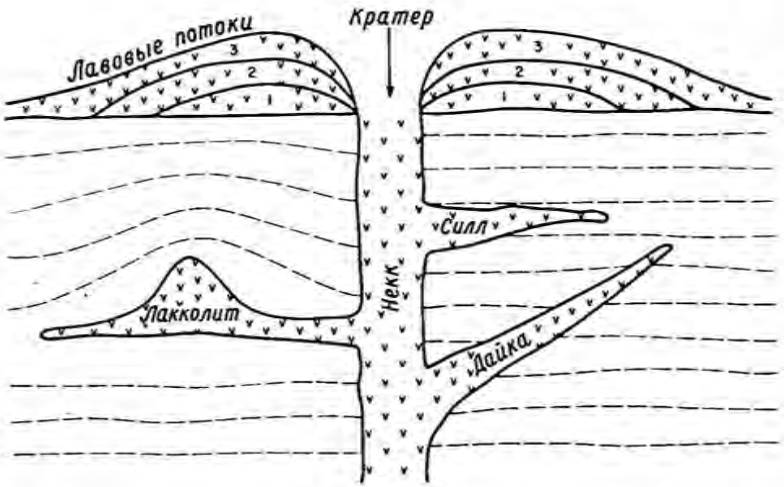
Меньшие массы магмы могут прокладывать себе дорогу вдоль трещин в более древних породах (дайки) или между слоями пород (силлы); наконец, они могут иметь грибообразную форму (лакколиты). Их называют *малыми интрузиями* (фиг. 2). Текстуры малых интрузий, остывавших вблизи поверхности, сходны с текстурами вулканических пород, в то время как более глубокие или же большие по размерам малые интрузии сходны по своим текстурам с плутоническими породами.



Фиг. 1. Разрез батолита или глубоко залегающей интрузии с дайкоподобными апофизами и контактовым ореолом метаморфических пород.

а – глубоко залегающий гранит, интрудирующий смятые в складки отложения; б – тот же гранит, но глубоко эродированный и выведенный на поверхность. Участки, покрытые крапом, испытали контактовый метаморфизм.

Самые обычные минералы, присутствующие в изверженных породах, представлены кварцем, полевым шпатом, слюдой, роговой обманкой, авгитом (член группы пироксенов) и оливином. Встречаются два обычных типа полевых шпатов: калие-



Ф и г. 2. Разрез вулкана, на котором показаны лавовые потоки и малые интрузии.

вые полевые шпаты (к ним относится ортоклаз) и известково-натриевые полевые шпаты, или плагиоклазы. Для изверженных пород характерны также две разновидности слюды: светлая, или мусковит, и коричневая или черная, называемая биотитом. Все эти минералы не могут присутствовать одновременно в одной и той же породе, что позволяет подразделять последние в соответствии с их специфическим минеральным составом. Породы, содержащие большие количества полевых шпатов и кварца, называются *кислыми*, или *фельзическими*, а породы, обогащенные темноцветными минералами (авгитом, оливином, роговой обманкой), носят название *основных*, или *мафических* (по магнию и железу, входящим в состав темноцветных минералов). Породы, содержащие почти одинаковые количества светлых и темноокрашенных минералов, имеют *промежуточный* состав. Граниты, состоящие главным образом из кварца, полевого шпата и небольших количеств слюды, являются кислыми (фельзическими) породами, а базальты, сложенные в основном авгитом и в подчиненном количестве плагиоклазом с оливином или без него, относятся к основным (мафическим). Породы, которые состоят только из темноцветных минералов, называются *ультраосновными*, или *ультрамафическими*.

Составы наиболее важных изверженных пород приводятся в кратком словаре названий пород; легко убедиться, что граниты, адмеллиты и гранодиориты почти тождественны по составу. Настоящие граниты содержат очень мало плагиоклаза, в то время как в гранодиоритах он присутствует в достаточно большом количестве, но в общем об этих кислых плутонических породах говорят как о "гранитах" или "гранитных породах".

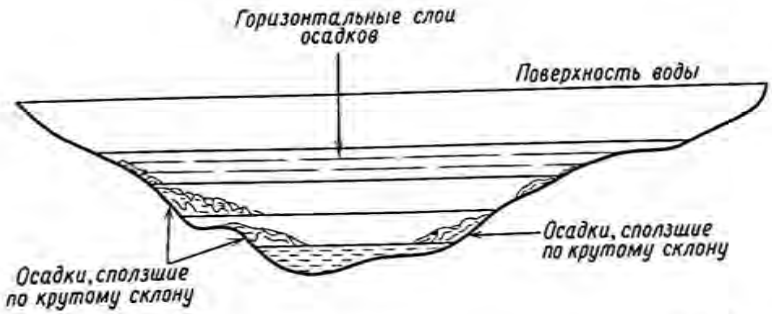
Как будет показано ниже, большинство выше перечисленных породообразующих минералов используется при изотопном датировании, так как они кристаллизовались во время формирования самой природы.

Осадочные породы слой за слоем осаждались из воды, в результате деятельности ледников или ветра; они могут также представлять собой скопления остатков животных или растительных организмов или образовываться при химическом осаждении солей.

Осадки, перенесенные или отложенные водой, льдом или воздухом, называются *механическими*. Осадки, отложенные водой, могут накапливаться в океанах, морях и реках. Ледниковые отложения обычно встречаются в виде морен у края ледников или ледниковых озер. Эоловые отложения, как правило, образуют дюны, встречающиеся в пустынных районах или вдоль берега моря. Наибольшим распространением пользуются образования, отложенные водой; они представлены сланцами (глинистые породы, или лютиты), песчаниками (песчанистые породы, или арениты) и конгломератами (галечники, валунные породы, или рудиты).

Полезно напомнить, что первоначально осадочные породы отлагаются более или менее горизонтально. Если поверхность, на которой они накапливаются, наклонена, то они могут иметь небольшой угол падения или могут быть даже смяты в складки в результате сползания по крутому склону (фиг. 3). Такая складчатость называется *синтенетической* (одновременной с формированием); она обусловлена сползанием пластичных осадков до их консолидации. Существует и другой тип складчатости, которой подвергаются уже затвердевшие породы и которая связана с движениями земной коры.

В Австралии описаны многочисленные бассейны осадконакопления, которые вмещают сотни метров осадочных пород;



Ф и г. 3. Разрез бассейна осадконакопления с горизонтально залегающими осадками, сминающимися в синорогенные складки на крутых склонах.

диаметр некоторых из них достигает сотен километров. Ряд таких бассейнов существовал в течение длительного геологического времени, в то время как другие были относительно короткоживущими (табл. 2, фиг. 16).

Породы, образовавшиеся в результате накопления животных и растительных остатков, называются *органическими*. За счет кораллов и многих других организмов, выделяющих карбонат кальция для создания несущей их структуры или раковины, образуются известняки. Скопление растительных остатков приводит к образованию углистых пород, таких, как уголь или нефтеносные сланцы. Менее широко распространены *хемогенные* породы, в том числе некоторые типы известняков, отложенных термальными источниками, известковистые образования, декорирующие пещеры, например сталактиты, соляные месторождения, некоторые железорудные и существенно кремнистые месторождения.

Наука, изучающая состав и последовательность накопления осадочных слоев, называется *стратиграфией*. Датирование по остаткам окаменелостей может быть осуществлено только для осадочных пород, поскольку только они содержат окаменелости.

Метаморфические породы первоначально были либо изверженными, либо осадочными. Во время метаморфизма порода была полностью или частично перекристаллизована.

Существуют два типа метаморфизма: *локальный, или контактовый, метаморфизм* и *региональный метаморфизм*. Локальный метаморфизм вызывается тепловой энергией и химически активными флюидами и приурочен к контактам изверженных пород, в то время как региональный метаморфизм охватывает очень большие области и обусловлен давлением и нагреванием при складчатости.

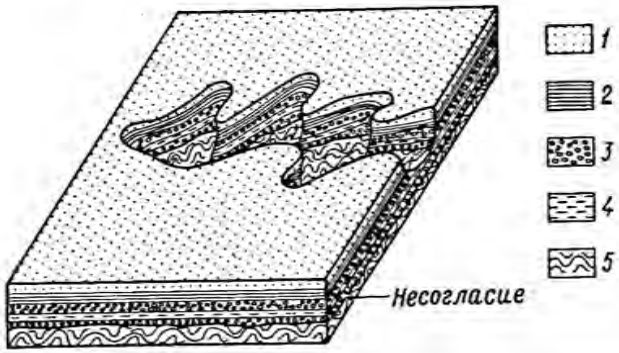
Контактово-метаморфизованные породы называются роговиками и встречаются в *контактовых ореолах*, непосредственно окружающих изверженное тело (фиг. 1). Регионально метаморфизованные глинистые сланцы называются шиферными сланцами, филлитами или кристаллическими сланцами в зависимости от степени метаморфизма. Песчаники превращаются в кварциты, известняки – в мраморы, граниты и сланцы при очень высокой степени метаморфизма образуют гнейсы, а базальты обычно превращаются в амфиболиты.

Как будет показано ниже, при датировании породы изотопными методами весьма важно определить степень ее метаморфизма. Изотопное датирование дает время остывания породы, а поскольку во время метаморфизма породы обычно повторно нагреваются, то полученные значения могут отвечать времени метаморфизма. Информация о времени метаморфизма может быть весьма полезной, но при этом необходимо точно установить, какое время было определено – время формирования породы или время ее метаморфизма.

Геологические методы изучения возраста

Выше мы уже указывали на существование двух геологических методов определения возраста пород: путем изучения структур и с помощью изучения стратиграфии и окаменелых остатков животных и растений, которые могут содержаться в породе. Каждый из этих методов в какой-то степени зависит от другого.

Интерпретация геологических структур. Полевые геологи могут сделать определенные выводы об относительном возрасте пород, просто отмечая порядок, или последовательность, их отложения. Это так называемый закон *суперпозиции*. Если породы не были смяты в складки, то применить этот закон на практике очень просто (фиг. 4), если же слои опрокинуты или смяты в складки, то установить, какие из них более древние, а какие более молодые, гораздо труднее. Складчатость обычно происходит во время горообразования. Однако во многих



Фиг. 4. Горизонтально залегающие отложения, лежащие на смятых в складки породах с явным несогласием.

1 – песчаники; 2 – сланцы; 3 – конгломераты; 4 – сланцы; 5 – древние складчатые породы.

местах дислоцированные породы встречаются в относительно равнинных районах; это объясняется тем, что горы были снивелированы в результате деятельности ветра, дождя, рек или ледников. Процесс выветривания и эрозии осуществляется в течение очень длительного промежутка времени. В некоторых участках эродированные и смятые породы были перекрыты морем, и на них отложилась новая толща осадков. Размытая поверхность, перекрытая более молодыми породами, носит название поверхности *несогласия* (фиг. 4, фото 1). Пока геолог не поймет, что имел место длительный перерыв во времени, он не поймет и того, что породы, залегающие выше поверхности несогласия, много моложе пород, находящихся ниже ее. Первые отложения на эродированной поверхности обычно представлены конгломератами с большими валунами и крупной галькой, которые поставляются потоками, стекающими со склонов недавно образованных гор. На фиг. 4 видно, что самая верхняя песчаниковая часть горизонтально залегающей толщи, перекрывающей поверхность несогласия, является самой молодой; все горизонтально залегающие отложения много моложе, чем расположенные под ними смятые в складки породы. Эта ценная информация, касающаяся относительного возраста пород, не указывает, однако, на возраст какой-либо отдельной единицы из группы пород. Геологу необходимо изучить окаменелости, чтобы установить относительный геологический возраст. Хорошие примеры горизонтально залегающих пород можно наблюдать в береговых обрывах близ Сиднея и Ньюкасла, на склонах гор Блу-Маунтинс и в крутых береговых уступах в Новом Южном Уэльсе. Третичные отложения на южном побережье Виктории и Южной Австралии также залегают горизонтально, а третичные известняки перекрывают древние складчатые породы во многих участках побережья Западной Австралии. Великолепный пример несогласия между третичными отложениями и наклонными силурийскими слоями можно наблюдать в железнодорожной выемке близ Мельбурна, а в Новом Южном Уэльсе описано несогласие между пермскими и девонскими отложениями (фото 1).

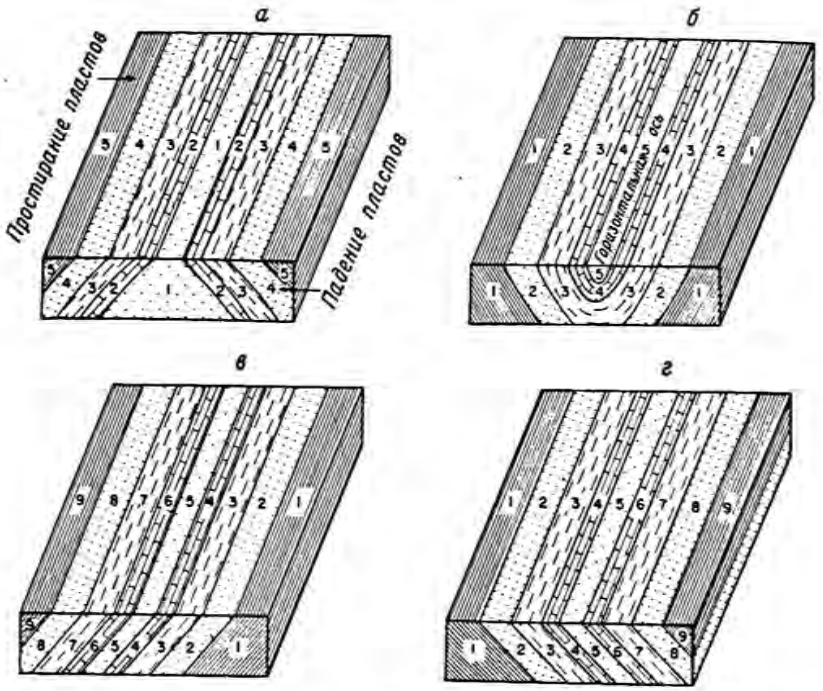
Если граниты и осадочные породы контактируют друг с другом, то геолог должен очень тщательно изучить их контакт. Если ему удастся установить, что осадочные породы близ контакта испытали закалку и инъецируются гранитом (фиг. 1), то он с полным правом может утверждать, что граниты моложе осадочных пород. Если же очевидные доказательства кон-

тактового метаморфизма и наличия апофиз отсутствуют, а на сильно выветрелой поверхности гранита имеются понижения, заполненные осадками (фиг. 5), то геолог может сделать вывод, что граниты древнее осадочных пород и последние перекрывают их с несогласием.

На основании данных, полученных при изучении поверхности, геолог составляет геологическую карту, но в некоторых местах это затрудняется наличием почвенного покрова и растительности. Если для района характерна выровненная, плоская поверхность, то очень трудно выявить складчатость (фото 2) или наклонное залегание пород (фото 3а, 3б). Чтобы в этом убедиться, необходимо получить информацию в трех измерениях; для этого геологу требуются естественные (морские или речные скальные обрывы, речные отмели) или искусственные (авто- или железнодорожные выемки, забои в каменоломнях, шахтах и пр.) обнажения.

Представленные на фиг. 6 четыре блок-диаграммы полезны для объяснения значения таких терминов, как "падение" и "простирание пласта"; кроме того, они наглядно показывают, что одна и та же карта (или план) может получить на разрезе по крайней мере четыре различные интерпретации. *Падение* – это наибольший наклон пласта, определяемый относительно горизонтальной плоскости и стран света, а *простирание* пласта – это направление линии пересечения пласта с горизонтальной плоскостью. На фиг. 6,*а* изображена *антиклиналь*, или (в разрезе) выпуклая кверху аркоподобная складка (см. фото 2). Пласт 1, показанный в центральной части чертежа, является наиболее древним. На фиг. 6,*б* показан тот же самый план, однако здесь центральный пласт является самым молодым,

Ф и г. 5. Осадочные породы, отложившиеся на выветрелой поверхности более древний гранитов.
Осадочные породы не метаморфизованы.



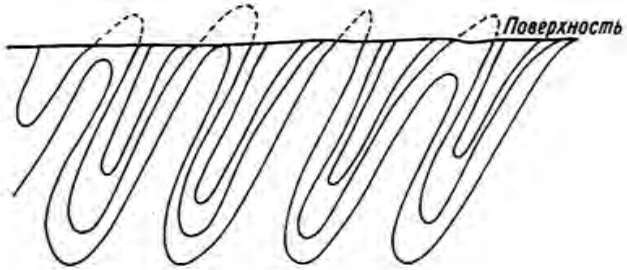
Ф и г. 6. Блок-диаграммы, на которых показаны четыре возможных способа интерпретации одного и того же геологического плана.
а – антиклинальная структура. Более древние слои находятся в центре (1), а более молодые (5) – по краям блока; б – синклинальная структура. Более древние слои (1) находятся по краям блока, более молодые (5) – в центре; в – наклонные слои падают к западу. Более древние слои (1) залегают восточнее, а более молодые (9) – западнее; г – наклонные слои падают на восток. Более древние слои (1) залегают западнее, а более молодые (9) – восточнее.

так как структура представляет собой *синклиналь*, или выпуклую книзу погруженную аркоподобную складку. На обеих диаграммах приведено только пять пластов; каждый из них повторяется по обеим сторонам от оси складки. На фиг. 6, *в* пласты не смяты в складку, а наклонены и падают на запад; здесь мы уже видим девять различных пластов, и самые западные являются самыми молодыми. На фиг. 6,*г* пласты также не смяты, но наклонены с падением на восток и из девяти

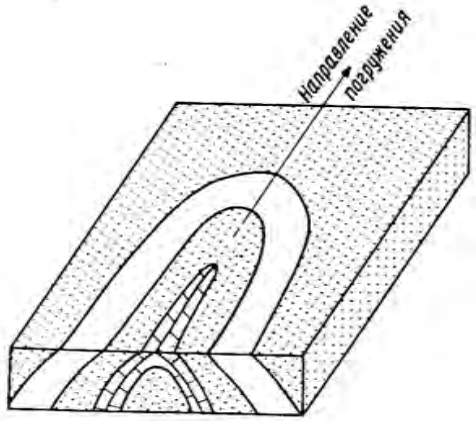
изображенных пластов самым молодым тоже является пласт. 9. Хотя эти диаграммы чрезвычайно схематичны, они показывают, как важно составление разреза для правильной интерпретации. Предположим, что в песчаниках в центральной части разреза обнаружена нефть. Если структура сходна с изображенной на фиг. 6,*а*, то можно рассчитывать на наличие значительного количества нефти; если же структура подобна изображенной на фиг. 6,*б*, то с полным основанием можно говорить об очень небольшой мощности продуктивного горизонта. В случае структур, аналогичных структурам 6,*в* и *г* структурных ловушек нефти быть не может, а бурение, если бы оно все же потребовалось, следовало бы проводить с помощью наклонной буровой скважины, чтобы пересечь все горизонты.

Очень хорошие примеры антиклинальных и синклинальных складок можно наблюдать в девонских отложениях юго-западнее Ясс, Новый Южный Уэльс, а также около Каслмейна; очень хорошая антиклиналь обнажается близ Мельбурна (фото 2).

В некоторых местах породы, хотя и падают в одном и том же направлении, не являются просто наклонными, как, например, на фиг. 6,*в*,*г*. Такие структуры называются *изоклинальными*, или *опрокинутыми*, *складками* (фиг. 7). При отсутствии разреза в них довольно трудно разобраться, но все же опытный геолог сразу же заподозрит такую структуру, если породы метаморфизованы, так как изоклинальная складчатость вызывается значительным давлением, приводящим к сильному изменению пород, в то время как просто наклонно залегающие породы редко изменены.



Фиг. 7. Изоклинальные складки, падающие в одном и том же направлении.
При эрозии может создаться впечатление наклонно падающих слоев.



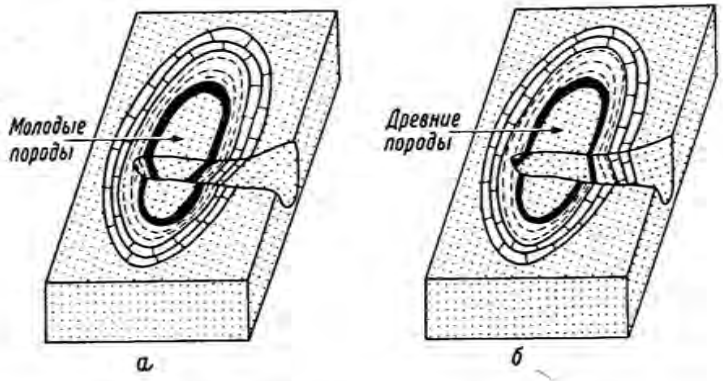
Фиг. 8. Блок-диаграмма, на которой показана ныряющая антиклиналь.
Обратите внимание на то, что выходы слоев на поверхности изгибаются в направлении погружения оси складки.

Две складки, изображенные на фиг. 6,*а*,*б*, имеют горизонтально расположенные оси, но складки могут иметь наклонные оси и тогда их называют *ныряющими*, или *погружающимися*. Пласты, слагающие погружающуюся антиклинальную складку, в плане (фиг. 8) описывают петлю вокруг оси складки в направлении ее погружения. Для погружающейся синклинали характерно противоположное расположение "петли". Если оси складок располагаются горизонтально, то построение геологической карты не даст нам указаний на то, что пласты смяты; в этом случае необходимо составить разрез (фиг. 6). Но если оси складок погружаются, тогда выходы пород, нанесенные на карту, укажут на дислоцированные, ныряющие пласты (фиг. 8); в таком случае построение разреза не обязательно. Если известно направление погружения, то можно различить антиклинальные и синклинальные складки. Тем не менее чаще всего все же оказывается необходимым построить разрез, который позволит выделить антиклинали и синклинали, а также определить направление ныряния.

Слой, который можно легко проследить для выяснения структуры, называется *маркирующим*, или *определяющим*, горизонтом; он чрезвычайно важен для расшифровки как простой погружающейся складки (фиг. 8), так и очень сложной струк-

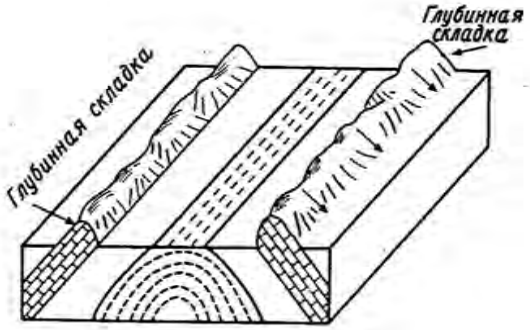
туры. Иногда маркирующий горизонт в плане имеет вид грубого круга или эллипса. В этом случае структура называется замкнутой (фото 4 а). Если падение пород направлено внутрь, по направлению к центру, то такую замкнутую структуру называют *бассейном* (фиг. 9,*а*); более молодые породы располагаются в ее центральной части. Если падение направлено от центра, то структуру называют *куполом* (фиг. 9,*б*); здесь, в центральной части структуры, находятся более древние породы. Бассейны такого типа называются *структурными*.

В большинстве случаев для расшифровки геологического строения геолог должен опираться на разрез, так как обычно поверхность является выровненной. К счастью, иногда встречается и очень расчлененный рельеф, когда геолог на горных склонах легко может определить элементы залегания пород. Разные породы имеют различную твердость и по-разному реагируют на процессы выветривания. Некоторые могут быть полностью разрушены; от них на поверхности часто совсем ничего не остается или же сохраняются очень незначительные следы. Твердые породы могут слагать выделяющиеся в рельефе структуры (фиг. 10). В Виктории и в Новом Южном Уэльсе серии параллельных холмов указывают на наличие характерных структур, называемых *кузстами* (фото 3 б).



Фиг. 9. Блок-диаграммы двух замкнутых структур.

В плане они идентичны, но на разрезах видно, что структура а представляет собой бассейн, где слои падают внутрь, с более молодыми породами в центре, а структура б — купол со слоями, падающими наружу, с более древними породами в центре.

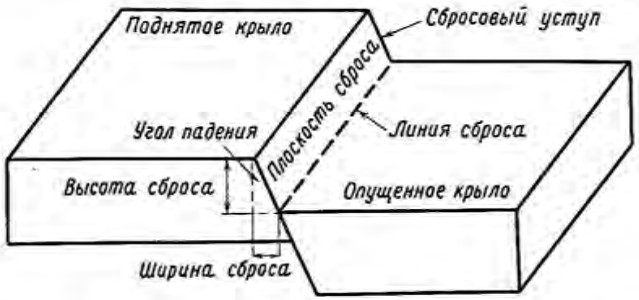


Фиг. 10. Блок-диаграмма антиклинали с горизонтальной осью, на которой показан характер выветривания мягких и твердых пород.

Прослои известняков образуют гребни, по которым можно замерить падение пород. Стрелками показан склон, параллельный падению слоев.

Дальнейшее усложнение структуры наблюдается в случае наличия сбросов. В таких районах большие массы пород перемещаются относительно друг друга и слои, которые до этого составляли одно целое, оказываются разобщенными.

Чтобы проиллюстрировать это, приведем пример самого простого, или *нормального, сброса* в горизонтально залегающих отложениях (фиг. 11, 12). Поверхность, по которой осуществляется движение, называется *плоскостью*, или *поверхностью сброса*, а линия, образованная пересечением плоскости сброса с поверхностью Земли, называется *линией сброса*. При нормальном сбросе масса породы, переместившаяся вниз по плоскости сброса, называется *опущенным*, или *лежачим, крылом* сброса; неподвижную часть называют *поднятым*, или *висячим, крылом*. У геологически современных сбросов поднятые крылья могут быть слабо эродированы и сохраниться в виде цепочки крутосклонных холмов, или клиффов, с линией сброса, проходящей у их основания. Такую структуру называют *сбросовым уступом*. Хорошим примером такого уступа может служить уступ Дарлинг в юго-западной части Западной Австралии. Угол падения сброса измеряют от вертикали, а не от горизонтали, как угол падения пласта. Сброс может иметь вертикальную (высота сброса, размах) и горизонтальную (ширина сброса, сдвиг) амплитуды перемещения (фиг. 11). Вдоль плоскости сброса породы обычно рассланцо-

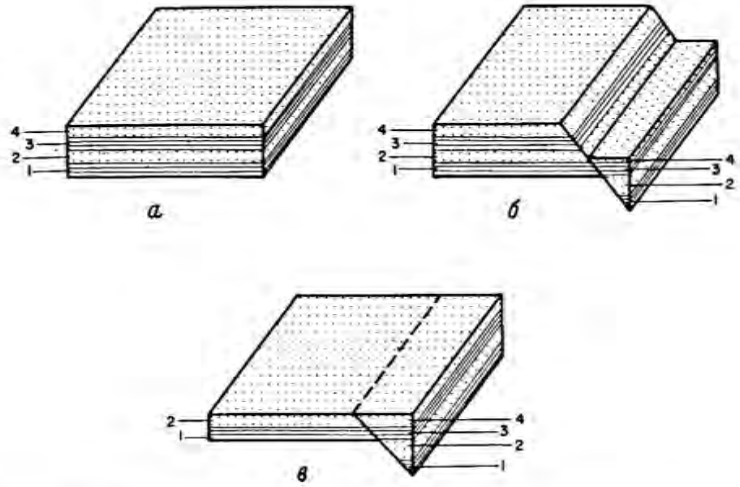


Ф и г. 11. Блок-диаграмма, на которой изображен нормальный сброс.

ваны, иногда здесь может даже образоваться сбросовая брекчия.

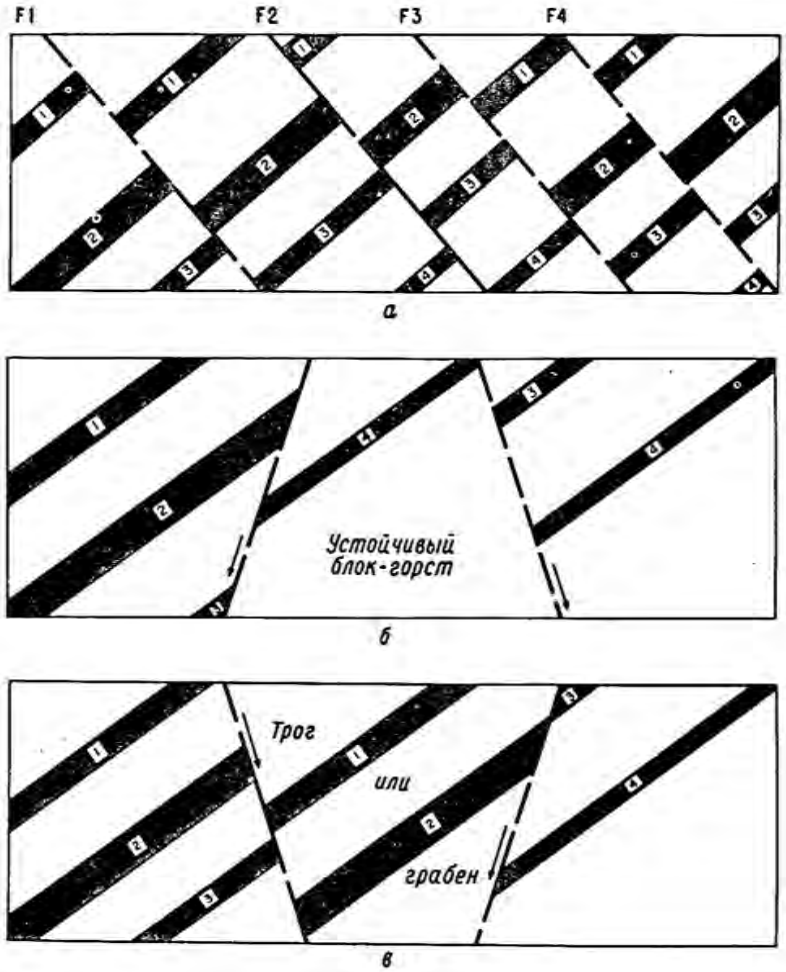
Такие раздробленные породы могут быть быстро эродированы; в результате нередко формируется речная долина. Сам сброс может быть перекрыт аллювием, и его можно обнаружить только при тщательном картировании пород и прослеживании их непрерывности по обеим сторонам сброса. Если при этом четко датированные слои отсутствуют, то сброс можно и проглядеть. На плоскости сброса нередко отлагаются кварц или другие формы кремнезема, например халцедон. В этом случае могут образоваться кварцевые жилы; кроме того, кремнистый материал может сцементировать обломки брекчии в очень твердую устойчивую породу. В результате эрозии более мягкие породы, расположенные по обеим сторонам сброса, разрушаются, а кварцевые жилы или окремненные брекчии остаются в виде останцов, подчеркивающих плоскость сброса. Великолепные примеры подобного рода можно наблюдать вблизи Рам-Джангл, Северная территория, и в районе Клонкарри, северо-западнее Квинсленда, где мощные кварцевые "стенки" протягиваются на многие километры (фото 4б).

На фиг. 12 показан нормальный сброс в горизонтально залегающих отложениях. Поверхности блоков сложены песчаниками. Если линия сброса не видна на поверхности или отсутствует разрез, указывающий на наличие дислокаций, то можно подумать, что поверхности блоков сложены одновозрастными породами, хотя в действительности по обеим сторонам от линии сброса песчаники имеют разный возраст. В некоторых случаях отмечается ряд нормальных сбросов с одним и тем



Ф и г. 12. Нормальный сброс в горизонтально залегающих породах.
а – не разбитый сбросами блок, состоящий из базального слоя глинистых сланцев (1), перекрытых слоем песчаников (2), слоем более молодых глинистых сланцев (3) и слоем более молодых песчаников (4); б – тот же блок, но разбитый сбросом. Последовательность пород одинакова как в опущенном, так и в поднятом крыле сброса, но в опущенном крыле молодые песчаники находятся на таком же уровне, как и нижние песчаники; в – тот же блок, но эродированный до основания сбросового уступа. На поверхности видны только одни песчаники, как и в случае а, но они относятся к разным слоям.

же простиранием. Такие сбросы называются *ступенчатыми* (фиг. 13,*а*). Ступенчатое сбрососообразование может происходить в очень небольшом масштабе; тогда оно видно в дорожных выемках или в скальных обнажениях. Крупномасштабные ступенчатые сбросы закартированы в Снежных горах, Новый Южный Уэльс. Если два нормальных сброса падают в разные стороны, а оба крыла опущены по отношению к статическому центру, то такая структура называется *горстом* (фиг. 13,*б*). Если два нормальных сброса падают навстречу другу другу, а центральная часть опускается с образованием узкой и протяженной долины, то возникает так называемый *трог*, или *грабен*. Сам процесс получил название *грабенообразования* (фиг. 13, *в*); он может происходить как в большом, так и в малом масштабе. Примерами крупных грабенов в Южной Австралии

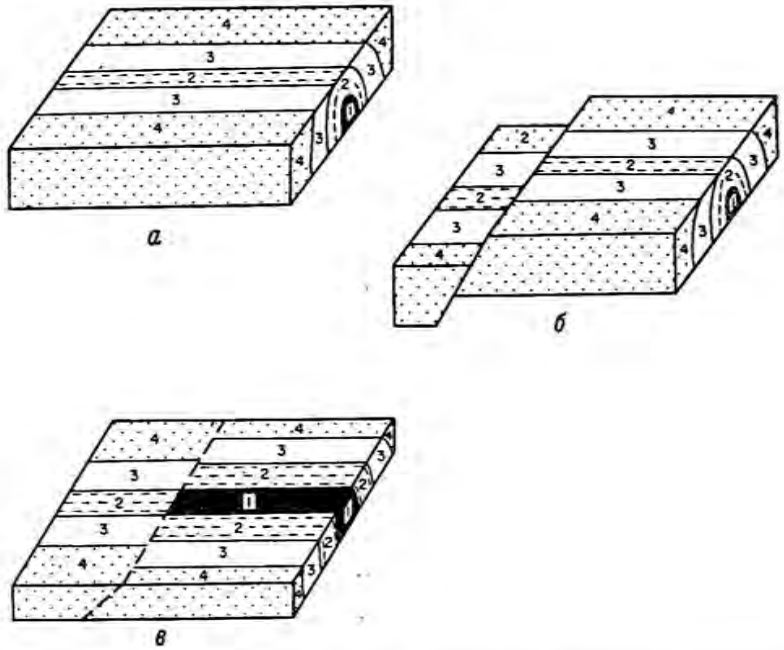


Ф и г. 13. Повторное сбрсообразование в наклонных слоях.

а – четыре нормальных сброса, падающих в одном и том же направлении (ступенчатое сбрсообразование); б – два нормальных сброса, падающих в разные стороны. Опускание происходит по обе стороны от неподвижного центрального блока, или горста; в – два нормальных сброса, падающих навстречу друг другу. Центральный блок опущен и образует трог, грабен или рифтовую долину.

являются грабены заливов Спенсер и Сент-Винсент, а также большая долина вблизи горы Гамбье, в настоящее время заполненная третичными отложениями. В Тасмании три крупных грабена – Деруэнт-Велли, Тамар-Велли и район, расположенный позади залива Маккуори, – заполнены третичными отложениями; грабеном заполнения является и Западный Порт-Бей. Близ Канберры располагаются два небольших грабена, или рифтовые долины; между ними находится горст Блэк-Маунтин.

На фиг. 14 показан нормальный сброс, секущий вкрест простирания дислоцированные слои. На фиг. 14,*б* продемонстрировано различие обнажений после сбрсообразования, а на фиг. 14,*в* – после сбрсообразования и эрозии. Самые нижние слои, которые не выходили на поверхность до дислокации.



Ф и г. 14. Блок-диаграмма, на которой показаны сбрсообразование и эрозия антиклинали.

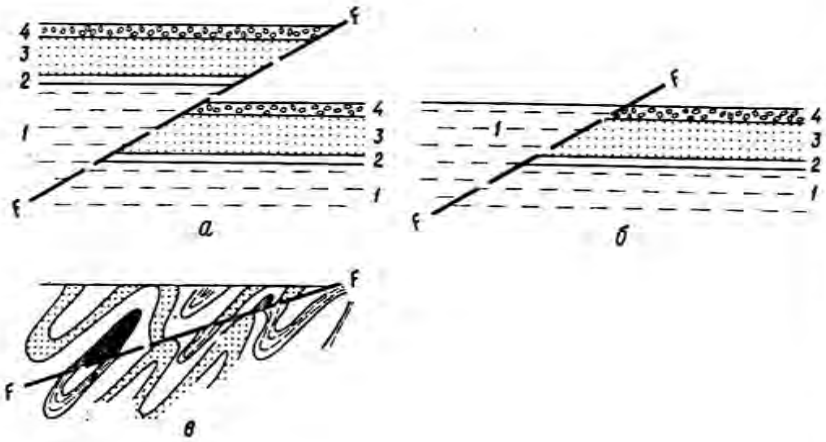
а – антиклиналь, виден самый нижний слой, не обнажающийся на поверхности; б – нормальный сброс вкрест простирания слоев; в – тот же случай, но сброс эродирован до основания сбрсового уступа, так что на поднятом крыле сброса обнажился самый нижний слой.

обнажились на одном крыле сброса после смещения и эрозии. В таких случаях совершенно четко видно, что сброс произошел, даже если действительная линия сброса не видна, а разрез отсутствует.

В районах проявления интенсивного сжатия одни породы могут быть надвинуты на другие (фиг. 15). Образующиеся в результате структуры называются *надвигами*, или *взбросами*. Они встречаются преимущественно в районах распространения кристаллических сланцев и гнейсов (фиг. 15, *в*).

Существуют и некоторые другие типы сбросовых структур, которые нет необходимости здесь описывать. Приведенный краткий обзор показывает, что полевой геолог в состоянии определить *относительный возраст* пород, кроме тех случаев, когда происходило интенсивное смятие и сбрасообразование. Однако геологический возраст осадочных пород может быть установлен только на основании окаменелостей, а возраст изверженных пород можно определить лишь геохимическими методами.

Определение возраста пород по окаменелостям. *Построение стратиграфической колонки с помощью окаменелостей.* Остатки животных и растений, сохранившиеся в породах, называются окаменелостями (fossils, от латинского слова fossa –



Фиг. 15.

а – взброс, или надвиг, в горизонтально залегающих слоях; б – то же, но поднятое крыло эродировано до уровня опущенного крыла; в – взброс или надвиг в складчатых породах.

канава, где они впервые были обнаружены). Специалисты, которые занимаются изучением окаменелостей, называются палеонтологами (paleo по-гречески древний, а палеонтологи изучают остатки древних животных и растений).

Около 500 г. до н.э. греки уже догадывались, что окаменелости являются возможными остатками когда-то существовавших организмов, но только много позднее окаменелостями заинтересовались итальянские и немецкие ученые, и лишь в конце XVIII в. геологам стало ясно, насколько они важны. У.Смит при строительстве каналов в Англии обнаружил множество окаменелостей; он понял, что они могут встречаться в определенной последовательности и в различных сочетаниях. По роду своей деятельности он объездил почти всю Англию и постепенно установил эту последовательность для всех окаменелостей; в 1790 г. Смит опубликовал "Обзорные таблицы британских отложений". Позднее он проследил каждый отдельный слой с окаменелостями от места к месту и составил карту. Это была первая геологическая карта Англии, опубликованная в 1815 г. Нам посчастливилось ознакомиться с копией этой карты на геологическом факультете Австралийского национального университета, и мы могли убедиться в ее точности, сравнив ее с современными геологическими картами Англии.

Несколько позднее два британских геолога – проф. Седжвик и сэр Мурчисон – провели детальное исследование пород с окаменелостями на границе Уэльса и пришли к выводу, что эти породы относятся к двум различным группам – *кембрийской* (по древнему названию Уэльса – Камбрия) и *силурийской* (по названию народа, жившего в Уэльсе, – силуры). В стратиграфической колонке (табл. 1) приведены названия геологических периодов, которые могут быть выделены по содержащимся в породах окаменелостям. Следует отметить, что многие подразделения носят британские названия. Так, *девон* назван Седжвиком и Мурчисоном по графству Девоншир, где эти породы пользуются широким распространением. В 1879 г. Лэпворт между кембрием и силуром выделил *ордовикскую* серию. Позднее характерные ассоциации окаменелостей были установлены в Европе, и, таким образом, появилась возможность коррелировать геологические периоды на общемировой основе.

Периоды группируются в эры (табл. 1). Человек появился в четвертичном периоде, который в масштабе геологического времени является очень кратким.

Таблица 1

Стратиграфическая колонка

Возраст, млн. лет		Геологический период		Орогении и некоторые характерные окаменелости
	Кайнозойская эра. Время современной жизни. Век млекопитающих	Четвертичный	Современный	
1,5–2			Плейстоцен	Коскиско
7		Третичный	Плиоцен	Циннамомская флора
26			Миоцен	Turritella, Lovenia
38			Олигоцен	
54			Эоцен	
65			Палеоцен	Мэриборо
	Мезозойская эра. Время средней жизни. Век рептилий	Мел		Inoceramus, Trigonia, Ostrea, Ammonites, Taenopteris, Cladophlebis
136		Юра		Taenopteris, Cladophlebis
190–195		Триас		Phyllotheca, Thinnfeldia, Хантер-Боузн
225	Палеозойская эра. Время древней жизни. Век беспозвоночных	Пермь		Glossopteris, Fenestella, Stenopora, Eurydesma, Gangamopteris
280		Карбон		Rhacopteris, Lithostrotion, Канимблан, Lepidodendron, Spirifer, Rhynchonella, Atrypa
345		Девон		Табераббера, Receptaculites, Rhizophyllum, Tryplasma, Баунинг
395		Силур		Monograptus, Halysites, Conchidium, Dalmanites, Бенембран
440		Ордовик		Dicellograptus, Climacograptus, Didymograptus, Tetragraptus, Тийеннан
500		Кембрий		Archaeocyatha, Agnostus, Redlichia, Olenus
570		Докембрий		

Где образуются содержащие окаменелости осадочные породы? Как отмечалось выше, осадочные породы накапливаются в море и на суше, однако мощные толщи, содержащие окаменелости, накапливались в течение нескольких геологических периодов в морях, дно которых постепенно погружалось. Такие моря называются бассейнами осадконакопления. Среди них выделяют: а) так называемые геосинклинали, представляющие собой протяженные трогоподобные структуры, образовавшиеся в процессе горообразования, и б) бассейны, возникшие в ходе дизъюнктивных дислокаций (грабены) или же при постепенном погружении более стабильных континентальных районов. Они не связаны с горообразованием или складчатостью, и их формирование обусловлено только вертикальными движениями.

а) В раннедокембрийское время осадочные породы, вероятно, накапливались в геосинклиналях, но они подвергались такой интенсивной складчатости, были настолько сильно метаморфизованы, интрудированы гранитами и эродированы с образованием пенеплена, что теперь трудно восстановить их историю. Все континенты включают древние ядра раннедокембрийских пород, которые называются *щитами*, или *кратонами*. Австралийский щит занимает большую часть Западной Австралии и, возможно, продолжается в Южную Австралию, на Северную территорию и в северо-западный Квинсленд. На фиг. 45 показаны выходы докембрия, но щит может быть значительно больше, чем это изображено на карте, так как некоторая часть более древних образований может быть скрыта под более молодыми породами.

По окраинам континентов располагаются активные зоны горообразования, которые окаймляются островными дугами. Для этих зон обычны землетрясения и вулканическая деятельность, как, например, в Новой Гвинее, в Индонезии, на южноамериканском побережье Тихого океана. Крупные структурные бассейны или геосинклинали, обычно приуроченные к внешнему (в сторону океана) краю таких мобильных поясов, могут спокойно погружаться в течение миллионов лет, пока не испытают резкое поднятие. В течение длительного периода спокойного погружения продолжают накапливаться осадки и окаменелости, а поскольку погружение происходит очень медленно, то практически бассейн никогда полностью не заполняется. Когда происходят мощные горообразовательные движения (период *диастрофизма*), вся территория, покрытая морем, или большая часть ее превращается в горный район; одновре-

менно возникают новые моря. Диастрофизм обычно сопровождается интрузиями гранитов. Если поднятие происходит внезапно, то организмы древнего моря гибнут, но если процесс идет постепенно, то они могут мигрировать в новые моря. Геологи установили, что после эпох диастрофизма большинство видов и очень часто родов вымирает в силу того, что в новых морях устанавливаются новые условия. Эти моря могут оказаться глубже или мельче, более бурными или более спокойными, более загрязненными и солеными, более холодными или теплыми. В разделе, посвященном геологии Австралии, мы убедимся, что некоторые роды приурочены к определенным геологическим периодам, в то время как другие существовали в течение нескольких периодов, хотя следует помнить, что даже в пределах этих более устойчивых родов почти всегда наблюдаются изменения видов. Время существования определнного рода или вида называется *диапазоном* его существования. Ископаемые, имеющие короткий диапазон существования и жившие в течение только одного или даже части одного геологического периода, удобны для палеонтологов, так как они указывают на геологический возраст вмещающих их пород, в то время как ископаемые, имеющие большой диапазон существования, не могут дать точных сведений о возрасте пород. Ископаемые, характеризующие весь геологический период или его часть, называются *руководящими*. В некоторых отложениях руководящие ископаемые отсутствуют; в таких случаях возраст пород иногда может быть определен по характерной ассоциации ископаемых, т.е. по группе ископаемых, всегда встречающихся совместно.

Об эпохах диастрофизма в геологической истории геологи могут судить по нарушению последовательной смены ископаемых, по наличию разломов и складчатости, несогласий и интрузий гранитов.

Вблизи границ древнего Австралийского щита было выявлено значительное количество более молодых докембрийских геосинклиналей (фиг. 16), однако в дальнейшем мы не будем ссылаться на данные, полученные в ходе этих предварительных исследований.

В палеозойское и мезозойское время через Восточную Австралию простирался важный подвижный пояс. Этот район обычно называют Тасманской геосинклиналью, но поскольку он состоит из нескольких геосинклинальных бассейнов, то правильнее называть его Тасманским подвижным поясом. На

Ф и г. 16. Схематическая карта Австралии, на которой показаны бассейны осадконакопления.

Точки – структурные бассейны, заштрихованы древние бассейны, возникшие в докембрийских геосинклиналях.

фиг. 16 показано расположение наиболее важных структурных бассейнов, а из табл. 2 следует, что многие из них существовали на протяжении очень длительного геологического времени. Однако на такой схематической карте невозможно показать, что в некоторых частях бассейнов временами осадконакопление прекращалось. Таким образом, возраст, приведенный в табл. 2, является максимальным для каждого бассейна, но не всегда характеризует его отдельные части.

б) Ко второму типу относятся бассейны, в которых породы, содержащие ископаемые остатки, накапливались в ходе медленного погружения дна бассейна, завершившегося его вне-

Таблица 2

Бассейн	Продолжительность седиментации	Приблизительная продолжительность, млн. лет	Примечания
Тип 1. Структурные бассейны в Тасманском подвижном поясе, впоследствии смятые в складки и/или инъецированные гранитами			
1. Лачлен	Кембрий до карбона	290	Продолжается в Тасманию, Викторию и Новый Южный Уэльс. Местами с несогласием перекрывается пермью
2. Брокен-Ривер	Силур до карбона	160	
3. Нью-Ингленд	Девон до перми	170	
4. Драммонд	Девон до карбона	115	
5. Яррол	Девон до нижней перми	155	
6. Стар	Девон до нижнего карбона	70	
7. Ходгкинсон	Верхний силур до девона	65	
8. Мэриборо	Карбон до мела	280	
9. Кларк-Ривер	Карбон	65	
10. Боуэн	Пермь	55	Перекрывается триасом и юрой
11. Стикс	Пермь	55	

Продолжение табл. 2

Бассейн	Продолжительность седиментации	Приблизительная продолжительность, млн. лет	Примечания
Тип 2. Бассейны в пределах стабилизировавшегося или частично стабилизировавшегося тектонического пояса, подвергшиеся очень слабым тектоническим движениям и вулканизму			
12. Тасмания	Пермь до триаса	90	
13. Сидней и Оксли	Пермь до триаса	90	
14. Большой Артезианский	Пермь до третичного периода	278	Продолжается в Южную Австралию, Новый Южный Уэльс и Квинсленд
15. Ипсуич-Мортон-Кларенс	Триас до мела	160	
16. Карпентария	Юра до третичного периода	193	
17. Лаура	Юра	59	
18. Отуэй	Юра до третичного периода	193	
19. Гипсленд 20. Марри 21. Басс	Третичный период	63	
Бассейны на щитах, испытавшие только вертикальные движения и сбрасообразование			
22. Бонапарт-Галф	Кембрий до перми	345	
23. Орд	Кембрий	70	
24. Фицрой 25. Каннинг	Ордовик до мела	435	Разделены только низким хребтом

Продолжение табл. 2

Бассейн	Продолжительность	Приблизительная продолжительность, млн.лет	Примечания
26. Карнарвон 27. Перт	Силур до третичного периода	438	
28. Колье	Пермь	55	
29. Эукла	Мел до третичного периода	134	
30. Сент-Винсент	Третичный период	63	
Типы 1 и 2 – верхнедокембрийские структурные бассейны, продолжавшие существовать и в палеозое. Возраст не установлен			
31. Оффисер			
32. Амадеус			
33. Нгалья			
34. Уайсо			
35. Георгина			
36. Дели			

запным подъемом, не связанным с диастрофизмом. Такой процесс может происходить по краям щитов и районов, которые были когда-то подвижными, но затем стабилизировались. Некоторые древние структурные бассейны частично или полностью перекрывались новыми депрессиями, в то время как другие продолжали существовать в новом подвижном поясе. В качестве примера можно привести геосинклиналь Лачлен, бассейн Боуэн в Тасманском подвижном поясе и ряд более молодых докембрийских бассейнов, расположенных западнее. В бассейнах второго типа может наблюдаться перемежаемость морских и континентальных осадков, поскольку здесь происходило чередование условий моря и суши.

Сохранность органических остатков. В Балтийском регионе Европы в янтаре (ископаемая смола) были обнаружены остатки целых насекомых, а в Сибири были найдены целые туши гигантских вымерших мамонтов. Однако это уникальные случаи

сохранности, поскольку в породах, как правило, сохраняются лишь наиболее твердые части животных и растений. Многие простейшие животные, например кораллы, выделяют карбонат кальция, создавая себе предохранительный футляр, в котором существует мягкое тело животного. Другие животные, например губки, выделяют кремнезем для постройки скелета, в то время как большая часть их мягкого тела находится снаружи. К сожалению, нам мало что известно о древних животных, но изучение существующих в настоящее время форм помогает представить, как могли выглядеть древние существа.

Скелеты коралловых полипов, раковины многих морских животных и кости многих морских и наземных животных могут сохраняться разными способами. Во-первых, твердая часть, состоящая из карбоната кальция или кремнезема, может сохраняться неизмененной. Во-вторых, она может быть замещена другими веществами (например, известь обычно замещается кремнеземом или окислами железа), причем замещается и сохраняется каждая деталь первичной формы. В-третьих, раковины или кости могут быть полностью растворены, но при этом остаются отпечатки всех деталей их строения. В-четвертых, раковины или кости могут быть заполнены глиной или тонким песком и после их растворения остается точный *отпечаток* раковины или кости. Пустотка, остающаяся после вымывания такого отпечатка или окаменелости, называется *слепком*.

О жизнедеятельности животных свидетельствуют их следы или норы, подобные тем, которые оставляют черви на мягком песке или глинистой почве речных отмелей или берегов озер.

Растительные остатки сохраняются таким же образом, как и животные. В древних известняках обнаружены остатки морских водорослей. Начиная с середины палеозойской эры появилась наземная растительность. В породах этого и более молодого возраста мы находим стволы деревьев и прожилки листьев. Большая часть растительных остатков была замещена карбонатным материалом, окислами железа и кремнеземом.

Растения или животные, погибшие естественным путем и погрузившиеся на дно водоема, сохраняются плохо или вообще не сохраняются, так как они подвергаются действию таких "мусорщиков", как окислительные процессы, ветер или морские приливы. Организмы, погибшие в результате какой-то катастрофы, например вулканического извержения, и быстро погребенные под слоем пепла или внезапно занесенные илом при разливе, обычно прекрасно сохраняются.

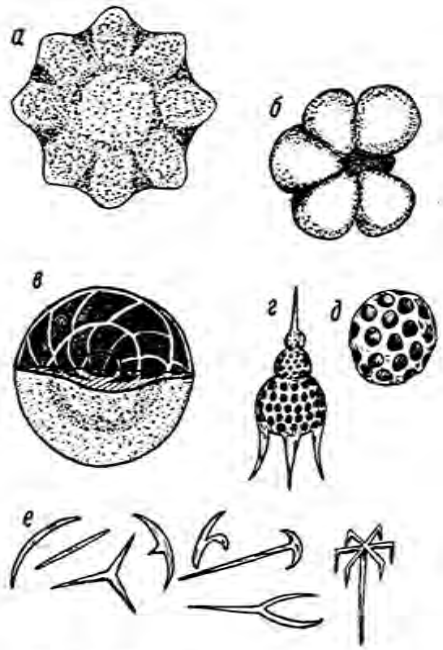
Некоторые наиболее важные окаменелости, используемые для определения геологического возраста. Царства животных и растений подразделяются на типы, причем каждый тип отличается вполне определенной характеристикой. Типы в свою очередь делятся на классы, порядки, семейства, роды и виды. Уже отмечалось, что в эпохи диастрофизма почти все виды неизменно погибали; часто вымирали и роды. Для палеонтологов наибольшее значение имеют виды, но, к сожалению, существует так много видов, что они не могут быть описаны в этом кратком обзоре. Большинство родов также отличается явно ограниченным диапазоном существования, и те из них, которые здесь упоминаются, вполне достаточны для отнесения содержащих их пород к определенному геологическому периоду.

Ископаемые животные – беспозвоночные. Самые простые формы животных относятся к типу простейших (Protozoa). Большинство из них очень малы, многие имеют микроскопические размеры.

Одни из них выделяют карбонат кальция, другие – кремнезем, а некоторые вообще не образуют твердого скелета. В виде окаменелостей сохраняются только те, которые выделяют минеральное вещество. Некоторые из них представляют большую ценность для геологов-нефтяников, имеющих дело с кернами, так как небольшой образец должен быть точно идентифицирован по микроскопическим остаткам ископаемых. Для геологов определенный интерес представляют две важные группы – выделяющие известь фораминиферы (Foraminifera) и выделяющие кремнезем радиолярии (Radiolaria) (фиг. 17).

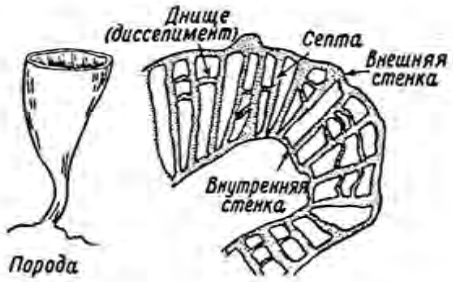
Губки (Porifera) представляют собой простейшие многоклеточные животные. Их мягкое тело усилено тонкими известковыми или кремневыми спикулами, которые оставляют отпечатки в породах. Спикулы могут встречаться изолированно или срастаться в прочную скелетную ткань. Они имеют форму одноосных, трехосных, четырехосных или многоосных иголочек. Некоторые спикулы изображены на фиг. 17.

Рифообразующими организмами, очень характерными для кембрия, являются археоциаты (Archaeocyatha). Эти ископаемые трудно классифицировать, поскольку они обладают чертами, характерными как для кораллов, так и для губок. Это особый тип одиночных или колониальных животных, обладавших внутренним кубковидным, дисковидным или пластинчатым скелетом. Вероятно, они вели прикрепленный образ жизни. Состояли из внутренней и внешней стенок, пространство между которыми было выполнено поперечными пластинками – днищами или радиальными перегородками – септами (фиг. 18). Как будет показано ниже, кораллы характеризуются такими же структурами.



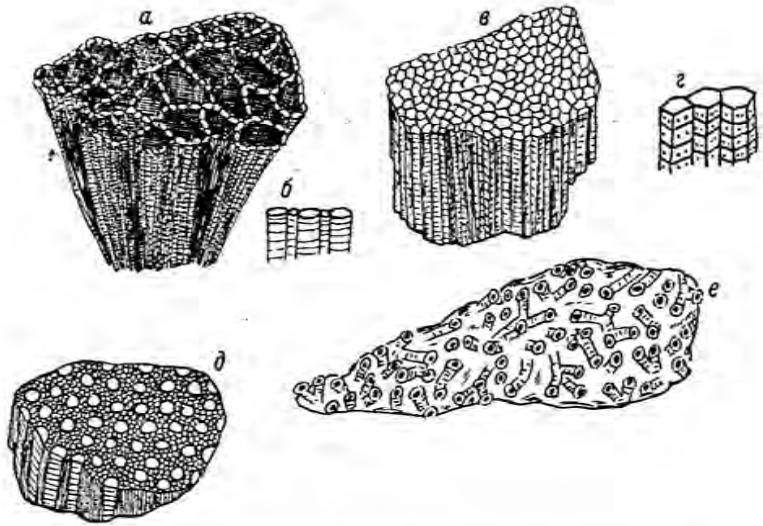
Фиг. 17. Простейшие (Protozoa).
а – Lepidocyclina; б – Globigerina; в – Nummulites; г,д – две формы радиолярий (Radiolaria); *е – спикулы губок.*

Следующий тип – кишечнополостные (Coelenterata) объединяет более сложные формы. Это примитивные многоклеточные организмы, к которым относятся медузы, коралловые полипы, актинии и др. Некоторые имеют скелет, преимущественно известковый или роговой. Стенка тела состоит из двух слоев – наружного и внутреннего, между которыми находится студенистое вещество. Самым важным классом кишечнополостных являются кораллы. В древних отложениях встречается много вымерших родов, а много живет и в современных морях. Коралловый полип представляет собой мешковид-



Фиг. 18. Археоциаты (Archaeocyathida).
а – предполагаемая форма; б – разрез археоциаты из известняков.

ное тело с единственной полостью, открывающейся наружу одним отверстием, окруженным щупальцами, колеблющимися в воде и захватывающими мелкие организмы, которыми питается животное. Коралловые полипы напоминают морские анемоны. Скелет единичной особи как одиночных, так и колониальных коралловых полипов называется *кораллитом*. Кораллы обычно образуют колонии. Они состоят из вертикально расположенных кораллитов (фиг. 19). Форма отдельных кораллитов показана на фиг. 20. Некоторые роды существуют одновременно как в виде одиночных, так и в виде колониальных форм. Так как кораллы растут по направлению вверх, то полип строит небольшую перегородку поперек покинутого расположенного ниже помещения, а живет только в самом верхнем этаже. Таким образом, на продольном разрезе кораллита виден ряд более или менее горизонтальных поперечных пластинок. Вертикальные перегородки – септы – растут от стенок. У одних родов септа достигает середины, у других имеются длинные и короткие септы, в то время как у некоторых септа представляет собой серию мельчайших веретенец. Рожкообразные кораллы по мере их роста вверх со стороны стенок образуют небольшие клиноподобные пластинки, чтобы поддерживать мягкое тело; эти пластинки известны как диссепименты. В некоторых типах развивается центральная *колумелла*, а в других септы соединяются в центре, образуя *ложную колумеллу*. Рожкообразные кораллы, лежащие на дне, имеют крышечку. Различные роды и виды отличаются по структуре, например по септам и диссепиментам, а также по форме и раз-



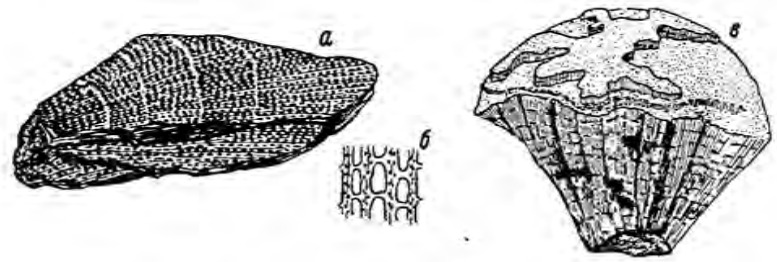
Фиг. 19. Колониальные кораллы (примерно в натуральную величину).
а – Halysites, на продольном разрезе видны днища; б – часть цепочки Halysites, видна эллиптическая форма кораллитов и непостоянство их размеров; в – Favosites, видны вертикальные полигональные кораллиты более или менее одинакового размера; г – увеличенная часть Favosites, видны поры, через которые соединяются мягкие части тела; д – Heliolites, видна округлая форма кораллитов двух различных размеров; е – Syringopora.

мерам кораллитов, которые могут быть эллиптическими, округлыми или полигональными.

Мшанки (Bryozoa) – колониальные водные, преимущественно морские животные. Колонии (зоарии) имеют весьма разнообразные формы: мохоподобную, ветвистую, кустообразную, веерообразную, бокаловидную и т.д. Прикрепляются к субстрату, поднимаясь над ним или стелясь по нему. Одни организмы – с известковистым скелетом, хорошо сохраняющимся в ископаемом состоянии, другие – с хитиноподобным. Сами особи микроскопически малы и помещаются в ячейках скелета (зоэциях), имеющих пузыревидную или трубчатую форму. Отдельные особи являются специализированными: они имеют иную форму и им свойственна другая форма ячеек. Иногда строят небольшие рифы. В ископаемом состоянии с ордовика.

Ф и г. 20. Одиночные и колониальные четырехлучевые кораллы (около 3/4 натуральной величины).

а – Cyathophyllum, поперечное сечение колониальной формы с длинными и короткими септами, диссепиментами, ложной колумеллой, видна полигональная форма кораллитов; б – Cyathophyllum, одиночная конусообразная форма; в – Tryplasma, колониальная форма с ветвящимися кораллитами; г – Tryplasma, одиночная форма; д – Lithostrotion, колониальная форма с полигональными кораллитами, колумеллой и диссепиментами; е – Lithostrotion, продольный разрез кораллита; ж – ветвящийся колониальный коралл; з – Lithostrotion, колониальная форма с ветвящимися кораллитами; и – Zaphrentis, одиночный коралл, видна колумелла и диссепименты; к – Calceola, небольшой туфелькоподобный коралл; л – Rhizophyllum, гигантский коралл.

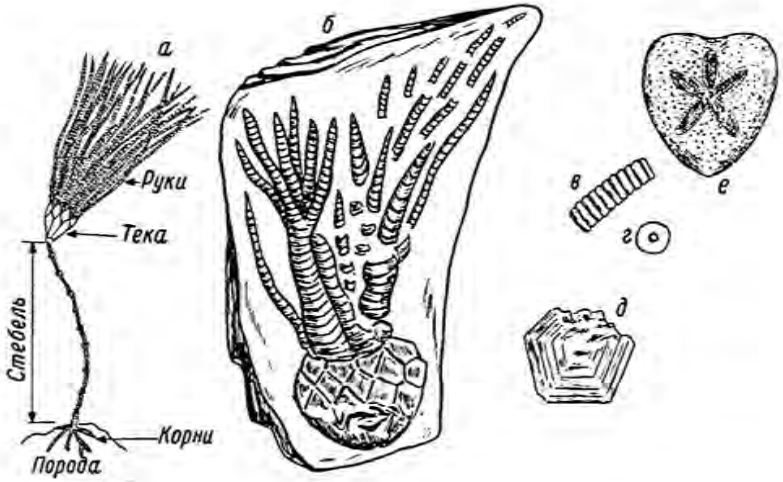


Ф и г. 21. Мшанки (Bryozoa).

а – фенестелловый сланц, состоящий из слоев с Fenestella (около 1/2 натуральной величины); б – увеличенная часть Fenestella; в – Stenopora, массивная радиальная колония (около 1/2 натуральной величины).

Черви (Vermes) – обширная группа безпозвоночных, характеризующаяся рядом общих признаков: двусторонним строением тела, развитием кожно-мускульного мешка, отсутствием настоящих конечностей. Одним из классов червей являются аннелиды (Annelidae), или кольчатые черви, обладающие наружной или внутренней сегментацией. Одни из них зарываются в ил, следы их сохраняются в осадочных породах, другие, так называемые трубкожилы, выделяют защитные известковистые трубки, известные в ископаемом состоянии с ордовика. Некоторые имеют хитиновый челюстной аппарат – зазубренные пластинки, называемые споленодонтами.

Хорошо известные морские ежи и звезды относятся к типу иглокожих (Echinodermata), который представлен многочисленными окаменелостями. Наиболее обычными из них являются *криноидеи*, или морские лилии. Это животные, прикрепленные ко дну и состоящие из кроны, стебля и корня. Крона является основной частью тела, помещающегося в чашеобразной коробке – теке, сложенной сросшимися между собой с сохранением швов табличками, число которых может быть очень различным (фиг. 22). Над текой поднимается обычно пять многочленистых и разветвленных рук. Нижняя часть теки называется чашечкой, верхняя – над основанием рук – диском, или крышкой. От основания чашечки отходит длинный (иногда несколько метров) стебель, состоящий из известковых члеников, прорезанных осевым каналом. Стебель прикреп-

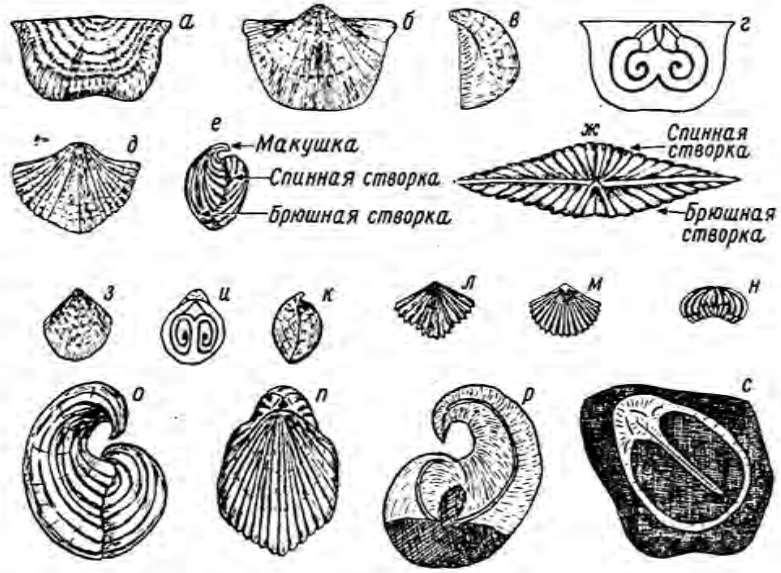


Фиг. 22. Иглокожие (Echinodermata).

а – морская лилия; б – зарисовка криноидеи, найденной в пермских песчаниках у Ноуры (примерно 1/4 натуральной величины); в – часть ствола или ветви криноидеи (примерно в натуральную величину); г – разрез в, обычно встречающийся в породах (примерно в натуральную величину); д – табличка (примерно в натуральную величину); е – Lovenia (примерно 1/2 натуральной величины).

ляется корневыми разветвлениями к субстрату. В ископаемом состоянии чаще всего встречаются членики стеблей; цельные чашечки сохраняются реже. Начиная с ордовика в ископаемом состоянии встречаются и морские ежи. Многие ископаемые виды являются хорошими руководящими формами.

Один из важных классов – класс плеченогих (Brachiopoda). Исключительно морские обитатели. Мягкое тело заключено в раковину, обладающую двусторонней симметрией и состоящую из двух створок – брюшной и спинной. Первая обычно больше второй. Открывание и закрывание раковины происходят при помощи мускулов, причем у замковых, или замочных, плеченогих это происходит путем вращения створок вдоль заднего края раковины, где обычно развито особое шарнирное устройство в виде двух зубов (на брюшной створке), входящих соответственно в зубные ямки (на спинной створке). Внутри спинной створки у некоторых родов существуют особые под-



Фиг. 23. Брахиоподы (Brachiopoda) (около 1/2 натуральной величины).

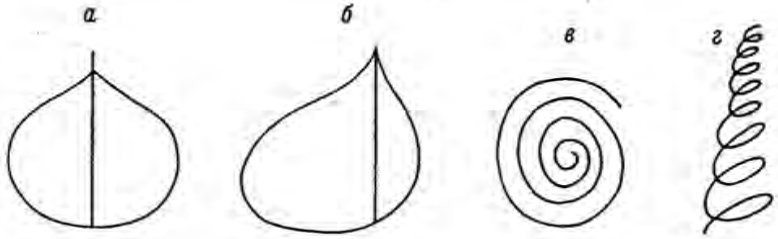
а – Leptaena, брюшная (вентральная) створка; б – Productus, брюшная створка; в – Productus, вид сбоку; г – Productus, зарисовка спинной (дорсальной) створки; д – Spirifer, брюшная створка; е – Spirifer, вид сбоку; ж – Spirifer; з – Atrypa, брюшная створка; и – Atrypa, зарисовка спинной створки; к – Atrypa, вид сбоку; л – Rhynchonella, брюшная створка; м – Rhynchonella, спинная створка; н – Rhynchonella, вогнутая спинная створка; о – Conchidium, вид сбоку; п – Conchidium, спинная створка; р – Conchidium; с – Conchidium.

держки для мясистых рук в виде простых коротких расходящихся парных пластинок, к которым может присоединяться особое лентообразное известковое образование – ручной аппарат. В ископаемом состоянии – с кембрия, особенно широко были развиты в палеозое. В современных морях представлено лишь небольшое число родов. Очень характерным является род *Spirifer* с большой вентральной (брюшной) и маленькой дорзальной (спинной) створками. Для палеонтологов большой интерес представляет *Conchidium*, который характерен для силура.

Моллюски (Mollusca) – тип животных с цельным несегментированным телом. Большинство представителей обла-

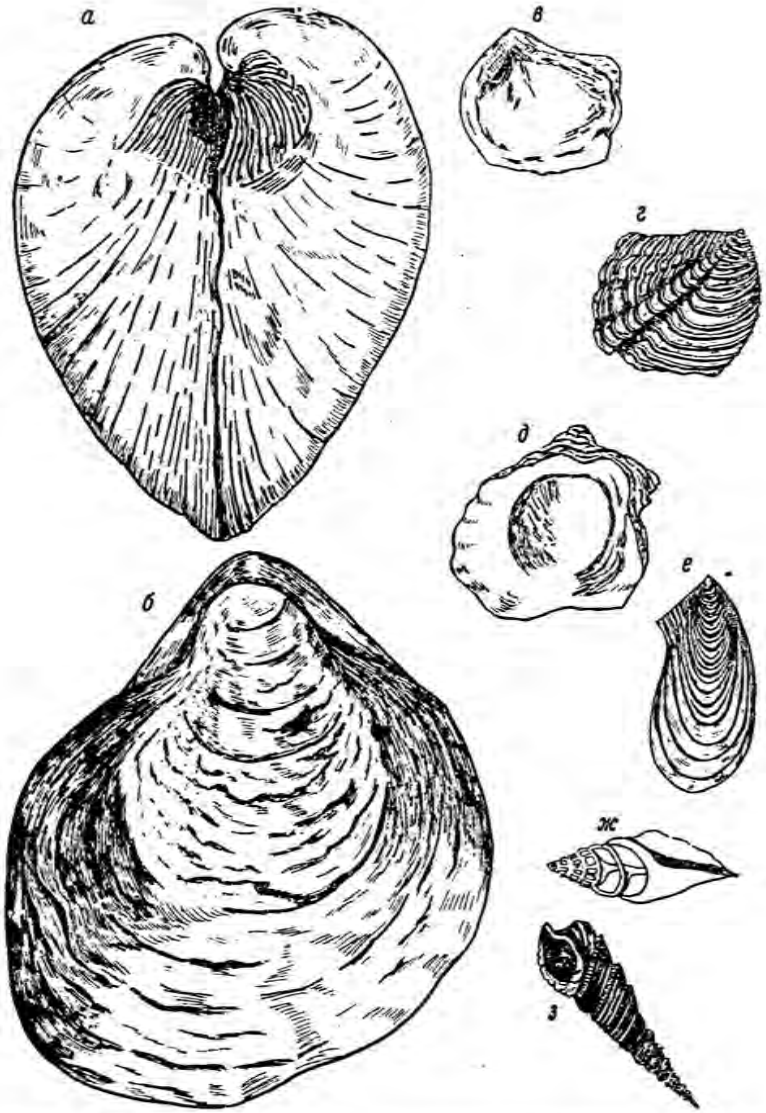
дают известковой раковиной, цельной или состоящей из двух, реже нескольких отдельных частей. Органом движения служит мускулистый непарный вырост брюшной стороны тела – нога. Моллюски разделяются на пять классов, из которых наиболее важными являются три – пелециподы (Pelecypoda), или пластинчатожаберные, цефалоподы (Cephalopoda), или головоногие, и гастроподы (Gastropoda), или брюхоногие. *Пелециподы*, или моллюски двустворчатые, – класс моллюсков с двустворчатой известковой раковиной. Створки отвечают левой и правой сторонам тела, соединяются между собой с помощью упругой связки и замка. Водные животные, главным образом морские, но живут и в пресных, солоноватых и засоленных водах. Подобно брахиоподам, пелециподы могут отличаться по размерам и форме раковин, а также по их орнаментации. Хорошо известный пермский тип *Eurydesma* (фиг. 25) представлен крупными и толстыми раковинами. Он обитал в мелких бурных водах, где должен был сопротивляться воздействию волн. Формы, жившие в спокойных условиях, имели более тонкие изящные раковины.

Цефалоподы – исключительно морские животные с двусторонне-симметричным телом, разделяющимся на туловище и голову. Раковина наружная или внутренняя, разного строения у различных отрядов. В ископаемом состоянии – с нижнего кембрия. Наибольшего развития достигли в мезозое. Некоторые отряды совершенно вымерли. Многие из головоногих иг-



Фиг. 24. Схематическая зарисовка, показывающая различия в симметрии между брахиоподами и пелециподами и различные спиральные завитки у цефалопод и гастропод.

а – брахиопода с симметрией по медианной линии; б – пелециподa с асимметрией по медианной линии; в – плоская спираль цефалопод; г – спиральный завиток гастропод.



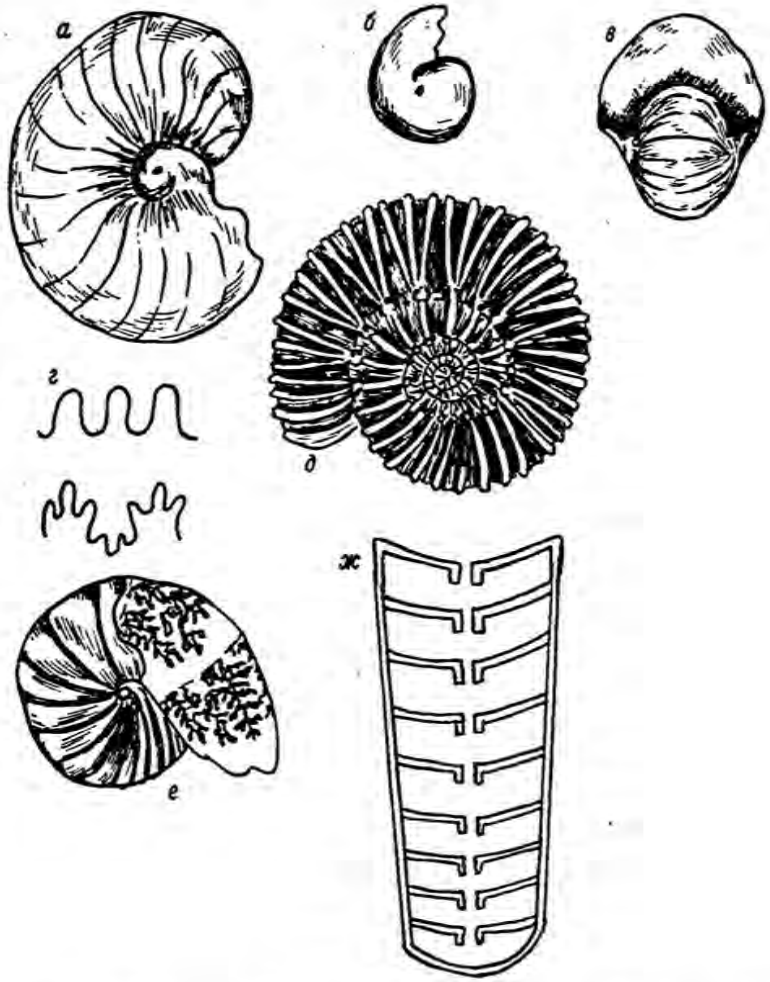
Фиг. 25. Моллюски (Mollusca) – пелециподы и гастроподы (около 1/2 натуральной величины).

а – Eurydesma, вид сбоку, большие массивные выпуклые створки; б – Eurydesma, асимметричные створки; в – Trigonia, внутренний вид створки, зубы и замок; г – Trigonia, характерная орнаментация, асимметрия; д – Ostrea, внутренний вид створки, асимметрия; е – Ostrea, удлиненная асимметричная раковина; ж – гастропода, видна колумелла и завиток спирали; з – Turritella, спиральный завиток.

рают важную роль в биостратиграфии. К этой группе животных относится современный *Nautilus*. *Аммоноидеи* – обширный вымерший отряд класса головоногих. Обитали в морях. Раковина известковая, часто очень крупная, имела вид трубки, свернутой в плоскую, реже коническую спираль (фиг. 26). Еще реже трубка была прямая. Мягкое тело животного помещалось во внешней (конечной) части раковины (жилой камере); остальная часть была разделена перегородками на многочисленные воздушные камеры, расположенные в один ряд по длине спирали. Внутри раковины от начальной камеры до жилой проходила трубка, пронизывающая перегородки, так называемый сифон. Перегородки представляли собой изогнутую пластинку и прикреплялись к раковине по более или менее сложно построенной линии, так называемой лопастной (сутурной) линии, или сутуре. По характеру лопастной линии и форме перегородок различают более древнюю группу – гониатиты и более молодую – цератиты и аммониты. Силур – мел. *Гониатиты* – обширная группа древних представителей отряда аммоноидей. Раковина завита в плоскую спираль, редко прямая, с длинной жилой камерой. Сифонные трубки короткие, обращенные назад; сифон у наружной стороны раковины; лопастная линия сравнительно простая, не рассеченная и не зазубренная, с разным числом лопастей и седел. Силур – пермь. Многие формы являются руководящими. *Аммониты* – часть отряда аммоноидей; отличаются от древних форм сложной лопастной линией и направленностью вперед сифонных воронок на взрослых оборотах раковины. Раковина свернута в плоскую спираль, но часть меловых форм имеет полуразвернутую, совершенно развернутую или улиткообразно свернутую раковину. Аммониты являются важными руководящими формами и послужили для установления палеонтологических зон.

Третий класс моллюсков – *гастроподы* – животные с несимметричным телом, с ясно выраженной головой и ногой на брюшной стороне. Обычно снабжены известковой раковиной, свернутой по винтовой, реже плоской спирали, иногда колпачкообразной; реже голые. Спиральная раковина состоит из нескольких оборотов, из которых последний открывается наружу устьем (апертурой), у некоторых родов прикрывающимся известковой или роговой крышечкой. В ископаемом состоянии – с протерозоя, особенно широкое развитие получили с мезозоя.

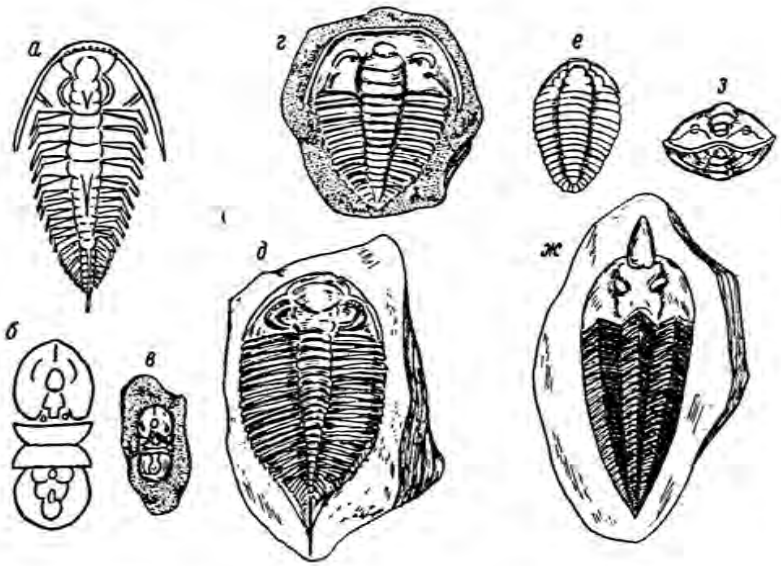
Членистоногие (Arthropoda) – обширная группа беспозвоночных животных с сегментированным телом и парными



Фиг. 26. Цефалоподы (Cephalopoda) (около 3/4 натуральной величины).
а – Nautilus; б – Bellerophon с небольшой гладкой раковиной (вид сбоку); в – Bellerophon; г – сутурные линии примитивных цефалопод; д, е – аммонит; ж – Orthoceras.

членистыми конечностями. Имеют наружный хитиновый скелет, который они периодически меняют (линяют). В ископаемом состоянии известны с протерозоя. *Ракообразные* (Crustacea) – обширный класс членистоногих. Скелет

хитиновый, сменяемый при жизни животного. В ископаемом состоянии – с кембрия. *Трилобиты* (Trilobitae) – вымерший класс членистоногих. Исключительно морские животные. Мягкое тело было покрыто со спинной стороны обызвествленным хитиновым панцирем, или щитом, который главным образом и сохраняется в ископаемом состоянии. Уплощенное овально-удлиненное сегментированное тело состоит из трех отделов: переднего – головы (цефалона), подвижно сочлененной средней части – туловища (торакса) и заднего отдела – хвоста (пигидия). Гигантские формы достигали 75 см. Систематика основана на числе сегментов. Наиболее широко были развиты в кембрии, ордовике и силуре, где они дают много руководящих форм (фиг. 27).

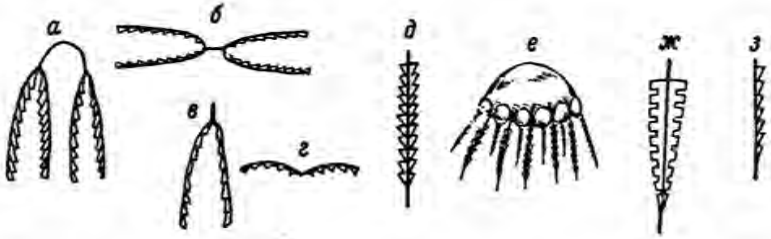


Фиг. 27. Трилобиты.

а – Redlichia, реконструкция по Опику (кембрий); б – Agnostus; в – Agnostus (почти в натуральную величину); г – Olenus, широкая голова и относительно короткое тело (кембрий); д – Dalmanites, иглоподобный хвост (силур, почти в натуральную величину); е – Calymene, короткое тело (силур, почти в натуральную величину); ж – Phillipsia, узкое удлиненное тело (карбон, почти в натуральную величину); з – свернувшийся трилобит.

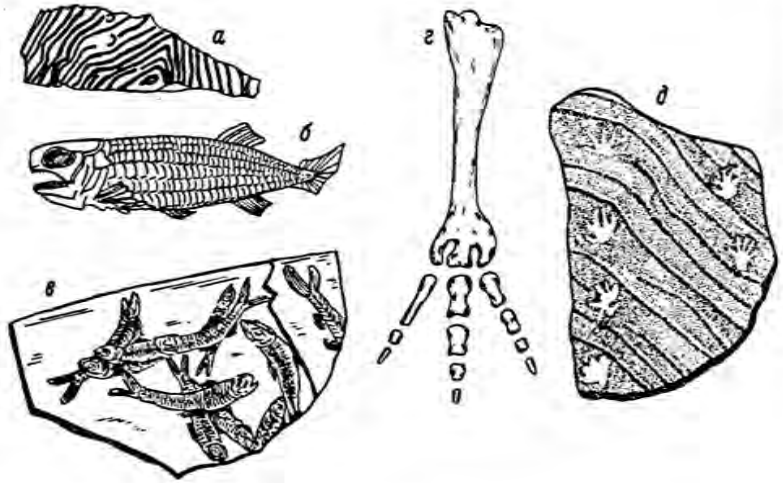
Граптолиты – подтип вымерших морских колониальных организмов, свободно плавающих или прикрепленных. В настоящее время рассматриваются как очень примитивные члены типа хордовых, к которому относятся и позвоночные. Создавали прутообразные колонии – рабдосомы, прямые, дугообразные или спирально изогнутые, соединявшиеся в сложные колонии. Рабдосомы несут микроскопические ячейки, или теки, которые заняты отдельными особями; теки располагаются в один, два и более рядов. Первоначальный скелет граптолитов хитиноидный, плотный, иногда в виде тонкой сетки. Рабдосома развивается из эмбриональной ячейки – сикулы, имеющей вид фунтика, один конец которого продолжается в длинную нитевидную полую трубочку – нему; внутри немы у некоторых граптолитов проходит тонкая стержнеобразная ось – виргула. Средний кембрий – нижний карбон. Особенно широко были распространены в силуре (фиг. 28).

Позвоночные. Все позвоночные, включая рыб, амфибий, рептилий, птиц и млекопитающих, имеют череп и позвоночный столб, составляющий осевую часть скелета. Как показано в табл. 1, мезозойскую эру называют веком рептилий, а кайнозойскую – веком млекопитающих. В Австралии было найдено много скелетов рептилий и млекопитающих. Близ Таггерти, Виктория, обнаружены ископаемые остатки рыб, которые указывают на девонский возраст пород. Большие коллекции очень хорошо сохранившихся ископаемых остатков рыб были собраны в мезозойских породах Нового Южного Уэльса; в этих



Фиг. 28. Граптолиты (Graptolites) (почти в натуральную величину).

а, б – Tetragraptus (нижний ордовик); в – Didymograptus (нижний ордовик); г – Didymograptus (нижний – верхний ордовик); д – Dicellograptus (верхний ордовик); е – зарисовка вероятной формы колонии граптолитов; ж – Climacograptus (верхний ордовик); з – Monograptus (силур).



Фиг. 29. Позвоночные (Vertebrata).

а – отпечаток девонской рыбы (по Хиллсу), Таггерти, Виктория; б – триасовая рыба, Госфорд (1/2 натуральной величины); в – юрская рыба, Талбрагар (около 1/3 натуральной величины); г – кости гигантской птицы, озеро Каллабонна (1/10 натуральной величины); д – отпечатки лап пермских рептилий (около 1/10 натуральной величины).

же породах были найдены остатки крупных амфибий. Ископаемые остатки крупных птиц и млекопитающих известны из многих мест, в частности из Южной Австралии (фиг. 29).

Ископаемые растения. Подобно животному миру, царство растений также подразделяется на типы, классы, порядки, роды и виды. К низшим растениям, или таллофитам (Thallophyta), относятся бактерии, грибы и лишайники. К мохообразным растениям, или бриофитам (Bryophyta), принадлежат печеночники и листостебельные мхи. К папоротникообразным растениям (Pteridophyta) относятся плауновые, хвощи и папоротники, а семенные растения (Spermatophyta) представляют собой обширную группу высших растений, известных начиная с середины девона.

Морские водоросли известны в самых древних породах, в каких только были встречены окаменелости; они, видимо, появились до простейших беспозвоночных. Это одноклеточные и

многоклеточные растения; некоторые из них имеют большое породообразующее и стратиграфическое значение (фото 7а).

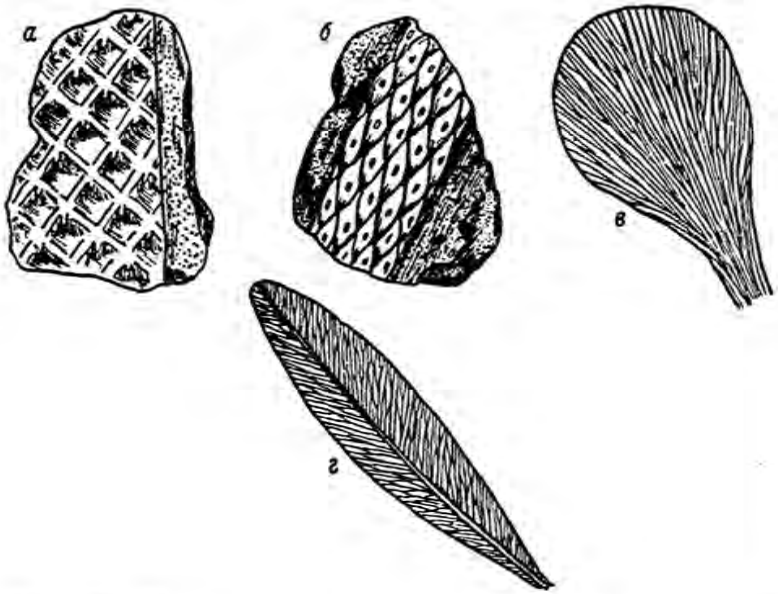
Любопытные окаменелости, известные как *Receptaculites*, в течение долгого времени оставались для палеонтологов загадкой. Вплоть до последнего времени их считали губками, хотя они отличаются рядом необычных свойств. Сейчас полагают, что они являются известковыми водорослями, инкрустирующими или выделяющими в клетках карбонат кальция (фиг. 30). Очень характерны для среднедевонских отложений Восточной Австралии.

Наземные растения появляются в геологической летописи начиная с палеозойской эры. Все они относятся к папоротникообразным (Pteridophyta) и пышно расцветали на болотах. Первыми появились гигантские представители плауновидных (Lycopsida). Это были лепидодендроны, достигавшие в высоту 30 м. Куски древесины и обломки их стволов, которые, вероятно, были принесены в море потоками, встречаются вместе с морскими окаменелостями. Поверхность ствола этих растений была покрыта своеобразным узором в виде чешуек, образованных основаниями отпавших листьев – листовыми подушками (фиг. 31).

Хвощевые ((Equisetales) характеризуются членистостью стебля и несовершенным развитием листьев. Хвощи – травянистые многолетние и однолетние растения с рудиментарными листьями, сросшимися в виде воротничка, и шишками. В ископаемом состоянии известны с карбона. Типичными ископаемыми представителями являются *Calamites* и *Phyllotheca* (фиг. 32).

Папоротники – класс высших споровых растений, объединяющий большую и широко распространенную группу травянистых и реже древовидных растений. Деление основано главным образом на двух признаках – положении спорангиев и способах их возникновения.

Фиг. 30. Известковые водоросли.

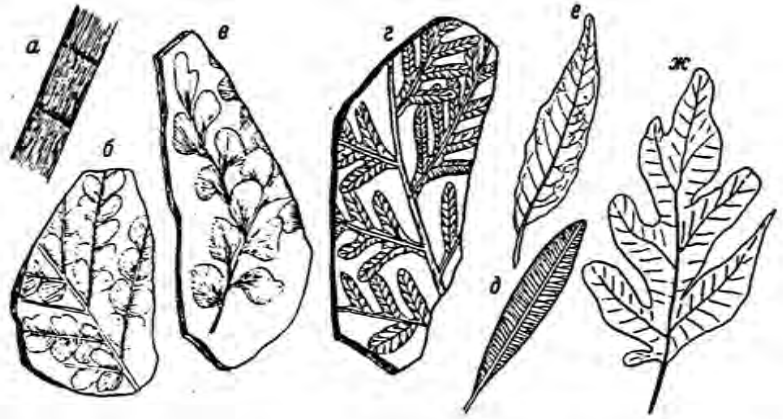


Ф и г. 31. Девонские, каменноугольные и пермские растения (около 3/4 натуральной величины).

а – часть ствола девонского лепидодендрона (в натуральную величину); б – часть ствола каменноугольного лепидодендрона; в – пиннула Gangamopteris (около 1/4 натуральной величины); г – пиннула Glossopteris (около 1/4 натуральной величины).

Глоссоптерис – род папоротникообразных растений, характеризующийся вайей, на конце стержня которой пучком сидели языковидные или ланцетовидные перья с сетчатым жилкованием и заметной средней жилкой. Карбон – пермь, как реликт – в триасе. *Гангамоптерис* – папоротникообразные растения, характеризующиеся сетчатым жилкованием языковидных или ланцетовидных перьев вайи, средняя жилка которых остается неразвитой. Карбон – пермь. Для мезозоя характерны *Thinnfeldia, Cladophlebis* и *Taenopteris*. Для определения возраста пород большое значение имеют споры многих из этих растений.

Обширная группа высших семенных растений делится на два класса: голосеменные (Gymnospermae) и покрытосеменные (Angiospermae). К первым относятся саговниковые, гинкговые, хвойные. Самыми древними и примитивными являются птеридоспермы, появившиеся в позднем девоне и вымершие в мезозое. Из гинкговых, возникших, по-видимому, в конце карбона или в начале перми, до нашего времени сохранился один род *Ginkgo*. Покрытосеменные – класс высших семенных растений, характеризующихся наличием цветка, в центре которого расположена завязь с семяпочками. Она развивается в плод, содержащий семена. Деревья, кустарники и травы, составляющие основное разнообразие современного растительного мира. Достоверные находки – с раннего мела.

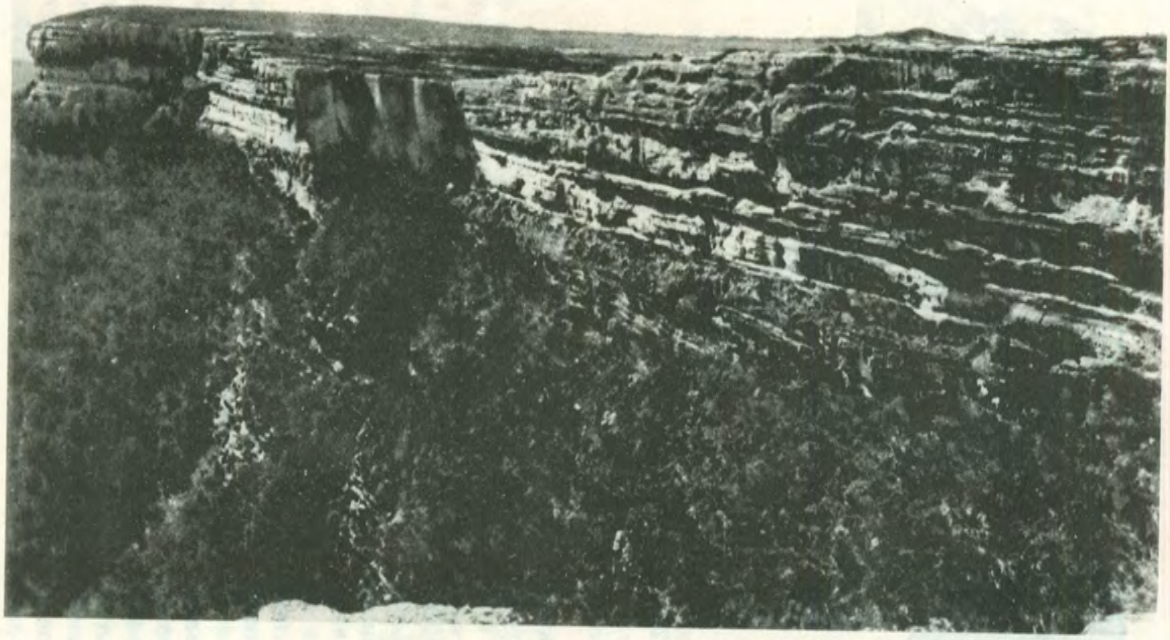


Ф и г. 32. Каменноугольные, триасовые, юрские и третичные растения (около 1/2 натуральной величины).

а – Phyllotheca; б – Thinnfeldia; в – Rhacopteris; г – Cladophlebis; д – Taenopteris; е, ж – листья Dicotyledonous.

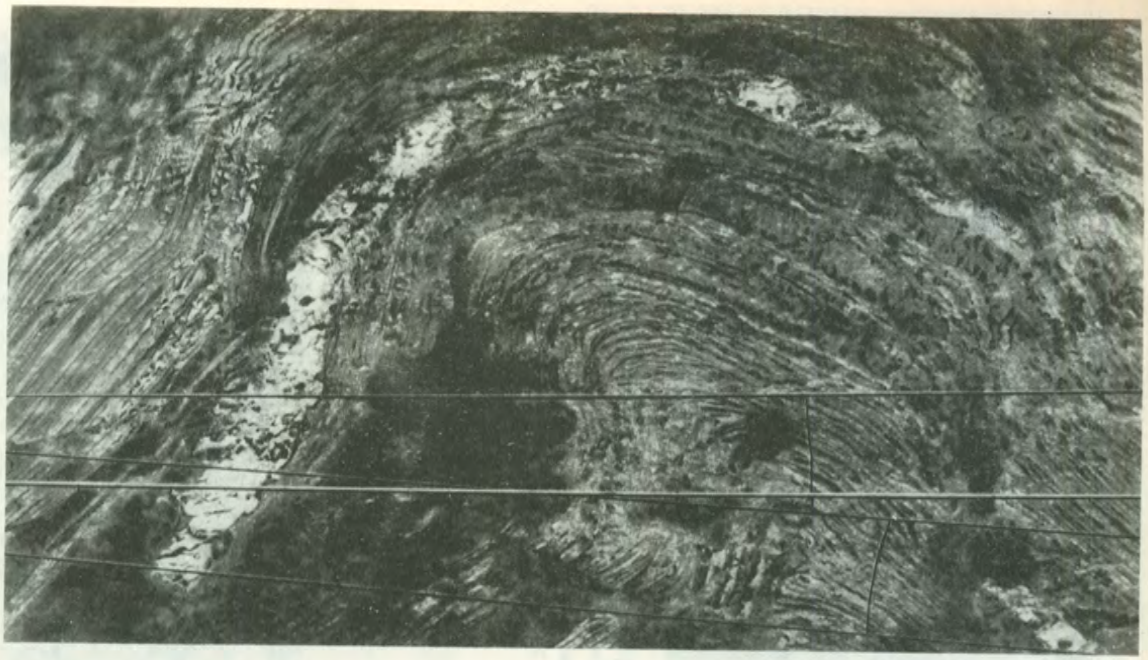
Орогении – это мощные тектонические катаклизмы или горообразовательные движения, состоящие из нескольких фаз и продолжающиеся в течение большого отрезка геологического времени. Начальная орогеническая фаза обычно сопровождается сильным сжатием, разломообразованием и складчатостью. При этом изменяются очертания существовавших морей и вымирают многие живые формы. Затем, в продолжение следующих фаз, наступает поднятие и горообразование; ядра гор обычно интрудируются гранитами.

В табл. 1 отмечены восемь орогений. Их время было определено геологическими методами, т.е. по наличию несогласий и нарушению последовательности пород.



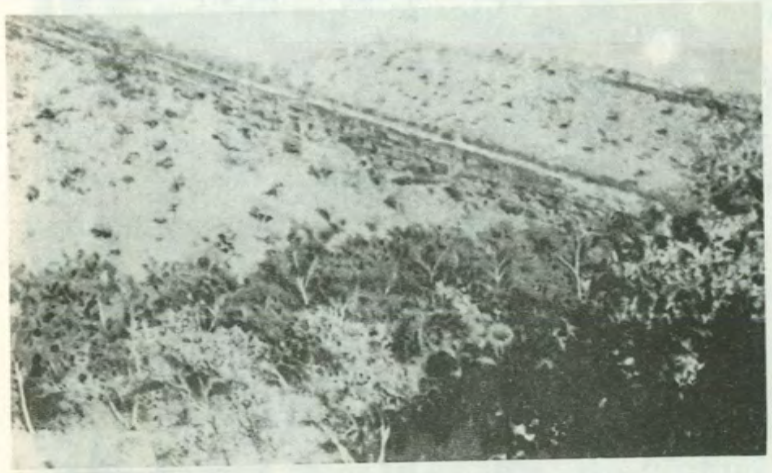
Ф о т о 1. Почти горизонтально залегающие пермские слои перекрывают с несогласием нижнедевонские породы.

Обратите внимание на прослой конгломератов, непосредственно залегающих на эродированной поверхности. Кананґра-Уоллс, Новый Южный Уэльс.



Ф о т о. 2. Силурийские отложения, смятые в антиклинальную складку.

Обратите внимание на смещение слоев справа. Турак, Виктория.

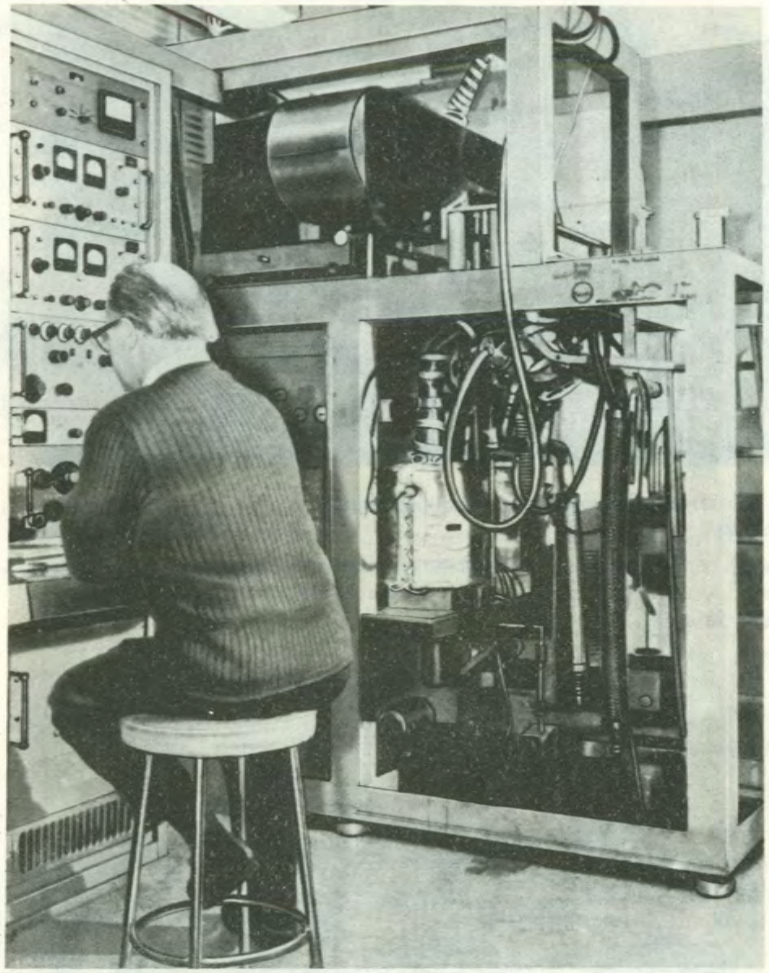


Ф о т о. 3а. Наклонно залегающие слои железистых кварцитов и тонкозернистых песчаников.
Констанс-Рейндж, северо-западный Квинсленд.

Ф о т о. 3б. Куэста, сложенная наклонными слоями песчаников.
Район Виктория-Ривер, Северная территория.

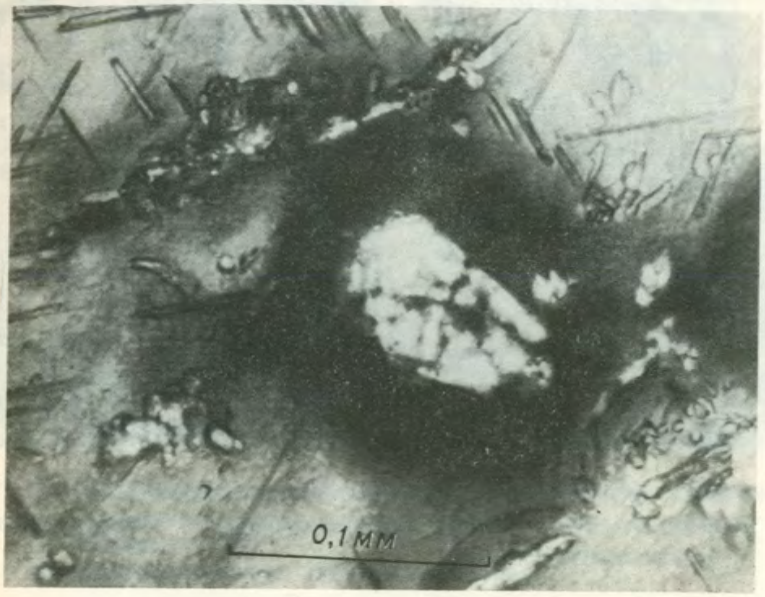
Ф о т о. 4а. Замкнутая мульдообразная структура с падением слоев наружу.
Наиболее устойчивые известняковые слои выделяются в виде гребней; более мягкие слои представлены сланцами. Район Ясс (ср. с фиг. 9а и 10).

Ф о т о. 4б.
Вертикальные выходы – останцы кварцевой жилы, заполнившей сбросовую трещину. Гребень простирается на много миль. Гора Ремаркабл.



Ф о т о. 5. Часть масс-спектрометра для определения твердых фаз.

Труба прибора (фиг. 38) располагается над откачивающим приспособлением справа; электронные блоки показаны слева. Австралийский Национальный университет.



Ф о т о. 6а. Плеохроичный ореол в биотите вокруг небольшого кристаллика циркона.

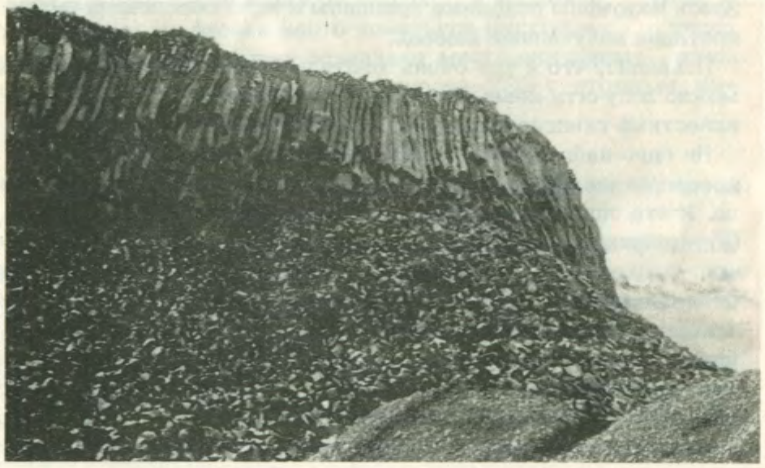
Ф о т о. 6б. Сильно смятые филлиты.

Породы имеют девонский возраст, но раньше их считали докембрийскими вследствие интенсивной дислоцированности и метаморфизма.

Ф о т о. 7а. Примитивная рифообразующая водоросль.
Встречается в верхнедокембрийских отложениях. Река Мак-Артур, Северная территория.

Ф о т о. 7б. Зонтикоподобная окаменелость – примитивная форма из среднедокембрийских отложений.
Гора Вильям, Северная территория.

Ф о т о. 8а. Столовые горы, образованные горизонтально залегающими меловыми породами, перекрывающими смятые в складки докембрийские отложения.
Район Фергюссон-Ривер, Северная территория.



Ф о т о. 8б. Столбчатая отдельность в базальтах.
Санбери, Виктория.

Изотопное датирование

Существует несколько обстоятельств, в силу которых процесс радиоактивного распада является наилучшими часами для определения возраста пород. Во-первых, его темп постоянен и предсказуем. Он совершенно не зависит от тех физических и химических условий, в которых находился любой образец; кроме того, математический аппарат достаточно прост, чтобы можно было легко вычислить возраст. Во-вторых, мы оперируем с очень небольшим количеством отдельных атомов, поэтому все доказательства могут быть проведены на одном минеральном зерне или, что несколько хуже, на небольшом образце породы. В-третьих, методы выяснения времени по этим часам становятся все более и более совершенными.

Настоящий раздел посвящен именно этим изотопным часам. Здесь изложены основные принципы и дано обоснование интерпретации полученных данных.

Показано, что и при очень тщательных измерениях все же можно получить неверные оценки возраста, что оправдывает известный скепсис в отношении геохронологических данных.

Ни одно наблюдение никогда не может быть совершенным, а интерпретация данных наших наблюдений еще менее совершенна. И это справедливо по отношению ко всем отраслям науки.

Общие принципы. *Ядерная терминология, символика и уравнения.* Определения. Химические свойства атомов зависят от числа внеядерных электронов, которое оказывается равным числу протонов (единица массы, один положительный заряд) в ядре. Это число называется *атомным номером* и характеризует свойства какого-либо элемента. *Массовое число* (ядерная масса) равняется сумме протонов и нейтронов (единица массы, нулевой заряд). Особая нейтронно-протонная комбинация иногда называется *нуклидом*. Для многих элементов число нейтронов может изменяться лишь в узких пределах. Некоторые из нуклидов при этом называются *изотопами* элементов. Нуклиды с разными атомными номерами, но с одной

и той же массой были названы *изобарами* (изобарными парами). Нестабильные ядра с избытком или недостатком нейтронов называются *радиоактивными* и могут самопроизвольно распадаться с освобождением избытка энергии.

Радиоактивный распад. Обычной формой радиоактивного распада является превращение избыточного нейтрона в протон или протона в нейтрон. В первом случае испускается отрицательный электрон (β-частица), во втором – осуществляется конверсия либо путем эмиссии положительного электрона (позитрона), либо путем нейтрализации заряда протона захватом электрона из внутренней K-оболочки[1]), ближайшей к ядру (процесс захвата электрона). Большая избыточная энергия подчас проявляется в виде большей по массе испускаемой частицы, т.е. представляет собой гелиевое ядро с двойным зарядом – с содранными электронными оболочками (He^{2+}, т.е. α-частица). Иногда ядра могут расщепляться на две почти равные части (процесс деления ядер) с выделением большей части энергии. Некоторая часть выделяемой энергии поглощается за счет "разрушения" правильной кристаллической решетки, причем ее большая доля рассеивается в виде тепловой энергии.

Ядерные символы. Ядерные свойства могут быть указаны при химических символах. Химик всегда указывает атомный номер слева внизу от символа, а массовое число – слева вверху. Но физики часто помещают массовое число справа вверху, где обычно оставляют место для заряда иона, или валентности. Так, для изотопа урана-235 с атомным номером 92 мы можем написать

$$^{235}_{92}U, \text{ или } {}_{92}U^{235}.$$

В данной книге мы следуем химической конвенции. По любой конвенции подстрочный номер часто опускается.

Уравнение распада. Ядерные реакции, в том числе и радиоактивный распад, могут быть записаны так же, как и химические реакции. Но обе части необходимо сбалансировать по атомным номерам и массовым числам. Так, для бета-распада массовое число остается тем же, а атомный номер

[1]) В этом специальном контексте буква K не имеет ничего общего с символом элемента калия. Исторически это связано с жаргоном оптических спектроскопистов.

увеличивается на единицу:

$$^{87}_{37}Rb \rightarrow ^{87}_{38}Sr + ^{0}_{-1}\beta^{-}. \qquad \text{(фиг. 33)}$$

Для позитронной эмиссии и захвата электрона атомный номер уменьшается на единицу, т.е. распад с захватом электрона приводит калий-40 к его изобару:

$$^{40}_{19}K + ^{0}_{-1}e^{-} \rightarrow ^{40}_{18}Ar. \qquad \text{(фиг. 33)}$$

Для альфа-распада массовый номер должен уменьшаться на четыре, а атомный – на два:

$$^{238}_{92}U \rightarrow ^{234}_{90}Th + ^{4}_{2}He^{2+}. \qquad \text{(фиг. 35)}$$

В любом из этих процессов распада исходный атом называют *родительским*, а продукт распада – *дочерним*.

Закон радиоактивного распада. Закон радиоактивного распада сводится к тому, что степень распада зависит только от числа присутствующих нестабильных ядер.

Математически он записывается как

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N,$$

где дифференциал в левой части представляет собой величину распада, т.е. степень изменения во времени числа N нуклидов; t – время. Знак минус поставлен потому, что N уменьшается с ходом времени. Константа пропорциональности λ известна как *постоянная распада*, которая находится в обратной зависимости от более употребительного *полупериода* (см. приложение). Полупериод представляет собой время, необходимое для распада половины исходного количества радиоактивных ядер. Менее устойчивые ядра имеют тенденцию распадаться быстрее, т.е. имеют более короткий полупериод.

График зависимости радиоактивности, или распространенности, атомов от времени легко построить, когда известен полупериод. После n полупериодов число оставшихся атомов составляет $^1/_2{}^n$ от исходного количества. После десяти полупериодов (остается 1/1024) обычно считается, что активность более не определима.

Приложение к датированию. Данные на основе изотопии вычисляются по одному из уравнений, которые выводятся из закона радиоактивного распада интегрированием (см. приложение).

В любом случае должна быть определена современная концентрация радиоактивных ядер, обозначаемая символом N в

случае уравнения радиоактивного распада или символом P для родительского элемента.

Если можно оценить начальную концентрацию N_0 около t лет назад, то уравнение возраста будет выглядеть следующим образом:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln(N_0/N).$$

Если современная концентрация как родительских, так и дочерних ядер определена, уравнение принимает вид

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln(1 - D/P).$$

В большинстве случаев датирование осуществляется по второму уравнению, так как не всегда можно определить первоначальную концентрацию родительского элемента.

Первое уравнение применяется для ограниченной группы короткоживущих ядер, которые образуются при длительном облучении атмосферы космическими лучами. Наиболее известным членом этой группы является радиоуглерод. В этом случае наблюдаемая радиоактивность используется для измерения концентрации. Таким образом, это действительно единственный радиометрический метод датирования.

В любом случае вычисленное t называется *возрастом образца*. Сложность изотопного датирования обусловлена необходимостью определения именно той стадии в истории образца, которая была датирована. Порой это совершенно ясно. Так, при датировании по радиоуглероду когда-то существовавшего объекта мы убеждаемся, что зафиксировано время его исчезновения. Для неизмененных изверженных пород это является временем кристаллизации. Такой вывод может быть справедлив и для минералов осадочных или метаморфических пород, если доказательства их образования в самой породе достаточно ясны.

Изотопные часы. При помощи радиоуглеродного метода определяется археологическое время. "Естественные" древние радиоактивности применимы для определения геологического времени, которое значительно длительнее.

Космические лучи и радиоуглерод. Радиоуглеродный возраст представляет собой время смерти организма, поскольку с этого момента радиоуглерод выводится из углеродного цикла; иными словами, любое дальнейшее пополнение углеродом-14, образуемым космическими лучами, в организме прекращается.

К счастью, первичные космические лучи никогда не достигают земной поверхности. Эти тяжелые заряженные частицы, движущиеся с очень большой скоростью во внешнем пространстве, сталкиваются с молекулами газов в верхней атмосфере и при этом расщепляются. Среди продуктов реакции присутствуют нейтроны, которые при столкновении с атомами азота образуют изотопы углерода с массой 14:

$$^{14}_{7}N + ^{1}_{0}n \rightarrow ^{14}_{6}C + ^{1}_{1}P.$$

Углерод-14, окисляясь до двуокиси углерода, вступает со всей массой углерода в его геохимический цикл. Вскоре углерод-14 достигает концентрации равновесия, при которой его количество, образуемое космическими лучами, компенсируется радиоактивным распадом. Тогда в течение того срока, пока не наложится какой-либо другой эффект (при этом мы считаем, что поток космических лучей остается постоянным), количество изотопа углерода с массой 14 должно оставаться одинаковым как 1000 лет назад, так и в настоящее время. Радиоактивность участника углеродного цикла в настоящее время должна, таким образом, служить хорошей оценкой значения N для любого времени в прошлом. Это очень важно для вычислений возраста, так как дочерний продукт ^{14}N является распространенным изотопом атмосферного азота и поэтому не может быть измерен.

Это постоянство содержания углерода-14 может быть использовано для любой стадии углеродного цикла, в том числе и по отношению к живым тканям. Но существует смерть, и количество радиоуглерода в умершем индивиде не сможет пополняться, а его радиоактивность будет исчезать по мере распада. Радиоуглерод имеет период полураспада 5730 лет. Примерно через десять периодов полураспада, т.е. примерно через 50 000 лет, мы больше не сможем наблюдать углерод-14, вследствие чего не сможем определить и возраст индивида.

Для вычисления радиоуглеродного возраста образец сжигают, образующуюся CO_2 обычно химически переводят в метан CH_4 или бензол C_6H_6, а их излучение регистрируют. Это дает N в первом уравнении возраста; N_0 получают путем повторения процедуры на аналогичном материале известного возраста. В обоих случаях регистрируемая активность является низкой и требует очень специфического оборудования.

Однако при этом возникает ряд осложнений. Во-первых, даже если интенсивность космических лучей всегда оставалась постоянной, то человечество за последние два столетия серьезно нарушило баланс. С одной стороны, сжигание громадных количеств "ископаемого" топлива – угля и нефти, которые были образованы столь давно, что радиоуглерод в них сохраниться не мог, – привело к разбавлению радиоактивности углерода в современном живом мире. С другой стороны, недавно ситуация усложнилась вследствие добавки углерода-14, образующегося при атомных взрывах. Эти эффекты затрудняют датирование только для очень молодых материалов, однако уже в текущем столетии они станут настолько угрожающими, что заставят серьезно подумать о том, какие меры предосторожности следует предпринять при использовании для сравнения стандартных материалов.

Во-вторых, радиоактивные часы должны учитывать вариации изотопных отношений, так как молекулы, содержащие разные изотопы углерода, характеризуются небольшим различием в подвижности. Поэтому углерод тканей не всегда тот же, что и в атмосферной CO_2. Другие отклонения могут быть обусловлены техникой обработки образца в лаборатории. Все эти затруднения можно исключить. Основные ограничения этого метода, однако, связаны с наличием других активностей, индуцируемых космическими лучами, и относятся к малым периодам полураспада. Радиоуглеродный возраст характеризует настолько непродолжительный период в истории Земли, что не может иметь существенного значения для геологов. Но он представляет большой интерес для археологов, лиц, изучающих процесс образования современных почв, а также для историков.

Древняя "естественная" радиоактивность. Радиоактивность, используемая для определения геологического времени, обусловлена изотопами со значительно большим периодом полураспада, чем у радиоуглероде.

Предполагается, что эти изотопы образовались при большом взрыве до образования Земли, возможно около 10^{10} лет назад (табл. 4). Чаще всего применяются (табл. 3) те изотопы, период полураспада которых лежит в пределах $10^8 - 10^{11}$ лет. Ядра с периодом полураспада вне этих пределов не очень помогают при датировании, так как их оказывается недостаточно для точных определений родительского или дочернего элемента.

Таблица 3

Основные процессы распада, применяемые при изотопном датировании

Процесс распада	Определяемые количества	Сокращенные названия	Избираемые образцы, комментарий
$^{87}Rb \rightarrow {}^{87}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$; $^{87}Rb/^{86}Sr$	Rb-Sr (минералы или по изохроне)	Порода в целом (главным образом кислого или среднего состава). Мусковит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит для любого типа пород
$^{187}Re \rightarrow {}^{187}Os$	$^{187}Os/^{187}Re$	Re-Os	Ограниченно применим. Молибденит и некоторые другие сульфиды; возможно, некоторые ультраосновные породы, метеориты
$^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar$	$^{40}Ar/^{40}K$	K-Ar	Отобранные целые образцы (основного состава). Биотит, мусковит, плагиоклаз, очень многие типы калиевых полевых шпатов, роговая обманка, иногда авгит из некоторых типов пород
$^{40}K \rightarrow {}^{40}Ca$	$^{40}Ca/^{40}K$	K-Ca	Очень древние минералы с необычно высоким содержанием калия
$^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb + 8\,{}^{4}He$ $^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb + 7\,{}^{4}He$ $^{232}Th \rightarrow {}^{208}Pb + 6\,{}^{4}He$	1. $^{206}Pb^{*}/^{238}U$	6/8, U-Pb	1–7. Богатые U и Th минералы, в основном циркон, сфен, монацит, возможно, уранинит
	2. $^{207}Pb^{*}/^{235}U$	7/5, U-Pb	
	3. 1 и 2 совместно	U–конкордия	Во всех случаях установленный свинец является радиогенным компонентом с момента образования образца, исправленным на содержание исходного компонента
	4. $^{208}Pb^{*}/^{232}Th$	8/2, Th-Pb	
	5. 1 и 4 совместно	Th –конкордия	
	6. $^{207}Pb^{*}/^{206}Pb^{*}$	7/6, Pb-Pb	
	7. 1,2,4 и 6 совместно	"Свинцовый метод"	7. Название применяется только в старых работах
	8. $^{206}Pb/^{204}Pb$; $^{238}U/^{204}Pb$	Pb–206, изохрона	8–10. Обычно строятся вместе. Разрабатываются новые методы. Применяются при изучении свежих невыветрелых образцов. Поправка на суммарный свинец не вводится
	9. $^{207}Pb/^{204}Pb$; $^{235}U/^{204}Pb$	Pb –207, изохрона	
	10. $^{208}Pb/^{204}Pb$; $^{232}Th/^{204}Pb$	Pb –208 или Th-Pb, изохрона	
	11. Pb/U; Th только путем химического анализа	"Химический возраст"	Применялся недолго, не очень точный
	12. Pb анализируется химически, счет α–частиц	Pb-α- (альфа-свинцовый)	Используется мало; по результатам сравним с № 11

Продолжение табл. 3.

Процесс распада	Определяемые количества	Сокращенные названия	Избираемые образцы, комментарий
	13. He/U, Th	Гелиевый метод	Очень ограниченное применение, возможен при изучении магнетита, кораллов, железных метеоритов
	14. Разрушение кристаллической решетки α-частицами	а. Плеохроичные ореолы б. Термолюминесценция	Биотит Кальцит
	15. Изотопный состав "исходного свинца или же "обычного" свинца, присутствовавшего в момент образования образца	"Модельный свинцовый возраст"	Некоторые рудные свинцы, некоторые исходные свинцы. Значения возраста очень приблизительны. Основное применение – в геохимии изотопов
$^{238}U \rightarrow$ два осколка с сопоставимыми массами	Микроскопический подсчет разрушений решетки после выщелачивания	Треки деления	Многие минералы. Процесс называется естественным, или спонтанным, делением

Первыми изотопами, которые были использованы для датирования, были изотопы урана и торий (табл. 3, № 11,13). Поскольку все три ядра встречаются вместе, а стабильными конечными продуктами распада каждого является изотоп свинца, то они обычно рассматриваются вместе; это так называемый "свинцовый метод", или U-Pb-Th- часы. Несколько лет назад их заменили более популярными ^{40}K- и ^{87}Rb-часами. Все три "системы" употребляются гораздо чаще по сравнению с распадом ^{187}Re в ^{187}Os, поскольку рений и осмий представляют собой относительно редкие элементы; к тому же с ними труднее работать. Но все же и с ними было выполнено некоторое количество определений, так как рений присутствует в метеоритах и сульфидных минералах, которые не могли быть датированы другим способом.

С помощью этих трех основных систем возраст может быть получен по современному отношению дочернего элемента к родительскому (D/P). Это отношение будет соответствовать действительному возрасту только в том случае, если значение D точно отвечает дочернему ядру, образовавшемуся в образце (радиогенная компонента) за счет определяемого количества родительских ядер.

Именно в силу этого обстоятельства каждые часы необходимо рассматривать независимо. Могут они или не могут быть приложимы к особым образцам, решают на основании геохимических соотношений дочерних и родительских элементов. Идеальным образцом является тот, который включает родительский элемент при кристаллизации и исключает дочерний, но затем может удерживать любое количество дочернего, образующегося в результате радиоактивного распада. Если не происходит первоначального разделения, то тогда трудно отличить радиогенную компоненту от аналогичных изотопов, присутствовавших изначально. В подобном случае необходимо научиться различать их и учитывать случайную контаминацию. Иногда возраст вообще не может быть установлен.

Существенную роль играет и легкость анализа. Именно в связи с этим Rb- и K-часы завоевывают первенство по сравнению с U- Th-системой. Анализы на U, Th и Pb все еще медленны и трудны, и достаточно часто мешает контаминация.

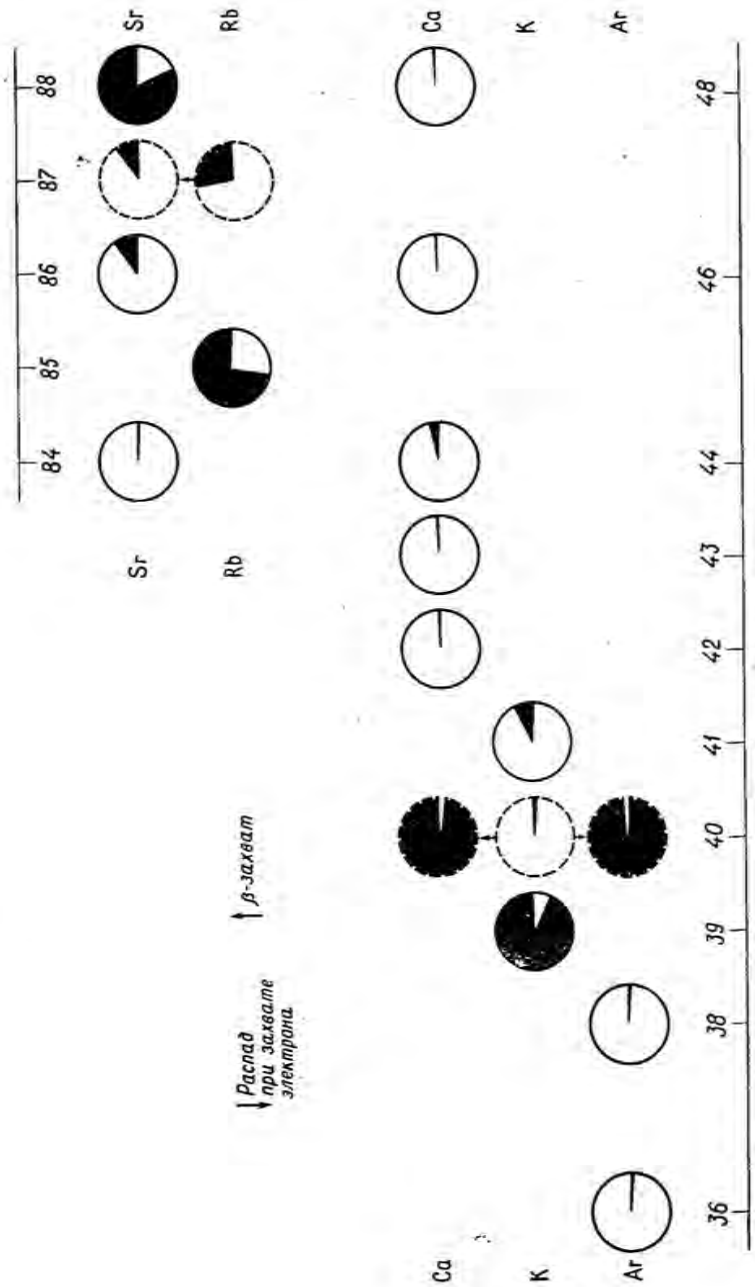
Рубидий-стронциевый метод ($^{87}Rb \rightarrow {}^{87}Sr$). Геохимические и изотопные данные. Рубидий и стронций редко встречаются в концентрациях, значительно превышающих несколько сотых частей на миллион, но они тем не менее при-

сутствуют в большинстве пород. Наблюдается геохимическое разделение рубидия и стронция. Rb имеет тенденцию концентрироваться в более кислых породах, а Sr – в более основных. Слюды содержат очень мало стронция, но все же его достаточно для определений.

Изотопные взаимоотношения для этих наиболее важных часов показаны на фиг. 33, ядерные отношения при распаде см. на стр. 65. Более 1/4 (27,85 ат.%) природного рубидия является радиоактивным изотопом–87. Действительное значение полупериода, вероятно, близко к $4{,}9 \cdot 10^{10}$ лет, хотя остается некоторая неопределенность в отношении точности измерения этой величины. Дочернее ядро – стронций–87 содержится в количестве до 7 ат.% среди остальных четырех стабильных изотопов этого элемента. Его отношение к неизменному изотопу–86 называется *стронциевым отношением*. Отношение колеблется обычно от 0,7 до 1,0 в зависимости от содержания относительных количеств Rb и Sr в окружающей среде и времени, необходимого для накопления радиогенного стронция.

Возраст минералов. Самый простой, но в настоящее время не столь распространенный метод вычисления Rb-Sr-возраста заключается в определении $^{87}Rb/^{87}Sr$–отношения для выделенных минералов, например слюд, характеризующихся очень низким содержанием стронция. Многие из этих возрастов совпадают с геологическими данными, но некоторые не соответствуют им. Предложены два объяснения: 1) подвижность стронция уже после формирования породы, возможно, после ее повторного нагрева; 2) первоначальное присутствие некоторого количества стронция–87.

Первое предположение может быть подтверждено определениями по ряду минералов с одинаковым относительным возрастом. Поскольку максимальная температура удержания стронция должна быть различной для разных минералов, то частичная потеря Sr при повторном умеренном нагревании должна происходить при различном "возрасте" каждого минерала. Если все минералы дают один и тот же возраст, то его следует принять в качестве возраста породы. Этот принцип принят в большинстве K-Ar-датировок. Поправку на некоторое количество изначально присутствующего стронция–87 лучше всего производить при помощи изохронного уравнения (см. приложение). Определяемыми количествами являются отношения $^{87}Sr/^{87}Rb$, которые пропорциональны общему



Фиг. 33. Относительные содержания изотопов и схемы распада элементов K, Ar и Ca; Rb и Sr.

отношению обоих элементов в образце и определяемому стронциевому отношению образца $R_p = {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$. Тогда единственным требованием будет выбор значения изотопного состава первоначально присутствующего стронция во время образования образца R_i. Возраст вычисляется по формуле

$$e^{\lambda t} - 1 = ({}^{86}Sr/{}^{87}Rb)\cdot(R_p - R_i).$$

Были использованы два пути для определения значения R_i. По другим определениям мы знаем, что стронциевое отношение для молодых основных пород равно около 0,703, а для морской воды оно близко к 0,710. Имея это в виду, геолог должен направить свои исследования таким образом, чтобы оценить наиболее приемлемое значение R_i. Альтернативное стронциевое отношение определялось по ассоциирующим минералам с очень низким содержанием Rb, для которого добавка радиогенного Sr была бы несущественной. Для этой цели были использованы плагиоклаз, эпидот и апатит (последние два являются минералами-примесями, богатыми кальцием).

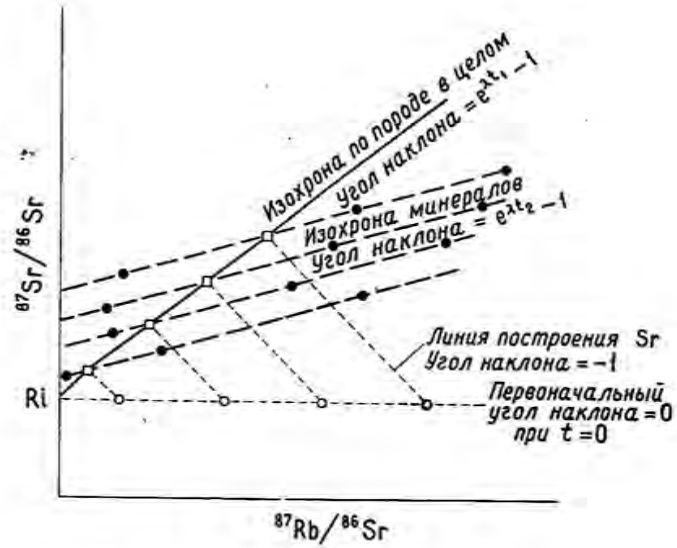
Изохронные диаграммы. При применении значительно более точного изохронного метода возраст получают по углу наклона прямой, проведенной на основании результатов, полученных для группы образцов.

Если уравнение изохроны написать в виде

$$R_p = (e^{\lambda t} - 1)\cdot\frac{{}^{87}Rb}{{}^{86}Sr} + R_i,$$

то мы увидим, что это линейное уравнение с координатами X и Y ${}^{87}Rb/{}^{86}Sr$ и R_p, градиентом ($e^{\lambda t} - 1$) и пересечением ординаты R_i.

Можно выделить два случая. В первом событий не происходило вплоть до образования пород. Представим магму, настолько хорошо перемешанную, что весь стронций имеет один и тот же изотопный состав. Это положение не изменится и при затвердевании во время t_1, но могут возникнуть изменения в отношении Rb к Sr. Это нам выгодно. Если образцы были проанализированы сразу же, еще до того как успел образоваться радиогенный ${}^{87}Sr$, то они должны разместиться вдоль горизонтальной пунктирной линии фиг. 34. Она пересекает ординату при R_i – первоначальном стронциевом отношении. Поскольку распад ${}^{87}Rb$ продолжается, то каждая экспериментальная точка должна двигаться вверх и налево



Фиг. 34. Изохронная диаграмма.

Показаны: а) изохрона по породе в целом (сплошная линия) с углом наклона ($e^{\lambda t_1} - 1$). Каждый используемый образец наносили, исходя из первоначально горизонтального распределения вдоль линии наклона −1 (штриховые линии). Угол наклона изохроны не испытал воздействия более поздних локальных перераспределений в условиях "закрытой системы"; б) изохроны минералов для каждого образца, отражающие перераспределение во время t_2. Каждый образец по породе в целом и составляющие его минералы определяют одно из семейств параллельных (ломаных) линий с наклоном ($e^{\lambda t_2} - 1$).

до линии наклона −1; один ${}^{87}Sr$ добавляется вместо каждого исчезающего ${}^{87}Rb$. Изучаемые ныне, спустя t_1 лет, образцы удовлетворяют сплошной линии с углом наклона ($e^{\lambda t_1} - 1$), которая также пересекает ординату у R_i. Это должно происходить для любого образца: будь то минерал или измельченная порода, при условии, что после t_1 никаких событий не произошло.

Второй случай учитывает второе событие – повторное нагревание t_2 лет назад. Это вызывает полное перераспределение стронция между всеми минеральными компонентами каждого образца. Когда это происходило, то лишь за счет диффузии в твердом состоянии Sr не мог очень далеко мигрировать. Та-

ким образом, общий баланс Rb – Sr в образце породы, который может достигать около 10 см в поперечнике, должен неправдоподобно нарушаться. Порода в целом все еще будет определять t_1 исходной изохроны. Однако минеральные компоненты каждого образца будут начинать все сначала с новым Sr –отношением, заново начиная новую изохрону. Теперь, t_2 лет спустя, должно быть две серии изохрон: в дополнение к первоначальной изохроне t_1, , все еще устанавливаемой по породе в целом, каждый образец с его отдельными минералами должен определять одну из семейства параллельных минеральных изохрон, каждую с углом наклона $(e^{\lambda t_2} - 1)$, но с различными начальными отношениями t_2, отражающими разные исходные значения Rb/Sr в каждом образце породы в целом с момента времени t_1.

В этом состоит преимущество Rb-Sr- изохронного метода. Он может выявлять как исходный возраст, так и время последующих событий. Метод был разработан Л.О.Николайсеном из Южной Африки и двумя австралийцами – У.Компстоном и П.М.Джеффери.

Геохимия изотопов стронция. Первоначальное стронциевое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ может помочь в установлении происхождения магмы и отношения рубидия к стронцию в исходных породах.

Изохронный метод, помимо того что он дает лучшую оценку возраста, позволяет получить точное значение первоначального стронциевого отношения в магме. Это может дать сведения о материале, из которого возникла магма, так как после плавления и последующей кристаллизации происходит такое перераспределение как Rb, так и Sr, что ранее существовавшая изохрона должна полностью стираться. Если в предшествующих породах отношение Rb/Sr было высоким и оставалось таким в течение продолжительного времени, тогда и первоначальное отношение в магме тоже было высоким.

Установлено, что основные породы в общем характеризуются самым низким отношением; для молодых базальтов оно составляет 0,703. В более древних породах оно даже меньше. Для значительно более древнего лунного материала (Море Спокойствия) и некоторых метеоритов, которые почти все имеют возраст $4 \cdot 10^9$ лет, отношение близко к 0,699. Разница мала, но экспериментально определима. Так как считается, что основные породы произошли из мантии Земли, то полагают, что это низкое значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ –отношения характерно исключительно для мантии. Изменение его величины с ходом времени свидетельствует о том, что на глубине должно быть в 50 раз больше стронция, чем рубидия.

В кислых породах первоначальное отношение колеблется. Первично высокое отношение служит доказательством происхождения магмы из пород коры, где относительное содержание рубидия выше, чем в мантии. Можно даже попытаться отождествить по возрасту и по Rb/Sr –отношению близкие осадки, которые можно было бы принять за родоначальные породы. Низкое исходное отношение для кислых пород еще не доказывает их мантийное происхождение. Кора неоднородна, и не следует отрицать возможность наличия участков с низким содержанием рубидия.

Калий – аргон (калий – кальций). $^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar$ (и ^{40}Ca). Калий–аргоновое датирование может быть применено для широкого круга пород и возрастов; калий–кальциевое датирование редко может быть использовано.

Радиоактивный изотоп калия ^{40}K распадается двумя путями; этот процесс известен как разветвление распада (см. приложение). На каждые 100 распадающихся атомов 89 излучают электроны с образованием ^{40}Ca, а остальные 11 распадаются путем электронного захвата в ^{40}Ar. Общепринятая константа распада $\lambda_\beta = 4{,}91 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$, $\lambda_e = 0{,}575 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$. При сопоставлении (см.приложение) получаем суммарный полупериод ^{40}K $1{,}31 \cdot 10^9$ лет.

Таким образом, уже истекло 3,5 полупериода с момента "зарождения" Солнечной системы, т.е. немногим более $4{,}6 \cdot 10^9$ лет. За это время более 93% этого изотопа распалось, так что теперь количество его равно только 0,0118 ат.% от содержания природного калия. Поскольку калий входит в число 12 наиболее распространенных элементов Земли и в число 16 наиболее распространенных элементов солнечной атмосферы, то раньше Земля должна была получать тепловую энергию главным образом за счет радиоактивного распада калия.

Большая геохимическая распространенность калия также важна для датирования. В большинстве породообразующих минералов содержание калия достаточно для его определения. Однако кальция все же всегда больше. Он входит в число семи наиболее распространенных элементов Земли и распространен более чем в 3,9 раза по сравнению с калием. Кроме того, дочерний ^{40}Ca является главным природным изотопом (фиг. 33), так как остальные пять составляют всего 3 ат.%. Сле-

довательно, более обычное К–Са–ответвление может использоваться для датирования редких очень древних минералов с необычно малым содержанием первичного кальция и высоким содержанием калия.

Однако аргон все же очень полезен. Его распространенность в Земле низка. Его молекулы представляют собой моноатомный газ и малы по размеру, вследствие чего он может теряться в атмосферу уже при небольших нарушениях кристаллической решетки. Таким образом, геохимическое сопоставление К и Ar весьма благоприятно, хотя ^{40}Ar является основным компонентом аргона воздуха (99,6 ат.%). И все же его очень малые содержания вполне определимы.

Поэтому К–Ar –датирование является наиболее гибким по сравнению со всеми остальными изотопными часами. Единственная трудность – найти такую породу, которая не подвергалась бы более поздним изменениям. Были зарегистрированы возрасты более древние, чем $2 \cdot 10^9$ лет. Для более молодых пород ограничения налагаются контаминацией, абсорбированным или избыточным аргоном. Масс–спектрометр может зарегистрировать малые количества аргона, и даты, достигающие десятков тысяч лет, кажутся вполне реальными. В настоящее время можно сопоставить даты одних и тех же событий, определенных по К–Ar , радиоуглероду и по неравновесности в урановом ряду.

Главной проблемой является выделение подходящих образцов минералов в чистом виде. Многие породообразующие минералы вполне пригодны для измерения возраста, но, поскольку калиевые полевые шпаты теряют аргон, образцы пород, содержащие эти минералы, могут давать ошибочные результаты. Однако во многих основных породах минералы, содержащие заметные количества калия, отличаются хорошей способностью удерживать аргон. Это хорошо, так как эти породы часто очень мелкозернисты, а минералы так прорастают друг друга, что их чистые концентраты выделить невозможно. Заранее не так просто сказать, какой образец должен точнее датировать событие. Следовательно, при первой же возможности мы должны датировать более чем один минерал или серии образцов из одного обнажения. Единичное определение по единственному образцу может только ввести в заблуждение.

Изохронный способ в принципе тоже может быть использован. Но практически в этом нет необходимости. Некоторые ученые проводят дальнейшее изучение, но более или менее

равные доли участия избыточного аргона и воздушной контаминации, особенно для молодых пород, делают интерпретацию этих результатов затруднительной.

Уран – торий – свинец. $^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb + 8\,{}^{4}He$; $^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb + 7\,{}^{4}He$; $^{232}Th \rightarrow {}^{208}Pb + 6\,{}^{4}He$.

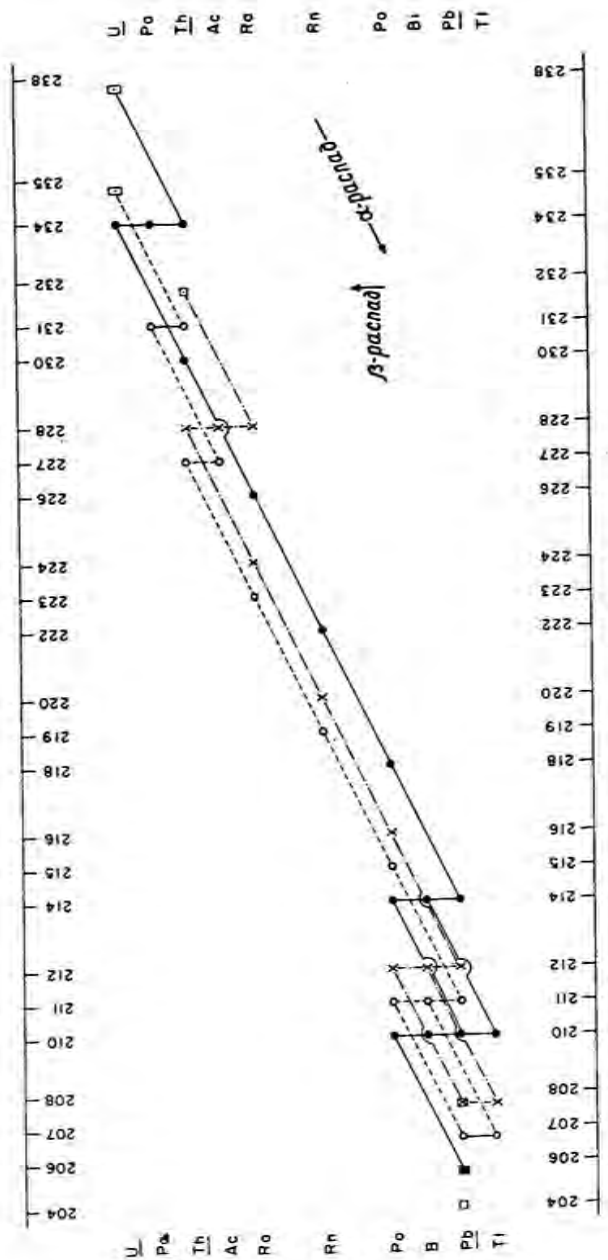
Распад урана и тория на свинец плюс гелий может быть использован для датирования.

Тяжелые элементы (фиг. 35) присутствуют в низких концентрациях почти во всех породах. Они все радиоактивны и связаны друг с другом в длинные радиоактивные цепочки последовательными ступенями распада при испускании альфа–, а также бета–частиц. В природе известны три такие цепочки. Две, начинающиеся с урана, неизбежно встречаются вместе; часто также присутствует и ториевая цепочка. Все вместе составляют десять элементов, отвечающих 41 ядру, но только три практически не распадаются. Не более девяти могут быть выделены в весомых количествах. Это была сложная и трудная проблема для ученых.

При датировании общие принципы остаются те же, что и для Rb–Sr –метода: проанализировать можно как отдельный минерал, так и породу в целом, отдельно или в серии, используя изохронный принцип. Теперь, следовательно, мы располагаем тремя процессами распада, или тремя взаимодополняющими изохронными диаграммами. Многочисленные цепочки распада приводят только к усложнению, так как чем больше разнообразие элементов, тем больше шансов потерять материал и тем самым нарушить отношение D/P. Общая постоянная распада каждой цепочки соответствует ядерному члену с наибольшим полупериодом распада: $4{,}47 \cdot 10^9$ для ^{238}U; , $7{,}04 \cdot 10^8$ для ^{235}U; ; $1{,}40 \cdot 10^{10}$ для ^{232}Th.

Несовпадение с другими методами датирования обусловлено двумя обстоятельствами: постоянством отношения для двух главных урановых изотопов и эмиссией альфа–частиц. Некоторые методы датирования указаны в табл. 3.

Датирование по свинцово–свинцовому методу. По свинцово–свинцовому методу датирования возраст вычисляется только по отношению одних изотопов свинца. Еще никто не доказал непостоянство отношения $^{238}U/^{235}U$ в природе, которое равняется 137,8 для всех земных образцов, метеоритов и лунных образцов. Таким образом, изотопный состав радиогенного свинца, накопленного ураном, может быть использован для вычисления возраста. Определение содержа–



Фиг. 35. Три радиоактивные цепочки: $^{238}U \to {}^{206}Pb + 8\,^{4}He$; $^{235}U \to {}^{207}Pb + 7\,^{4}He$; $^{232}Th \to {}^{208}Pb + 6\,^{4}He$.

ний для этого не требуется. Но получаемое на масс-спектрометре отношение $^{207}U/^{206}Pb$ необходимо исправить на контаминацию свинцом другого происхождения. Тогда на основании отношений двух соответствующих уравнений возраста получаем третье уравнение:

$$\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*} = \frac{1}{137,8} \cdot \frac{e^{\lambda_5 t} - 1}{e^{\lambda_8 t} - 1} .$$

Звездочкой показана "радиогенная компонента", λ_5 и λ_8 – константы распада урана-235 и урана-238 соответственно.

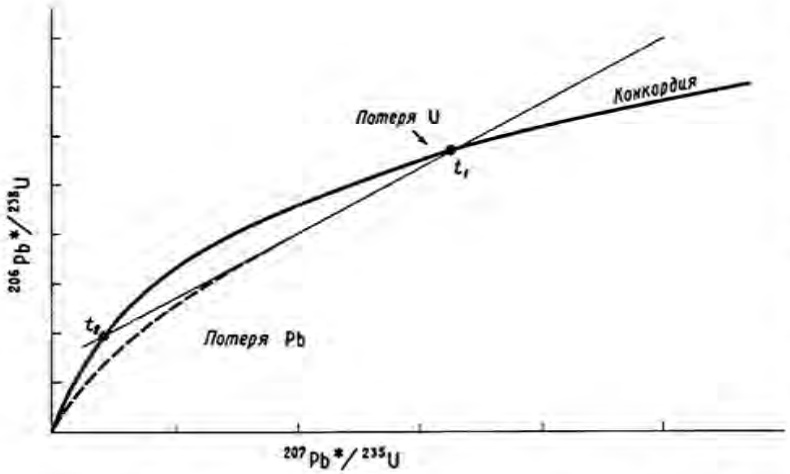
Потеря свинца; кривая конкордии. Что же делать, если возрасты не совпадают? В U-Th-Pb-системе четыре отношения, перечисленные в табл. 3 (№ 1, 2, 4, 6), должны давать один и тот же возраст, если не произошло никаких нарушений. Если этого нет, тогда среди отношений, связанных с ураном, можно выделить две группы: 6/8 < 7/5 < 7/6 или 6/8 > 7/5 > 7/6.

В каждом случае 7/6, или свинцово-свинцовый возраст, близок к действительному. Первая группа соотношений связана с потерей свинца (или добавкой урана), вторая – с потерей урана (или добавкой свинца). Отклонение от действительного возраста может быть достаточно большим.

На фиг. 36 графически показано, как эти "расходящиеся" (несовпадающие) значения все же можно использовать. Это зависит в свою очередь от постоянства отношений урановых изотопов. С двумя Pb*/U -отношениями (но не возрастами) в качестве осей координат образцы, дающие совпадающие значения возраста, должны попадать на кривую линию времени, называемую *конкордией*. Молодые по возрасту образцы располагаются вблизи исходной точки.

Цирконовые концентраты обычно показывают первое дискордантное отношение. Некоторые образцы такого возраста, но отличающиеся количествами потерянного свинца, располагаются ниже конкордии на линии, которая экстраполируется выше до пересечения с конкордией в точке истинного возраста. Были установлены два простых типа дискордантных изохрон.

Если потеря имела место во время определенного эпизода, изохрона является прямой, пересекающей конкордию в точке, отвечающей этому более позднему эпизоду. Эта вторая точка должна (а так оно в действительности иногда и бывает) сов-



Ф и г. 36. "Кривая конкордии", показывающая типичную "несовпадающую изохрону" для двух определенных моделей потерь.

Сплошная прямая для случая эпизодической потери; два пересечения при t_1 (начальный возраст) и t_2 (время эпизодической потери). Пунктирная кривая – диффузионная модель потерь; пересекает конкордию при t_1, но встречается с ней снова в начальной точке (настоящее время). Звездочки у символов свинца означают, что диаграмма относится к радиогенной компоненте свинца после внесения поправки на примесь "обыкновенной" компоненты.

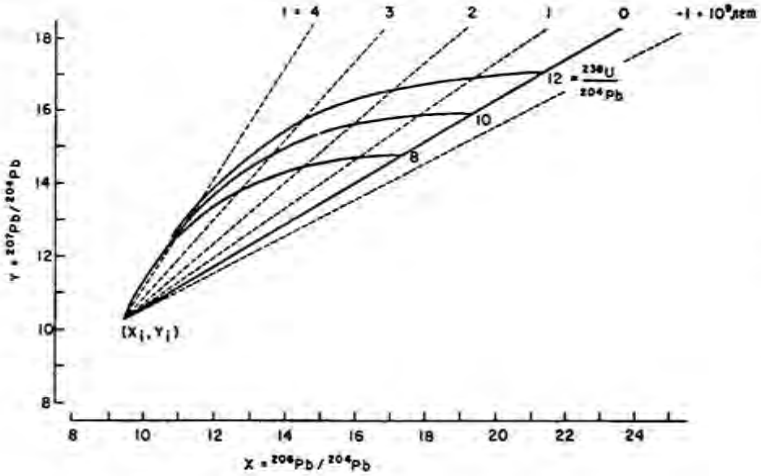
падать с данными по другим изотопным часам. Если это не так, то тогда возможна другая интерпретация. При этом можно предположить, что второго эпизода вообще не было, но что свинец с таким трудом входит в кристаллическую решетку циркона, что даже умеренный нагрев, осуществляемый сразу же в течение продолжительного промежутка времени, может вызвать частичную диффузию непосредственно после образования циркона. Изохрона диффузионной потери представляет собой пунктирную кривую на фиг. 36, пересекающую конкордию только в точке начального времени. Результаты, удовлетворяющие обеим интерпретациям, уже были рассмотрены.

Модельный свинцовый возраст. Геохимия изотопов свинца позволяет получить некоторые сведения о происхождении пород. Так же как в случае со стронцием, исходное отношение изотопов свинца для пород зависит от вариаций U/Th-

отношения и возраста. Таким образом, свинец может быть использован для получения информации о мантии Земли и других возможных источниках магмы. Возрастную зависимость отчетливее всего проявляют свинцы, находимые в главных рудных телах. Если нанести данные на график зависимости $^{207}Pb/^{204}Pb$ от $^{206}Pb/^{204}Pb$, то для многих таких образцов они укладываются на простую кривую, описываемую двумя последовательными уравнениями, по одному для каждого из двух отношений, по форме сходными с уравнением изохроны (см.приложение). Они связаны друг с другом постоянством отношений изотопов урана. В каждом из этих уравнений присутствуют два определителя $e^{\lambda t}$, соответствующие началу t_i и концу t периода добавления радиогенного свинца к его основной массе, из которой образовался рудный свинец; при этом оба свинца определенное время существовали в прошлом.

В наиболее простой и популярной форме эти уравнения позволяют объяснить происхождение всех свинцовых рудных тел с помощью простой модели, в соответствии с которой образец во время t был изолирован от окружающей среды, в которой U/Pb –отношение оставалось постоянным вплоть до начального времени t_i. На фиг. 37 показаны три возможные кривые накопления, предусматриваемые этой моделью; каждая из кривых описывает накопление свинца в изолированном источнике с другим, но постоянным отношением U/Pb. Секущие прямые линии называются *первичными изохронами*. Они описываются уравнением, похожим по форме на уравнение "свинец – свинец" предыдущего раздела, но снова с двумя определителями $e^{\lambda t}$ в каждом числителе и знаменателе. Тогда t можно вычислить по масс-спектральным данным при условии, что t_i известно.

Модельный возраст t, вычисленный таким способом, имеет смысл только в том случае, если модель в какой-то мере отвечает действительности. Много было написано о том, что t_i составляет около $4{,}6 \cdot 10^9$ лет, и точка на кривой накопления рудного свинца близка изотопному составу свинца, который обнаружен в железных метеоритах (так называемый "возраст Земли"). Однако мы уже кое-что знаем об отдельных рудных месторождениях, и эти модельные возрасты часто оказываются чересчур молодыми. Из этого следует, что действительная ситуация сложнее, чем эта простая модель. Соответствующего нового объяснения процесса накопления изотопов свинца пока еще нет.



Ф и г. 37. Простая одностадийная модель образования свинца.

Кривые являются кривыми накопления; каждая описывает развитие изотопного состава свинца во времени в гипотетической среде с неизменным $\mu = {}^{238}U/{}^{204}Pb$. *Прямые линии – изохроны, описывающие для любого* t *(модельный возраст) ряд возможных свинцов, каждый из которых накапливался при различных значениях* μ *среды, остававшейся неизменной с момента исходного* t_i. *Обыкновенное происхождение как кривых накопления, так и изохрон доказывается единым значением изотопного состава всех свинцов при "возрасте Земли"* t_i .

Особые свойства альфа-частиц; альфа-свинцовый и U-He-возрасты, плеохроичные ореолы и термолюминесценция. Заряженные атомы гелия могут быть захвачены кристаллической решеткой, которую они разрушают до того, как они попадают на место. Их число и степень общего разрушения зависят от времени и концентрации U и Th . Это, во-первых, означает, что в уравнение возраста вместо P можно подставить общее число альфа-частиц. В комбинации с общей концентрацией свинца это приводит к Pb-α (альфа-свинцовому)-возрасту, эквивалентному старому, "домасс-спектральному, химическому" возрасту (табл. 3, № 11,12).

Захваченный гелий (на основании определения *D*) был использован при самых первых определениях изотопного возраста, выполненных Резерфордом в 1905 г. В своей лекции, прочитанной в Йельском университете, он указал на химическую идентификацию альфа-частиц. Однако для гелиевого метода оказались пригодными очень немногие минералы. Гелий обладает самыми маленькими молекулами, и поэтому он даже подвижнее аргона. Одним из немногих минералов, способных его удерживать, оказался магнетит. Кальцит кораллов может оказаться и не таким. Трек нарушений иногда можно просто увидеть. Под микроскопом вокруг небольших включений в зернах биотита часто наблюдаются так называемые плеохроичные ореолы. Их максимальный диаметр соответствует максимальной энергии эмиссии альфа-частиц, т.е. полонию-214. В результате тщательных измерений было установлено, что плеохроичные ореолы соответствуют более мягким лучам остальных членов ряда распада. Степень затемнения таких ореолов когда-то рассматривалась как полезное дополнительное указание при датировании пород. В кальците скрытая энергия, оставшаяся в кристаллической решетке, может выделяться при нагревании в виде люминесцентной вспышки. Отношение интенсивности люминесценции к содержанию урана пропорционально возрасту.

Неравновесность в урановом ряду. Степень отклонения от равновесности в ряду распада можно использовать для датирования некоторых материалов моложе 20 000 лет. Некоторые геохимические процессы могут нарушать равновесие в ряду распада таким образом, что методы, суммированные в табл. 3, не дадут правильного возраста. Это резкое нарушение равновесия может быть использовано для датирования. Существует довольно много путей его осуществления. Все они базируются на наблюдении, в соответствии с которыми торий и протактиний ($_{91}Pa$) нерастворимы в природных водах, в то время как уран проявляет такую тенденцию. Таким образом, Th и Pa концентрируются в основном в обломочной фракции осадков, а уран – в минералах, которые образуются in situ (аутигенная фракция). В глубоководных океанических отложениях некоторое количество присутствующих Th или Pa осаждалось в качестве новых дочерних продуктов, образующихся в чистом виде из растворенного урана. Данные, базирующиеся на такого рода наблюдениях, были удачно использованы для определения возраста океанических и озерных отложений, а также кораллов. В тех случаях, когда был возможен перекрестный контроль, его результаты в общем совпадают с K-Ar- и радиоуглеродными данными.

Спонтанное деление. Породу можно датировать путем счета отдельных треков нарушений осколков отдачи, образующихся в процессе деления. Процесс деления отличается от альфа-распада. Здесь частицы имеют бо́льшие размеры и переносят значительно большую энергию, т.е. вызывают более значительные разрушения по сравнению с альфа-частицами. Образующиеся треки деления можно сделать видимыми (проявить) путем обработки поверхности минерала соответствующим растворителем (вышелачивание). При этом разрушенные участки растворяются быстрее, чем неразрушенные. Под микроскопом получают количественные данные и определяют D в уравнении возраста.

Большинство треков образуется при спонтанном делении урана-238. Этот процесс отличается от процесса, который требует предварительного поглощения нейтронов до использования "ядерной силы и оружия". Полупериод распада близок к 10^{16} лет, из чего следует, что почти каждый атом урана из 1 млн.атомов избирает именно этот путь, чтобы достигнуть устойчивости. Добавка урана-235 может не приниматься во внимание, поскольку он присутствует в количестве менее 1% от всего урана, а скорость его спонтанного деления и того меньше. P для уравнения возраста получается подстановкой числа делений урана-235 нейтронами в ядерном реакторе. Вновь образованные треки протравливают и подсчитывают.

Метод скучен и утомителен для глаз, но может быть применен для датирования таких материалов, которые датировать другим способом нельзя. Кроме того, с его помощью можно определить истинный характер распределения урана в породах.

Чтение часов. Отношение D/P в уравнении возраста является атомным (или молярным) отношением. Химические анализы дают весовые отношения, например граммов K (или K_2O) на 100 г образца (проценты) или микрограммов Rb на 1 г образца (части на миллион, ppm). (Способ перевода см. в приложении.) Вот почему для датирования так необходим масс-спектрометр: мы должны знать изотопные отношения для любых элементов, как и их концентрации. Изотопы родительских элементов находятся в одинаковых отношениях в любых образцах. Но дочерние элементы в изотопном отношении непостоянны, так как отношения родительских и дочерних элементов различны в разных образцах. Поэтому отношения дочерних элементов надо всегда определять.

Прежде чем продолжить обсуждение обычных методов анализа, зададимся вопросом, который всегда возникает при

эксперименте: насколько можно доверять определениям? В нашем случае это вопрос о сборе образцов и о том, как они изучаются до анализов.

Точность и воспроизводимость. Точность – это степень близости к неизвестному истинному ответу, а воспроизводимость – это мера, определяющая, насколько хорошо можно повторить результаты. Эти термины неоднократно употребляются в настоящем разделе; статистики их используют для обозначения хорошо определяемых математических количеств. Воспроизводимость легче оценивается при повторном определении, что позволяет установить, насколько точно может быть воспроизведен первый результат. Большинство лимитов ("плюс или минус"), приводимых для экспериментальных данных, было получено именно таким путем. Труднее оценить точность. Она включает систематические отклонения, которые вводит оператор. Мы можем высказать по этому поводу некоторые соображения, если будем проводить определения одних и тех же количеств (например, концентрации) двумя, по существу независимыми, методами или же осуществлять на одном и том же образце серию анализов в различных лабораториях. Тогда нередко выявляется, что установленные в результате наиболее тщательно выполненных анализов пределы точности совпадают с пределами воспроизводимости, что и должно быть. Это свидетельствует о том, что систематические отклонения у хорошего аналитика не могут быть большими.

Если анализы на калий дают значения, ненамного отклоняющиеся от величины 5,00 ± 0,05%, то мы говорим, что это указывает на 1% ошибки. Если второй результат отличается на 1%, например результаты равнялись соответственно 5 и 6%, то среднее составит 5,5 ± 0,5% (9% ошибки). 2% ошибки при возрасте 500 млн.лет составляют ± 10 млн.лет. Эта цифра кажется огромной, но, однако, она не более значима (относительно), чем ошибка в один год при выяснении возраста пятидесятилетнего друга.

Подбор образцов и выделение минералов. После того как датирование произведено, внимание сосредоточивается на действительном времени образования. Так, наилучший образец – это свежая неизмененная порода. Он не должен носить следов выветривания и никаких заметных следов более поздних изменений – будь то механические деформации при сбросообразовании или перекристаллизация, вызванная более поздним нагревом.

Образцы отбирают в коренных обнажениях, откалывают от скал или крупных валунов. Еще лучше изучать керн и образцы из подземных выработок. В большинстве случаев приходится довольствоваться мускульной силой и молотком. Образцы следует повторно изучить еще раз, когда они доставлены в лабораторию. Те из них, которые не удовлетворяют стандартным требованиям, отбрасывают.

Отобранную породу затем подготавливают к анализу. Для анализа мы можем выбрать или представительную часть пробы, или концентрат какого-либо минерала. Далее породу измельчают: на очень мелкие зерна – для химического разложения, на более крупные, если мы хотим свести к минимуму адсорбцию аргона, или же до размеров зерен минералов, если их надо выделить.

Концентраты минералов получают за счет разницы в целом ряде физических свойств. Хрупкие минералы дробятся более легко и дают более тонкую фракцию; плоские таблички биотита дробятся с большим трудом, чем зерна полевого шпата; минералы, богатые железом, извлекаются с помощью магнита; различие в плотности приводит к всплыванию более легких минералов, таких, как полевые шпаты (плотность 2,58), в тяжелых жидкостях, например в ацетилентетрабромиде ($C_2H_2Br_4$) (плотность 2,96), в то время как роговая обманка (плотность 3,0) будет осаждаться на дне; различие в плотности, а также эффект формы приводят к смыванию более легких минералов водой, подобно тому как это бывает при отмывке песков на золото или олово.

В особых случаях, чтобы не рисковать почти неизбежной потерей материала, например в случае изучения пород, доставленных с Луны, его сортируют вручную. Это очень длительная процедура. Так, чтобы отобрать под микроскопом 100 мг отдельных зернышек фракции до 1 мм в диаметре, требуется затратить много дней, но все же в итоге получается очень чистый минеральный концентрат.

Масс-спектрометр: изотопные отношения. Масс-спектрометр регистрирует относительные количества ионов, образующиеся из образца, после их разделения по массам. Он всегда применяется для определения изотопных отношений, а также для определения концентраций.

Было разработано несколько типов инструментов, основывающихся на совершенно различных принципах. Но большинство лабораторий применяет аппаратуру (фиг. 38, фото 5), про-

Фиг. 38. Принципиальная схема масс-спектрометра.

тотипом который послужил масс-спектрограф, разработанный Ниром в 1940 г. в Миннесотском университете. Сама идея возникла в начале нынешнего столетия из наблюдений Томпсона и Астона, сотрудников Кавендишской лаборатории.

Для работы масс-спектрографа необходимо низкое давление воздуха (10^{-6} – 10^{-8} мм рт.ст., а иногда и меньше), которое достигается откачкой. Образец вводится в виде газа (газовый источник) или наносится в виде пятнышка на металлическую ленточку, помещаемую в ионный источник (твердый источник). Каждый тип источника слегка отличается в деталях, но конечный результат один и тот же: поток положительных ионов (заряженных атомов или молекул), ускоряемых электрическим полем до 10 000 В и проходящих сквозь серию изолированных металлических пластинок к анализатору. Ионы проходят через длинные (до 10 мм) и узкие (0,05 – 0,13 мм) щели в центре каждой пластинки.

Попадая в магнитное поле анализатора (обычно это электромагнит с полем 0,3 – 0,6 Т, т.е. 3000 – 6000 Гс), пучок ионов отклоняется на угол, пропорциональный моменту каждого иона. Важнейшей величиной является масса, или, точнее, отношение массы к заряду, поскольку все ионы испускаются ионным источником примерно с одной и той же скоростью.

Таким образом, анализатор превращает простой первичный пучок в ряд отдельных ионных пучков, порознь для каждой изотопной массы, с меньшим отклонением для более тяжелых ионов. Большинство ионов поглощается твердыми частями прибора. Ионы какой-либо избранной массы можно сфокусиро-

вать на коллекторной щели путем подачи или ускоряющего напряжения (скорость ионов), или магнитного поля (отклоняющая сила). Обычно предпочитают изменять магнитное поле.

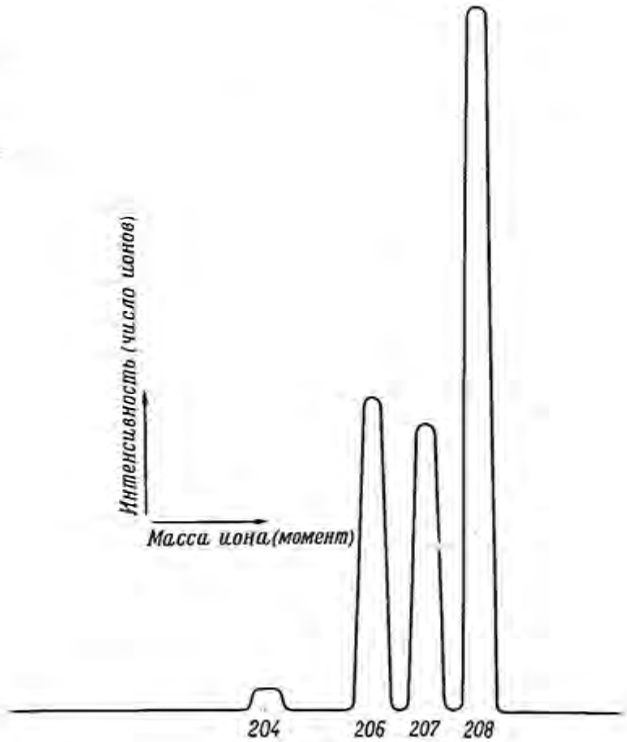
Ионный пучок позади коллекторной щели образует электрический ток обычно силой от 10^{-14} до 10^{-10}А. Заряд, накапливающийся на электроде, стекает на землю через очень большое сопротивление (около 10^{11} Ом), а результирующее напряжение, отводимое через сопротивление, регистрируется. Это напряжение пропорционально числу ионов, попадающих на электрод, и, таким образом, количеству изотопа, ионизированного в источнике.

По мере увеличения магнитного поля включенный в цепь вольтметр, связанный с самописцем, производит запись. В результате мы получаем график интенсивности ионов (приложенного напряжения) как функции ионной массы (тока магнита). На фиг. 39 представлен типичный пример: спектр масс свинца Pb демонстрируют четыре стабильных изотопа в образце галенита PbS . Изотопные отношения получают, измеряя высоту пиков линейкой, хотя теперь чаще используют электронные способы получения численных результатов, которые можно непосредственно направить на компьютер.

Определение концентрации. Даже самая простая методика должна учитывать возможность контаминации. Принимая во внимание это обстоятельство, а также все увеличивающуюся необходимость в сокращении времени, затрачиваемого на анализ, ученые продолжают поиски инструментального метода, который может сократить до минимума химическую обработку. Это необходимо учесть при выборе методики и сопоставить с тенденцией определять все меньшие и меньшие концентрации родительских и дочерних элементов.

Мы кратко ознакомимся с тремя наиболее популярными методами: изотопным разбавлением с помощью масс-спектрометра, пламенной фотометрией, часто применяемой для калия, и рентгеновской флюоресценцией.

Изотопное разбавление. Концентрация устанавливается путем определения отношения количества в образце к известному количеству добавляемого вещества. Поскольку интенсивность ионного пучка пропорциональна количеству образца в источнике, то масс-спектрометр не является самым точным прибором для прямых определений концентраций. Существует слишком много неконтролируемых факторов, влияющих на отношение, которое подвергается ионизации.



Фиг. 39. Масс-спектр свинца из образца галенита.

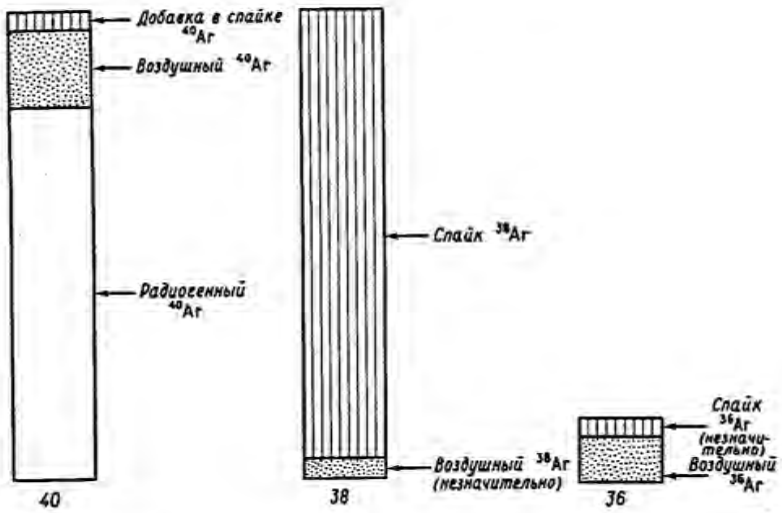
Но определить сами отношения можно уже значительно точнее. Они и используются в методе изотопного разбавления для получения очень точных концентраций. Этот метод предусматривает добавку спайка, или трасера, являющегося химически тем самым элементом, что и анализируемый, но изотопически отличающимся от него. Точно известно количество спайка тщательно смешивается с раствором образца, а затем очищенная вытяжка этого элемента анализируется на масс-спектрометре. Затем концентрация элемента в образце вычисляется по определяемому (или известному) изотопному отношению элемента спайка, образца и смеси и известной концентрации раствора спайка.

Особенностью метода изотопного разбавления, которая делает его столь перспективным по сравнению с обычным хи-

мическим анализом, является отсутствие необходимости в полном выделении элемента. Это значительное преимущество, так как потеря материала – почти неизбежная плата за высокую чистоту, необходимую для масс-спектрометра.

В приложении даны два алгебраических вывода: один общий, приложимый ко всем элементам, и другой, пригодный только для аргона. Последний вывод приведен в качестве примера последствий при большой контаминации, когда на нее уже необходимо вводить поправку.

На фиг. 40 схематически изображен случай с аргоном. Показаны три разных источника аргона: радиогенный аргон, являющийся чистым изотопом-40; контаминация воздухом, преимущественно абсорбированным на поверхности породы и содержащим изотоп-40 и изотоп-36 в отношении 296:1 плюс следы аргона-38; спайк, представленный преимущественно изотопом-38. Радиогенный компонент представляет собой разницу между всем изотопом-40 и добавкой аргона-40 за счет воздушной контаминации. Первая цифра получается из отношения изотопа-40 и изотопа-38 в выделенном спайке и



Фиг. 40. Определение ^{40}Ar методом изотопного разбавления.

Схематическая иллюстрация масс-спектрограммы смеси радиогенной, воздушной и спайковой компонент.

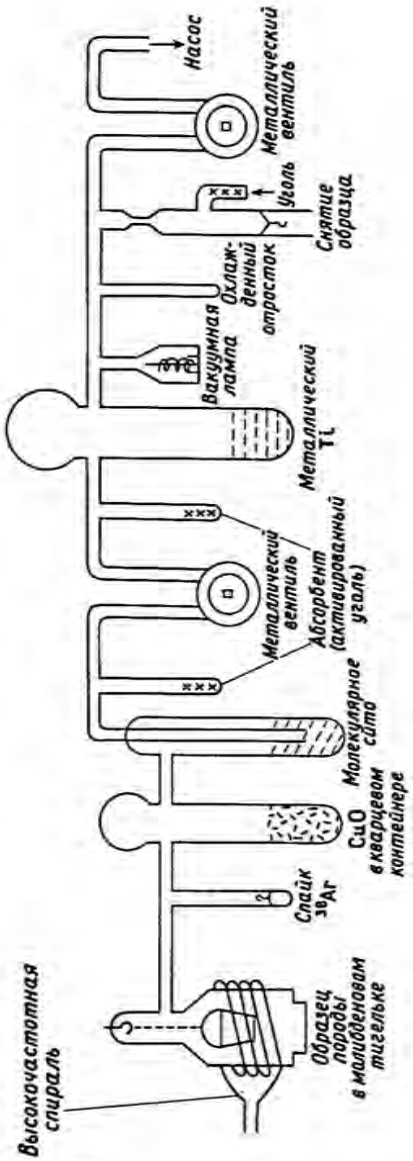
известного количества добавленного спайка. Аналогичным образом наблюдаемое отношение $^{38}Ar/^{36}Ar$ означает ^{36}Ar воздушной контаминации, которое вместе с известным отношением 40-36 для воздушного аргона позволяет вычислить воздушную поправку. Далее, если спайк содержит едва заметную примесь изотопа-40, то это тоже может быть уточнено при вычислении.

Химическая обработка необходима для любого элемента. Аргон, являясь газом, представляет специфический случай. Он переводится в специальную вакуумную систему, выполненную из стеклянных трубок или из трубок плавленого кварца (фиг. 41), эвакуированных до давления порядка 10^{-8} мм рт.ст. Образец плавится током высокой частоты, индуцируемым на небольшой молибденовый тигель спиралью, помещаемой снаружи эвакуированной стеклянной ампулы. Так можно расплавить образец (обычно выше 1000°С) без перегрева стекла. После добавления спайка все элементы, способные к реакции, кроме аргона и других инертных газов, поглощаются химически в системе. Остающаяся смесь газов образца и аргона спайка временно переводится и запаивается в стеклянную ампулу с активированным углем, на котором аргон впервые был сконденсирован при температуре жидкого воздуха.

Во всех других случаях образец растворяется в смеси соответствующих кислот, добавляется спайк и затем следует минимальное количество последовательных очисток, пока в чистом виде не останется почти невидимый на дне маленькой ампулы остаток, который переводится в масс-спектрометр с источником для твердой фазы.

Предельная точность масс-спектрометрии составляет около 0,1 – 0,2%. Общее лимитирование сводится к калибровке спайка. Для аргона это около 1%, для других элементов несколько лучше. И тем не менее могут быть уловлены очень малые количества. В настоящее время для стронция устанавливается контаминация в реактивах в количествах $\sim 10^{-9}$г, для аргона неизбежную воздушную контаминацию определяют в 10^{-8} см^3 при STP ($2 \cdot 10^{-11}$ г). . Конечно, в тех случаях, когда контаминация возрастает почти до 90% от всего выделенного количества, ожидаемая ошибка чрезвычайно увеличивается, так как результат становится лишь небольшой разницей между двумя почти одинаковыми значениями.

Пламенная фотометрия. С помощью пламенного фотометра определяется окраска, возникающая при поступлении



Фиг. 41. Вакуумный прибор для извлечения и очистки аргона.

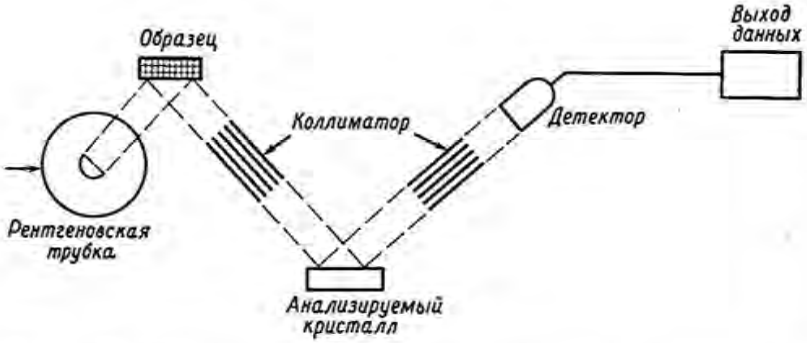
суспензии раствора образца в воздух, обеспечивающий горение газовой горелки.

Для каждого элемента цвет определяется характерным эмиссионным спектром (Na – желтый, K – фиолетовый), излучаемым внеядерными электронами, испускающими энергию горячего пламени. Интенсивность окраски, пропорциональная концентрации в растворе, определяется светочувствительным детектором (фотоумножителем); выход усиливается электронной системой и считывается со шкалы. В большинстве современных приборов используется "внутренний стандарт" – известное количество лития, добавляемое ко всем растворам; его красная окраска определяется вторым фотоумножителем. Тогда на выходе прибора регистрируется отношение интенсивностей K и Li, , компенсирующее любые флуктуации пламени.

Предшествующая химическая обработка проста. Взвешенные количества твердого образца разлагаются химически смесью кислот; полученный раствор, доведенный до определенного объема в стандартной колбочке, готов для фотометрирования. Таким способом может быть подготовлено большое количество образцов, лимитируемое только стоимостью платиновых чашек. При такой простоте опасность контаминации невелика. В случае слюд, содержащих до 8% калия, результаты воспроизводятся в пределах до 0,3%. Образец, содержащий до 0,01% калия, еще можно проанализировать, хотя и с несколько большей ошибкой. На таком низком уровне контаминация становится уже существенной.

Рентгеновская флюоресценция. При облучении образца рентгеновскими лучами внутренние орбитальные электроны поглощают энергию, а затем испускают характеристические рентгеновские лучи (флюоресценция). Определяемая интенсивность пропорциональна содержанию элемента. По этой методике определять столь же малые количества, как и при изотопном разбавлении, нельзя, но она обладает своими преимуществами, в числе которых следует отметить очень небольшое количество образца. Для некоторых элементов достаточно спрессованной таблетки мелкого порошка; в других случаях образец растворяется в плавне – смеси с боратом лития до образования стеклоподобного бисквита. В любом случае флюоресцентные рентгеновские лучи испытывают дифракцию на специально выбранном анализирующем кристалле (фиг. 42), от которого волна любой длины отражается под разными углами.

7-593



Ф и г. 42. Схематическое изображение рентгеновского флюоресцентного спектрометра.

Рентгеновские кванты для избранных длин волн затем подсчитываются с помощью пропорционального счетчика, в котором в специальном газе в электрическом поле образуются ионы, или специального сцинтилляционного счетчика, в котором кванты вызывают вспышки света, подсчитываемые фотоумножителем. Вся система устроена таким образом, чтобы детектор был предохранен от первичных рентгеновских лучей, вызывающих флюоресценцию, и чтобы регистрировать только характеристические рентгеновские лучи элемента.

Концентрации оцениваются путем сравнения с синтетическими стандартами известного состава. При использовании этого метода многие элементы могут определяться на одном и том же образце. Возможна автоматизация операций по выходу данных и вычислению результатов. Пределы чувствительности колеблются от одной до нескольких частей на миллион, а это означает, что таким путем можно проанализировать многие граниты. Но для более основных пород следует применять изотопное разбавление и масс-спектрометрию, чтобы достигнуть необходимых при датировании концентраций.

Ловушки. Изотопное датирование делает полученные данные более достоверными. Для многих образцов наблюдается совпадение значений повторных определений возраста по различным часам, а также соответствие с данными других лабораторий мира. Наблюдается хорошее соответствие изотопных возрастов с геологическими наблюдениями (табл. 1).

Однако совпадение не всегда является полным. Частично это связано с различием исходных точек зрения, на что мы уже ссылались выше. Поэтому было обращено особое внимание на использование метода изотопного датирования для изучения осадочных толщ, возраст которых может быть определен по окаменелостям. Теперь мы в состоянии датировать некоторые вулканические породы, глинистые сланцы и даже тонкозернистую зеленую слюду, присутствующую в некоторых песчаниках. Когда-нибудь мы сможем определять K-Ar-возраст самих окаменелостей.

Неполное совпадение может быть обусловлено и неопределенностью интерпретации геологических данных. Однако при применении любого изотопного метода неизбежны ошибки. Это связано с методикой анализа, а также с теми естественными эффектами, которые не всегда сразу выявляются. Наконец, не все константы распада настолько хорошо известны, как этого хотелось бы.

Проблемы анализа. Из аналитических проблем заслуживают упоминания три. Первая касается контаминации, чаще всего дочерними элементами, отличающимися в большинстве случаев изотопически как от исходного, так и от радиогенного компонента. Этого вопроса мы уже касались. Контаминация становится ощутимой, когда она несколько повышает исходное отношение, и чрезвычайно существенной, когда она становится больше радиогенного компонента. Например, имеющие дело с изотопами свинца обязаны специально очищать все реактивы, в том числе и те, которые продаются как экстра-чистые, с целью уменьшить контаминацию за счет реактивов до величины менее 10^{-10} г свинца на анализ.

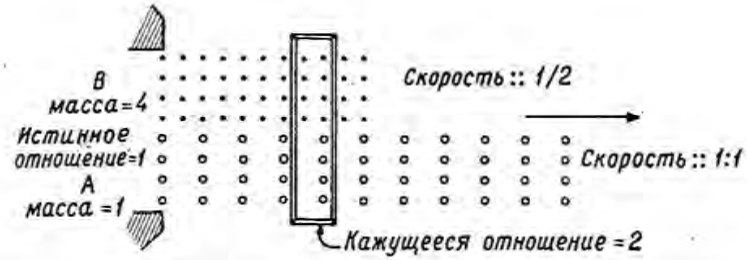
Вторая проблема касается эффекта, который влияет на все химические процедуры, особенно на метод изотопного разбавления. Не всегда так просто, как это кажется, получить идеальный раствор образца. Даже если создается впечатление, что все твердые частички исчезли, все же иногда раствор может представлять собой коллоидную суспензию, благодаря чему однородное распределение растворенного вещества почти недостижимо. Например, первые лунные образцы оказались настолько обогащены титаном, что исследователи были вынуждены прибегнуть к специальной методике, гарантирующей представительность отношения спайк – образец. Это частный случай из общего правила, в соответствии с которым метод изотопного разбавления действителен только тогда, когда некоторая часть образца и спайк тщательно перемешаны.

Третья проблема – нарушение изотопных отношений при непостоянстве самих процессов определения. Это происходит тогда, когда скорость движения атомов или молекул зависит от их массы. В этом случае в ионном пучке определяемое изотопное отношение может оказаться совершенно иным по сравнению, скажем, с отношением в твердой фазе, наносимой на ленточку, так как легкие изотопы могут испаряться быстрее по сравнению с более тяжелыми.

В масс-спектрометре существует ряд мест, где изотопное отношение может изменяться в приборе с источником как для твердой, так и для газовой фазы.

Представим себе смесь двух газов с молекулярными весами 1 и 4, движущихся по трубке, причем при таком невысоком давлении, что взаимное столкновение молекул происходит реже, чем со стенками трубки. Далее, представим себе, что образование ионов происходит в каком-то пространстве, имеющем вид небольшого окошечка, через которое можно сосчитать молекулы по мере их прохождения (фиг. 43). Кинетическая молекулярная теория гласит, что скорости обратно пропорциональны корню квадратному из масс. В таком случае скорости должны находиться в отношении 1:0,5. Что же тогда мы будем наблюдать в окошечке (фиг. 43)? В два раза большую по сравнению с действительной концентрацию тяжелых молекул; они как бы "задерживаются , чтобы их сосчитали", что обусловлено их более медленным движением. Однако отметим, что даже после того, как весь образец исчерпан, общее отношение остается таким же, как и отношение, при котором газ был выпущен. С таким газом, как CO_2, эффект меньше, но все еще вполне уловим. У углерода существуют два изотопа с массами 12 и 13. Поэтому имеются два типа молекул двуокиси углерода с молекулярными весами 44 и 45 (не считая небольших добавок изотопов кислорода). Их относительные скорости относятся как 1:0,99 вследствие однопроцентного нарушения отношения.

Эффекты, подобные наблюдаемым, имеют место даже для изотопов свинца. Для этого элемента, а также для стронция был найден путь определения дискриминации по массам и поправок на нее. Что касается других элементов, то здесь необходимо полагаться на то, что полная стандартизация методики измерений приведет к воспроизводимой дискриминации. Тогда в случае измерений с изотопным разбавлением эффект устраняется, если спайк калибровался аналогично образцу. Однако остается некоторая неуверенность в определении изотопных составов других элементов, помимо Sr и Pb.



Фиг. 43. Дискриминация по массам в газовом потоке в условиях "молекулярного потока" при скорости молекул, пропорциональной $M^{-0,5}$ (гипотетический случай).

Природные усложнения. Дискриминация по массам может также иметь место в природе, но она наблюдалась только для элементов первых двух периодов периодической таблицы. Они должны приниматься во внимание при датировании по радиоуглероду. В принципе всегда возможно изменение изотопных отношений в любом процессе, в том числе и в молекулярных или ионных движениях. Это относится к химическим реакциям, диффузии и обмену двух взаимосвязанных физических состояний (например, жидкость и газ или два минеральных компонента породы). Действительно, изотопы только в том случае химически неразличимы, если техника определения недостаточно совершенна, чтобы заметить небольшую разницу.

Другие естественные источники ошибок связаны с условиями, о которых упоминалось выше. В некоторых случаях может быть зафиксировано и соответствующим образом учтено присутствие дочернего элемента. Но можно встретиться и с такими механизмами, когда первоначальное распределение не является однородным. Ими управлять значительно труднее; в исключительных случаях результаты могут оказаться совершенно ошибочными.

Усложнение может быть также связано с эффектом более позднего переноса либо родительского, либо дочернего элемента, особенно если перераспределение было только частичным или если в этом участвовал сильный растворитель. В исключительных случаях все это приводит к не имеющим определенного смысла данным, полностью исключающим вычисление возраста.

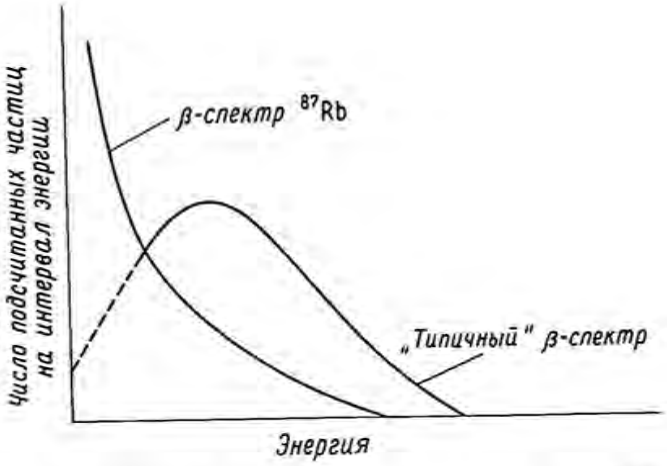
Неопределенности. В конечном счете остаются неопределенности в значениях полупериодов распада. Они меньше для U и Th, но существенны для более легких элементов, особенно для Rb. Трудности связаны с методом определения и свойствами самих излучений.

Из закона радиоактивного распада следует, что константа распада

$$\lambda = \frac{\text{число атомов, распадающихся в короткий промежуток времени}}{\text{общее количество присутствующих атомов}},$$

Знаменатель может быть вычислен, если известно содержание радиоактивного изотопа, точный вес изучаемого материала и число Авогадро. Числитель представляет собой количество излучаемых во всех 4π направлениях частиц. Поправка на геометрию осуществляется относительно легко. Однако не так просто удостовериться, что регистрируется каждая излучаемая частица. Для альфа-излучателей это очевидно: полупериод распада ^{238}U сейчас хорошо известен, так как каждая испускаемая частица имеет достаточно большую энергию и поэтому легко регистрируется.

Однако существует ряд других возможных энергий электронов для бета-излучателей или же для излучающих позитроны



Фиг. 44. Константы энергетического спектра β-частиц ^{87}Rb и "типичного" излучателя.

ядер. На фиг. 44 приведены спектры "типичных" бета-излучателей и Rb. Электроны с меньшей энергией труднее регистрировать. Правда, все это не так уж и важно для "типичного" излучателя, так как участок недостоверности (прерывистая линия) невелик по сравнению с общим числом счета (ему отвечает участок ниже кривой). Однако для Rb неопределенность становится преобладающей, поскольку большая часть сосчитанных частиц располагается в самом конце спектра с очень низкими значениями энергии. Поэтому большой разброс в оценках полупериода распада ^{87}Rb (около 10%) неудивителен.

В связи с этим специалисты-геохронологи прибегли к не совсем прямому методу получения рабочего значения константы распада ^{87}Rb. Они подбирали значение, позволяющее по U-Pb- и Rb-Sr-отношению получать одни и те же возрасты для ряда сопряженных минеральных пар, выбирая то значение, которое приводит к решению ряда интересных геологических вопросов.

Недавно положение изменилось. Участники конференции, которая происходила в Париже в 1974 г., убедились, что все константы распада были не совсем верными. Представляется, что при использовании новейших опубликованных значений все часы должны прийти в соответствие. Новые значения – это те, которые были приведены выше.

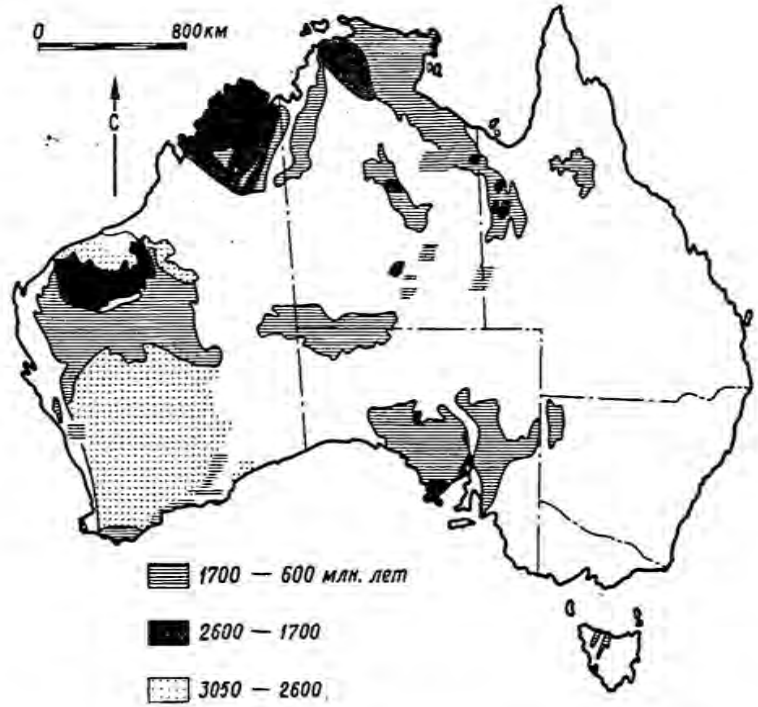
Заключение. Таким образом, в изотопном датировании еще существует ряд нерешенных проблем. Тем не менее в ожидании будущих открытий следует помнить, что как относительные, так и количественные методы датирования будут применяться всегда. Истина не может служить объектом соперничества между различными науками; она тем ближе, чем больше ученых объединяют ради нее свои усилия.

Геологическая история Австралии

Докембрий. На фиг. 45 видно, что почти половина территории Австралии занята докембрийскими породами (табл. 4). Возможно, что они распространены еще шире и залегают под песками пустынь или под более молодыми формациями. Многие геологи утверждают, что вся Австралия покоится на докембрийском основании и что размер и форма континента всегда более или менее соответствовали очертаниям края континентального шельфа (200-метровой отметке). Существуют и противоположные мнения, но в настоящее время данных еще недостаточно, чтобы обосновать ту или иную точку зрения.

В нашей книге мы принимаем трехчленное деление докембрия на нижний, средний и верхний. Если в качестве границ времени принять значения 2600 и 1700 млн.лет, то распределение возрастов будет такое, как показано на фиг. 45.

При некотором обобщении видно, что все нижнедокембрийские породы приурочены к Западной Австралии. Самые древние из зарегистрированных возрастов в Австралии (более 3000 млн.лет) отмечены в районе Пилбара, непосредственно к северу от хребта Хамерсли. Золоторудная минерализация Калгурли датирована 2400 млн.лет. В древних по возрасту западных регионах обнаружены более молодые породы, а породы, характеризующиеся среднедокембрийским возрастом, протягиваются на восток до района Маунт-Айза – Клонкарри в Квинсленде и Брокен-Хилла в Новом Южном Уэльсе. В Маунт-Айза почти все породы имеют возраст 1900 млн.лет. Поздние гранитные интрузии (некоторые из них могли быть связаны с диастрофизмом), по-видимому, образовались около 1500 млн.лет назад и, следовательно, должны относиться к верхнему докембрию. Анализ имеющихся данных указывает, что Pb-Zn -минерализация (а также, вероятно, и Cu- минерализация) могла происходить в относительно ранний период этого промежутка времени (возможно, в среднем докембрии).

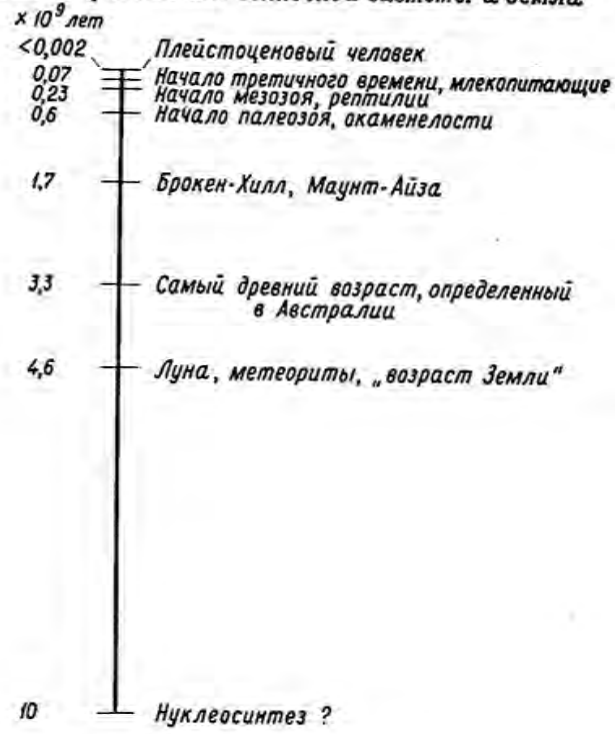


Фиг. 45. Карта Австралии, на которой показаны выходы докембрийских пород.

Большинство верхне- и среднедокембрийских пород являются сильно метаморфизованными осадочными породами и основными лавами, интрудированными гранитами. Они представлены главным образом аспидными и кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами, амфиболитами и гранито-гнейсами. Первичная структура в значительной степени затушевана более поздней складчатостью и перекристаллизацией; породы отличаются сильно нарушенным видом. Окаменелости в них встречаются очень редко. Однако обнаруженные ископаемые остатки позволили прийти к выводу, что жизнь на нашей планете возникла задолго до формирования этих пород. В качестве примера можно привести находки в среднедокембрийских породах в районе Маунт-Айза, а также к югу от Дарвина

Таблица 4

Линия времени для Солнечной системы и Земли



(фото 7а, 7б), где были обнаружены остатки колоний водорослей и небольшие зонтикообразные формы, которые могут быть отпечатками примитивных медуз. Они должны иметь возраст по крайней мере 1700 млн.лет. В Западной Австралии были описаны микроскопические формы, напоминающие остатки организмов, размножающихся почкованием. Возраст их (по сопоставлению с породами, возраст которых определялся изотопными методами) превышает 2700 млн.лет. Однако ни одна из этих ранних окаменелостей не имеет значения для датирования.

Близ южного и западного побережий залива Карпентария осадочные породы залегают настолько спокойно и столь слабо нарушены, что долгое время никто не догадывался, что в действительности они очень древние. Они покоятся на гранитном основании, возраст которого равен примерно 1800 млн. лет; самые древние слои, конечно, не моложе 1600 млн.лет. Они представляют очень большой интерес с точки зрения поисков остатков древней жизни.

Более молодые верхнедокембрийские породы лучше изучены в Южной Австралии. В разрезе, обнажающемся близ Аделаиды, самыми древними породами являются грубозернистые и среднезернистые песчаники и доломитовые известняки, отлагавшиеся вблизи берега и в лагунах. Местами древние докембрийские породы, отвечающие Rb-Sr-изохроне возраста около 870 млн.лет, обнажаются в ядрах антиклиналей (фиг. 6а). Далее к северу, вблизи Олари и Радиум-Хилла, и восточнее, продолжаясь в Новый Южный Уэльс, расположен обширный район развития этих древних пород. Здесь были проведены многочисленные работы из-за обнаруженных в Брокен-Хилле богатых Ag-Pb-Zn- месторождений. Вследствие высокой степени метаморфизма традиционными относительными методами датирования возраст пород фактически установить невозможно. Однако изотопные данные показывают, что главная фаза метаморфизма произошла около 1700 млн.лет назад. Она сопровождалась внедрением гранитов и пегматитов примерно около 1540 млн.лет назад. Кроме того, в раннем ордовике произошла по крайней мере еще одна фаза метаморфизма, о чем можно судить по присутствию биотита в этих очень древних породах.

На юге отложения прибрежных мелких вод перекрываются тиллитами, которые были отложены ледниками, что свидетельствует о переходе к очень холодному климату. На повторное изменение климата и установление очень сухого и, возможно, жаркого климата указывает наличие доломитов и красных сланцев (теперь превращенных в шиферные сланцы), перекрывающих тиллиты. Весь разрез протягивается в виде большой дуги северо-восточного простирания к границе Нового Южного Уэльса. Изолированные выходы аналогичных пород известны вблизи Брокен-Хилла и Мутуинги-Рейнджс. Такой же разрез протягивается к хребту Флиндерс, севернее горы Пайнтер и западнее Олари, а отдельные выходы встречаются на западном берегу озера Торренс. Ледниковые тиллиты и красные сланцы встречаются также на полуострове Йорк, а грубозернистые песчаники – на полуострове Эйр, хотя близ Уирралла присутствуют и более мелкозернистые осадочные породы. Тиллиты, доломиты и красные сланцы описаны в хребтах

Манн и Масгрейв, а район выходов грубозернистых песчанистых пород и тиллитов площадью около 200 км^2 располагается к востоку от трансконтинентальной железной дороги вблизи Даттона. Доказательства существования многочисленных живых форм в самом позднем докембрии были обнаружены в Эдиакара, непосредственно восточнее озера Торренс. Здесь найдено много отпечатков медуз и других мягкотелых животных; полагают, что одно из них является предком трилобитов.

Самые молодые докембрийские породы интрудированы гранитами. У Виктор-Харбор граниты такого типа перекрыты осадочными породами пермского возраста. Следовательно, возраст гранитов моложе докембрийского, но древнее пермского. Однако K-Ar-возраст, равный 460 млн.лет, указывает, что граниты внедрились в нижнем ордовике. Граниты, расположенные севернее, имеют такой же возраст, который соответствует возрасту биотитов из Брокен-Хилла. Таким образом, изотопные данные указывают на возможный диастрофизм, широко проявлявшийся во всем регионе от позднего кембрия до раннеордовикского времени. Это подтверждается некоторыми разрозненными стратиграфическими данными о структурных несогласиях.

В Западной Австралии верхнедокембрийские отложения представлены главным образом песчаниками, аспидными сланцами, доломитами и ледниковыми прослоями, которые встречаются на юго-западном побережье к югу и востоку от бассейна Карнарвон и в хребте Кинг-Леопольд в районе Кимберли. На этом участке описаны также вулканические породы.

В Тасмании верхнедокембрийские отложения представлены осадками, накапливавшимися в более глубоких водах по сравнению с породами Южной и Западной Австралии. Это в основном измененные песчаники и глинистые сланцы, а также основные лавы. На северо-западе штата и на Кинг-Айленд метаморфизм менее интенсивен, чем в средней части западного побережья, близ залива Маккуори, и далее, в глубь страны, близ Тим-О'Ши. Раньше предполагалось, что более измененные породы имеют более древний возраст. В этих районах породы представлены кристаллическими сланцами, кварцитами и амфиболитами; изотопное датирование пока не позволило определить возраст формирования пород, что обусловлено наличием более поздних событий, последнее из которых происходило в девоне. Однако на северо-западном побережье базальты были датированы 700 млн.лет, а породы Кинг-Айленд дали возраст 830 млн.лет.

В Квинсленде верхнедокембрийские породы слагают два изолированных выхода: уже упоминавшийся район Маунт-Айза – Клонкарри, где (в противоположность Брокен-Хиллу) самые молодые зарегистрированные события, по-видимому, происходили 1540 млн.лет назад, и район Джоджтаун – Эйнасли – Кройдон, расположенный восточнее, который как бы представлял собой остров, лежавший к востоку от докембрийского материка. Здесь самый древний зарегистрированный возраст чуть меньше 1500 млн.лет. Высказывались предположения о докембрийском возрасте и других районов этого участка; они основывались главным образом на наличии метаморфических, сильно дислоцированных пород, сходных с породами достоверно установленных докембрийских областей, сложенных гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и местами мраморами, а также интрузиями гранитов. Однако имеющиеся изотопные данные не подтверждают эти древние возрасты и скорее указывают, что высокая степень смятия скорее отражает интенсивные деформации, которые могли проявляться в любом геологическом периоде (фото 6б).

Кембрий. В Южной Австралии кембрийские породы распространены от хребта Маунт-Лофти до острова Кенгуру; они распространены к востоку от выходов верхнего докембрия. Хороший разрез обнажается вдоль берега между Селликс-Хиллом и Каррикалинга-Хедом, где присутствует мощная толща известняков с небольшими прослоями песчаников. Известняки содержат любопытные рифообразующие организмы – археоциаты (фиг. 18). Они перекрываются аспидными и глинистыми сланцами с обильными фосфатными конкрециями. На острове Кенгуру в глинистых сланцах встречаются хорошо сохранившиеся остатки типичных кембрийских трилобитов – *Redlichia* (фиг. 27,*а*). Эта зона отделена аллювием от мощной серии высокометаморфизованных, не содержащих окаменелостей филлитов, кристаллических сланцев и кварцитов, известных как кембрийская группа Канменту. Она прорвана гранитами, изотопное датирование которых указывает на кембрийский возраст. Известняки на полуострове Йорк также содержат археоциаты и *Redlichia* вместе с другими кембрийскими трилобитами. Известняки Флиндерс-Рейнджс, содержащие археоциаты, перекрываются песчаниками, глинистыми сланцами и известняками, содержащими археоциаты, *Redlichia* и водоросли.

Хотя известняки и характерны для кембрийских серий Северной Австралии, но рифообразующие археоциаты в них не встречаются.

В Западной Австралии богатые окаменелостями известняки описаны в заливе Бонапарт-Галф и в районе реки Орд вдоль линии, протягивающейся от Холлс-Крик до Уиндема. Близ залива Бонапарт-Галф встречаются также конгломераты, песчаники и глинистые сланцы; на реке Орд присутствуют вулканические породы.

На Северной территории известняки, известковистые сланцы и доломитизированные известняки и песчаники встречаются вблизи рек Дели и Виктория; они содержат богатую фауну трилобитов с *Redlichia* и *Agnostus* (фиг. 27, *а – в*). На реке Эдит вулканические породы, колеблющиеся по составу от базальтов до дацитов, встречаются вместе с карбонатными породами, а вблизи Балдива вулканиты плато Антрим перекрывают средний кембрий.

На границе Северной территории и Квинсленда большой массив известняков обнажается в долине реки Джорджина. Около Камулвила известняки представлены доломитовыми разностями и не содержат окаменелостей, но в других участках в них встречается обильная фауна трилобитов, среди которых наиболее обычны *Redlichia* и *Agnostus*. Кембрийские известняки встречаются также вблизи Барк-Ривер в Квинсленде и в ряде изолированных выходов между Барк-Ривер и Маунт-Айза. Самые крупные трилобиты описаны из Битл-Крик.

В Виктории черные аспидные сланцы и основные вулканические породы распространены шире известняков. Кембрийские породы смяты в складки вместе с более молодыми ордовикскими и силурийскими отложениями и обнажаются в ядрах антиклиналей. Пояс выходов этих пород протягивается почти на 112 км – от Колбинаббина через Хиткот до горы Вильям. Они представлены главным образом вулканической серией – основными потоками, туфами и малыми интрузиями – и переслаиваются с кремнистыми сланцами, иногда содержащими спикулы губок и радиолярии (фиг. 17, *г – е*). Черные сланцы, содержащие *Agnostus* и ископаемые раковины, перекрывают вулканическую серию и в свою очередь перекрываются не содержащими окаменелостей слоями, переходящими в ордовикские отложения. Сходная последовательность пород встречена на реке Хаука; она характерна и для черных роговиков, обнажающихся близ Мансфилда и содержащих известковые водоросли, трилобиты, брахиоподы и граптолиты. Известняки, содержащие водоросли и брахиоподы, сланцы, туфы и крупнозернистые песчаники, слагают ядра ордовикских складок близ Долодрука.

В Западной Тасмании почти непрерывный пояс кембрийских отложений протягивается от залива Эллиот на юге до Уората на севере. На юге они представлены мощной пачкой кислых лав и туфов, перекрытых конгломератами и сланцами, содержащими трилобиты и криноидеи. Некоторые трилобиты относятся к *Agnostus*. Местами лавы и туфы прорваны гранитами, датированными изотопным методом как кембрийские (515 млн.лет), однако эти данные необходимо принимать с осторожностью, имея в виду метаморфизм. Вблизи Зихана и Уората присутствуют основные лавы, а на Кинг-Айленд описаны основные лавы, доломиты и глинистые сланцы. На северном берегу, вблизи Улверстона, основные лавы и туфы перекрываются содержащими трилобиты сланцами и конгломератами, за которыми следуют роговики, основные лавы, содержащие окаменелости песчаники и очень грубые брекчии. Другой небольшой выход кембрийских пород известен у Биконсфилда и вблизи Адамсфилда.

В Новом Южном Уэльсе кембрийские породы не были обнаружены, однако этот возраст могут иметь отложения на южном побережье у Бейтменс-Бей и Нарума, у Стьюарт-Таун, близ Веллингтона и в районе Бурк-Нинган. Окаменелости не были обнаружены, но слои, по-видимому, залегают несогласно с ордовикскими отложениями, а формации на южном берегу очень похожи на кембрийский разрез в Виктории.

Ордовик. Вероятно, в Виктории расположен самый лучший разрез ордовикских слоев Австралии, изучавшихся довольно интенсивно, поскольку к ним приурочены многие важные золоторудные поля. Пояс этих пород длиной примерно 145 км протягивается с севера от Бендиго через Каслмейн и Дейлсфорд на юг, к Баллерату. Богатая граптолитовая фауна позволяет осуществить корреляцию с ордовикскими породами Европы. Смятые в складки и сильно дислоцированные песчаники, крупнозернистые песчаники, глинистые и аспидные сланцы содержат многочисленные граптолиты, среди которых типичны *Didymograptus* и *Tetragraptus* (фиг. 28, *а – г*). Пояс более молодых ордовикских пород располагается восточнее, в районе Гисборн – Санбери – Булла, к северо-западу от Мельбурна. Породы представлены песчаниками и грубозернистыми

песчаниками, аспидными и глинистыми сланцами; грубозернистые песчаники содержат брахиоподы, кораллы, трилобиты и граптолиты. Важными руководящими окаменелостями являются *Dicellograptus* и *Climacograptus* (фиг. 28,*д, ж*). Альпы Виктории и многие породы Гипсленда имеют ордовикский возраст. Местами встречаются черные сланцы, содержащие типичные верхнеордовикские граптолиты, но подстилающие их породы сильно метаморфизованы и не содержат окаменелостей, так что их возраст является неопределенным. Однако они интрудированы гранитами, данные по изотопному возрасту которых могли бы прояснить этот вопрос.

Метаморфические породы, сходные с породами Альп Виктории, продолжаются в Новый Южный Уэльс. Одна из зон протягивается от Албери до Кондоболина, другая проходит через Снежные горы и Блейни, а одна небольшая зона прослеживается через Кума. Местами вдоль краев этих зон встречаются черные аспидные сланцы с типичными верхнеордовикскими граптолитами, но кристаллические сланцы лишены окаменелостей. Эти зоны прорваны очень характерными гранитами; данные по определению возраста гранитов Кума изотопными методами указывают на раннесилурийский возраст (395 млн. лет). Черные аспидные сланцы с ордовикскими граптолитами встречаются также у Кваама и Кобарго на южном побережье Нового Южного Уэльса, на реке Шолхейвен, вблизи Таллонга и Квинбейана и Кептенс-флат и к югу и западу от Кума. Далее к северу они известны у Джеррава вблизи Ясс, а также у Транки, Рокли и Мандурама. У Карго, Клифтон-Кейвс и Боуэн-Парк ордовикские граптолиты, кораллы, брахиоподы и трилобиты в изобилии встречаются в известняках и аспидных сланцах, которые подстилаются андезитовыми лавами.

Ордовикские породы известны также на территории столицы Австралии; во многих местах здесь обнаружены граптолиты.

В Квинсленде небольшой выход ордовикских пород расположен близ границы Северной территории, к югу от Камувила. Представлены они преимущественно известняками и известковистыми глинистыми сланцами, в которых обнаружены трилобиты, брахиоподы и наутилоидеи.

В Тасмании мощные толщи грубых конгломератов перекрывают кембрийские отложения, а сами в свою очередь перекрываются ордовикскими песчаниками, содержащими трилобиты, цефалоподы и криноидеи. Конгломераты не содержат окаменелостей, однако структурные взаимоотношения позволяют считать, что они являются базальными слоями ордовика. Конгломераты простираются в виде прерывистого пояса протяженностью 24 км от середины пути между Улверстоном и Барни. Описаны также два меньших пояса, один из которых расположен к югу от Биконсфилда, а другой вблизи Тим-О'Ши и Адамсфилда. Выше конгломератов залегают песчаники, которые перекрываются глинистыми сланцами с граптолитами и другими окаменелостями. На сланцах лежат известняки с водорослями, граптолитами, цефалоподами и другими характерными представителями ордовикской фауны. Особенно широко известняки распространены на реке Гордон. В верхней части разреза встречаются глинистые сланцы, очень богатые *Fenestella* (фиг. 2, *а*).

В Южной Австралии большой массив песчаников с прослоями известняков протягивается от горы Джон, расположенной на юге хребта Масгрейв, до границы Западной Австралии и пересекает ее. В этих породах описаны только ходы червей, поэтому их возраст не известен, но, поскольку по простиранию они переходят в такие же породы, содержащие ордовикские окаменелости, им тоже приписывается ордовикский возраст.

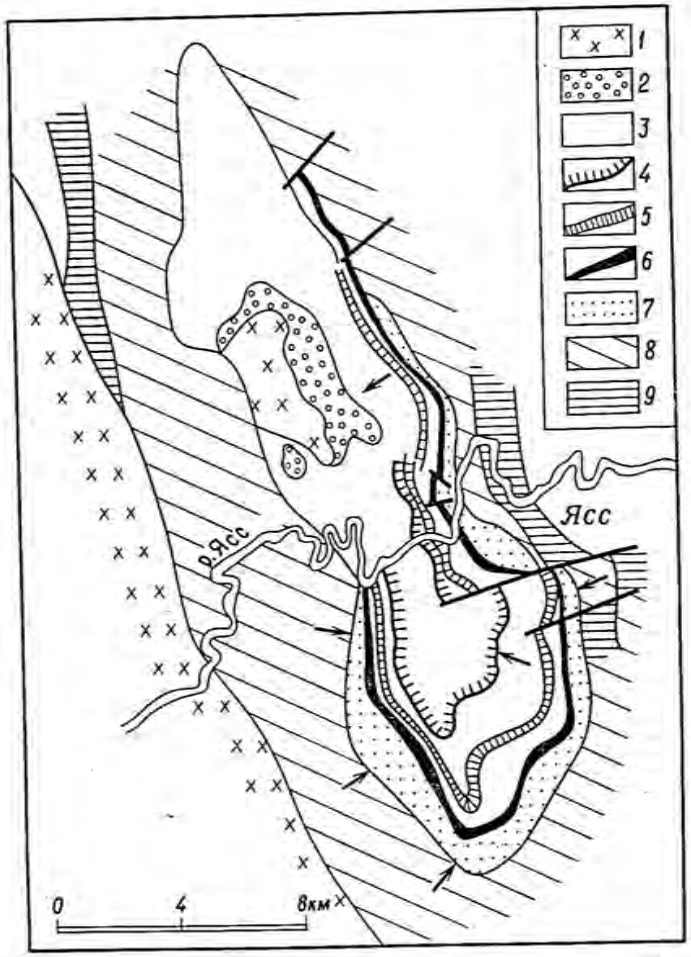
Песчаники и кварциты с ходами червей и двустворчатыми раковинами, обнажающиеся на реке Финк, Северная территория, считаются базальными слоями разреза. В хребтах Джеймс и Макдоннелл присутствует мощная толща известняков, песчаников и кварцитов с гастроподами, цефалоподами, пелециподами, брахиоподами и трилобитами, указывающими на ордовикский возраст.

В Западной Австралии ордовикские отложения отмечены на севере близ залива Бонапарт-Галф, у Прайсес-Крик и Брум. В основном они представлены песчаниками, известняками и доломитами, а у Прайсес-Крик содержат большое количество окаменелостей.

Силур. Первые наземные растения были обнаружены в ордовике Польши, а раннесилурийские растения были найдены в Виктории и Тасмании.

Силурийские породы полнее всего представлены в восточных штатах. Они не обнажаются в Западной Австралии, хотя и отмечены в скважинах под меловыми формациями вблизи Карнарвона и на острове Дирк-Хартог. Представлен силур в основном известняками, содержащими руководящие окаменелости. В Южной Австралии силур неизвестен.

В Новом Южном Уэльсе, близ Ясс, в вытянутом бассейне (фиг. 46) обнажается хороший разрез силурийских слоев.



Ф и г. 46. Структура силурийских пород, обнажающихся у Ясс.
1 – девонские лавы и туфы. Силур (2–9): 2 – конгломераты; 3 – сланцы; 4 – далманитовый слой; 5 – известняки; 6 – известняки; 7 – туфы и грубые песчаники; 8 – туфы и лавы; 9 – сланцы и известняки.

Породы представлены известняками, глинистыми сланцами и туфами, причем в большинстве случаев отложения очень богаты окаменелостями. Присутствуют руководящие силурийские формы: *Monograptus* (фиг. 28,*и*), *Dalmanites* (фиг. 27, *д*), *Halysites*, *Favosites*, *Heliolites* (фиг. 19, *а – д*), *Tryplasma* (фиг. 20, *в, г*) и *Spirifer* (фиг. 23, *д, е*). Далее к северу, в районе Молонг – Маниллдра – Веллингтон, в известняках, глинистых сланцах, туфах и роговиках встречаются такие характерные окаменелости, как *Halysites*, *Favosites*, *Heliolites*, *Tryplasma*, *Conchidium* (фиг. 23, *о – с*) и *Monograptus*. Поскольку ордовикские, силурийские и девонские известняки были установлены в этом районе, а силурийские и девонские – вблизи Ясс, то тщательный сбор и привязка окаменелостей очень существенны для расшифровки структуры. К югу от Молонга силурийские породы подверглись контактовому метаморфизму при внедрении в карбоне (305 млн.лет назад) батолита Батерст. Силурийские породы встречаются также близ Маджи, в районе Форбс–Паркс, и далеко на западе, у Кобара и Канбелиго. У Дженолан-Кейвс в силурийских известняках встречаются многочисленные *Favosites*, *Heliolites* и *Conchidium*. Пещеры Уомбеян-Кейвс и Яррангобилли-Кейвс также располагаются в силурийских известняках. У Квидонга, на юго-востоке Нового Южного Уэльса, в известняках встречены *Tryplasma*, *Syringopora* (фиг. 19, *е*) и *Conchidium*.

Близ Канберры силурийские отложения сильно нарушены сбросами. Здесь четко видно несогласие между ордовиком и силуром. Породы в основном представлены песчаниками, глинистыми сланцами и кислыми вулканитами, инъецированными порфирами; известняки пользуются ограниченным распространением. Были найдены *Monograptus*, , кораллы, брахиоподы и трилобиты. Силурийские породы к западу и юго-западу от Канберры интрудированы батолитом Маррамбиджи, сложенным преимущественно гранитами. Изотопный возраст гранитов равен примерно 400 млн.лет. Таким образом, батолит внедрился в конце силурийского периода.

Силурийские отложения широко развиты в Виктории; город Мельбурн стоит на этих породах, выходы которых протягиваются к северу и востоку от города на 48 км. Они представлены преимущественно смятыми в складки глинистыми сланцами (фото 2), песчаниками и конгломератами и содержат *Calymene*, *Dalmanites*, *Monograptus*, *Climacograptus*, *Diplograptus*, многочисленные роды *Spirifer* и многие другие окаменелости. В рай-

оне Уолхалла – Вудо-Пойнт в сильно смятых в складки аспидных сланцах и кварцитах встречаются *Monograptus*, *Favosites* и *Orthoceras* (фиг. 26,*ж*). У Мансфилда черные сланцы содержат *Monograptus*, *Climacograptus* и *Diplograptus*. В районе горы Веллингтон и Долодрука встречаются песчаники, глинистые сланцы и содержащие окаменелости грубозернистые песчаники; на ручье Уомбат-Крик, впадающем в реку Митта-Митта, наблюдается отчетливое несогласие между силурийскими и ордовикскими породами.

В Тасмании силурийские и девонские отложения встречаются вместе. По-видимому, они залегают согласно, и хотя они содержат руководящие окаменелости, их очень трудно разделить и закартировать. На реке Лоддон в кварцитах, содержащих прослои как грубого, так и более тонкозернистого материала, а также в 26 км от Квинстауна был найден *Monograptus*, и поэтому считается, что аналогичные породы около Зихан, Розбери и к юго-востоку от залива Маккуори, возможно, имеют такой же возраст. Эти породы сомнительного возраста прорваны гранитами Химскирк, возраст которых равен (определен изотопными методами) 350 млн.лет. Таким образом, эти граниты внедрились в нижнем карбоне. Песчаники и песчанистые сланцы, вероятно силурийского возраста, встречаются на северо-востоке штата, где они интрудированы гранитами Скотсдейл, Блу-Тир, Сент-Мэрис и Бен-Ломонд. Первые три гранитных массива имеют возраст 370 млн.лет, а возраст гранитов Бен-Ломонд, по-видимому, немногим меньше 370 млн.лет. Сходный разрез осадочных пород обнажается к югу от Колес-Бей, где породы прорваны верхнедевонскими гранитами (375 млн.лет). В некоторых местах эти породы перекрываются пермскими отложениями. Породы, имеющие, вероятно, силурийский возраст, встречаются также на острове Мария.

В Квинсленде силурийские известняки встречаются у Чиллагоэ и содержат *Halysites*, *Favosites* и *Tryplasma*, а ассоциирующиеся с ними роговики содержат спикулы губок, радиолярии (фиг. 17, *г–е*) и окремненные *Heliolites*. Эти слои интрудированы гранитами каменноугольного возраста (300 млн.лет). В силуре Чиллагоэ присутствуют также вулканические породы. В районе реки Верхняя Бардекин силурийские породы дислоцированы и содержат *Monograptus*, трилобиты, брахиоподы, пелециподы и кораллы. Возможно, формации Нералей и Фернвейл в метаморфической серии Брисбен,

простирающиеся от Брисбена по направлению к Гимпи, имеют силурийский возраст, хотя это не подтверждено палеонтологически. Эти породы инъецированы многочисленными небольшими массивами гранитов, один из которых перекрывается триасовыми песчаниками. Граниты Эноггера были датированы с помощью изотопных методов и показали нижнетриасовый возраст (220 млн.лет).

Девон. Девонские породы в Южной Австралии не обнаружены, но они широко развиты в восточных штатах и встречаются в северо-западной Австралии.

В Западной Австралии известняки девона вблизи залива Бонапарт-Галф содержат *Bellerophon* (фиг. 26,*б*, *в*), *Syringopora*, *Leptaena* и *Atrypa* (фиг. 23,*а*, *з–к*), а песчаники – ископаемые растения *Lepidodendron* (фиг. 31,*а*). В долине Фицрой в известняках, известковистых сланцах и песчаниках найдены *Atrypa* и многие другие окаменелости. На реке Минилья вблизи Карнарвона известняки, доломиты, глинистые сланцы и песчаники содержат многочисленные *Spirifer*, а также отпечатки растений, напоминающих *Lepidodendron*.

В Квинсленде известняки с *Atrypa*, многочисленными кораллами и отпечатками *Lepidodendron*, встречающимися на реке Бардекин, залегают на выветрелой поверхности гранитов (ср. фиг. 5). На реке Брокен известняки и известковистые сланцы с богатой фауной кораллов смяты в складки одновременно с силурийскими отложениями и обнажаются в осевых частях синклиналей (ср. фиг. 6, *б*). Эти породы инъецированы гранодиоритами и основными интрузиями. В бассейне Драммонд встречаются как пресноводные, так и морские отложения. В основном они представлены песчаниками, грубыми песчаниками и глинистыми сланцами. Отпечатки *Lepidodendron* встречаются как в пресноводных, так и в морских отложениях; в последние эти растения могли быть принесены реками. К северу от бассейна морские слои содержат *Spirifer*, различные кораллы и известковые водоросли *Receptaculites* (фиг. 30). Лепидодендрон встречается также близ горы Маллиган. Девонские отложения к западу от Куктауна инъецированы гранитами нижнепермского возраста (265 млн. лет), а у Куктауна встречены несколько более молодые граниты (245 млн. лет). Девонские коралловые известняки ассоциируются с кислыми лавами и туфами вблизи Рокхемптона и далее к югу, близ горы Морган и Гладстона. К юго-востоку от горы Морган среднедевонские

отложения прорваны гранитами среднего девона (360 млн. лет), которые перекрыты верхнедевонскими лавами. Близ Силвервуда коралловые известняки девонского возраста инъецируются пермскими гранитами батолита Нью-Ингленд (225 и 245 млн.лет).

На северо-востоке Нового Южного Уэльса девонские породы встречаются у Тамуэрта. В основном они представлены известняками, кремнистыми сланцами, туфами и песчаниками и содержат *Receptaculites*, *Syringopora*, *Favosites*, *Heliolites*, *Atrypa* и многие другие типичные девонские окаменелости. Другой район развития девонских пород расположен близ Каперти, Кудегонга и Мадги, где была найдена типичная девонская фауна, в том числе *Receptaculites*. С этими известковыми водорослями у Фернбрука, в 24 км от Батерста, ассоциируются типичные кораллы. Одна из наиболее хорошо документированных площадей развития девонских окаменелостей находится близ Тамета, юго-западнее Ясс. В складчатых породах можно наблюдать великолепные примеры антиклиналей, синклиналей, куполов и мульд (фото 4а). Известняки и известковистые сланцы содержат *Spirifer*, *Rhynchonella*, *Atrypa*, *Leptaena*, *Favosites*, *Heliolites*, *Syringopora*, *Bellerophon* и многие другие формы. Мощный разрез вулканических пород подстилает известняки и сланцы. Близ пещер Яррангобилли-Кейвс наблюдается заметное несогласие между силурийскими и верхнедевонскими отложениями, содержащими *Spirifer* и *Rhynchonella*. Пояс девонских пород протягивается примерно на 95 км между Молонгом и Веллингтоном. Самые нижние слои представлены известняками с *Receptaculites*, *Rhizophyllum* (фиг. 20, *л*), *Syringopora*, *Favosites*, *Heliolites*, стеблями криноидей, *Leptaena*, *Atrypa*, *Rhynchonella* и *Orthoceras*. Верхние слои представлены красными сланцами, песчаниками и конгломератами с типичными верхнедевонскими формами *Spirifer* и *Rhynchonella*. Во многих районах Нового Южного Уэльса встречаются только красные сланцы и песчаники, которые порой на протяжении сотен метров лишены окаменелостей. Однако здесь же присутствуют прослои мощностью от 1 до 15 см, буквально "набитые" *Spirifer* и *Rhynchonella*. Может также встречаться и *Lepidodendron*. Сходный разрез обнаружен близ горы Ламби, у Ридапа, у Содуолса, близ горы Хоррибл, у Санни-Корнер и горы Биндо. В большинстве мест верхнедевонские породы метаморфизованы на контакте с батолитом Батерст; изотопное датирование показало,

что этот батолит внедрился в течение карбона (305 млн.лет). Близ Хартли пермские отложения перекрывают граниты, а у Дженолана можно наблюдать великолепное несогласие между падающими под углом породами девона и горизонтальными пермскими слоями (фото 1). Такой же разрез красных песчаников, конгломератов и глинистых сланцев обнажается к югу, вблизи Ялуола и на Клайд-Маунтин. Близ Эдена породы подстилаются девонскими риолитами. В этом южном районе они перекрывают батолит Бега, который имеет нижнедевонский возраст (378 млн.лет). Типично верхнедевонские породы встречены также на Тейбл-Топ-Маунтин, к западу от реки Дарлинг и в районе Брокен-Хилл.

В известняках Виктория у Лилидейла присутствуют девонские кораллы и строматопоры, но одновременно здесь обнаружены силурийские формы, указывающие, что породы Лилидейла залегают в низах девона, но ненамного моложе силура. Очень сходная фауна установлена в Мансфилде. У Бучана известняки содержат богатую девонскую фауну, включающую *Spirifer*, *Atrypa*, *Favosites*, *Syringopora* и *Receptaculites*. Местами эти известняки перекрывают кислые лавы, которые в ряде мест перекрывают ордовикские слои. Лавы считаются нижнедевонскими. В верхнем девоне Виктории встречаются также песчаники и конгломераты, но они не пользуются широким распространением, а наибольшее значение имеют кислые лавы. По характерным остаткам рыб, обнаруженным в песчаниках и глинистых сланцах между двумя лавовыми потоками у Таггерти, геологический возраст был определен как верхний девон. Этот возраст подтверждается изотопным датированием (360 млн. лет). В центральной Виктории лавы и ассоциирующиеся с ними породы прорваны многочисленными небольшими массивами гранитов и гранодиоритов, которые по возрасту лишь ненамного моложе. Девонские породы, обычно представленные красноватыми грубыми песчаниками и глинистыми сланцами с *Lepidodendron*, найдены у истоков рек Хоуква, Делатит, Брокен и Кинг, близ горы Веллингтон и Гисборна.

В Тасмании известняки с окаменелостями встречаются у Зихена и в 20 км от Квинстауна; местами они инъецированы нижнекаменноугольными гранитами Химскирк (338 млн.лет). У залива Спер-Бей встречаются известняки и песчаники. Известняки содержат *Atrypa*, *Tryplasma*, *Rhizophyllum*, криноидеи, водоросли и многие другие формы. Близ Эугенана известковистые глинистые сланцы также содержат девонские окаменелости.

Карбон. В Новом Южном Уэльсе каменноугольные породы прослеживаются с севера, от реки Хантер, до Кемпси на побережье, а затем в виде почти непрерывной дуги, выгнутой на северо-запад, между реками Хантер и Думареск вблизи границы с Квинслендом. Самые нижние слои представлены глинистыми сланцами, известняками и песчаниками с несколькими кислыми потоками. Типичными окаменелостями являются *Lithostrotion* (фиг. 20, *д,е,з*), *Zaphrentis* (фиг. 20, *и*), *Phillipsia* (фиг. 27, *ж*) и *Productus* (фиг. 23, *б–г*), а также многие другие брахиоподы. Хотя кораллы и присутствуют, однако они не столь широко распространены, как в силуре и девоне. За этими морскими отложениями следуют континентальные, возможно, озерные слои. Песчаники и конгломераты содержат каменноугольные формы *Lepidodendron* (фиг. 31, *б*). Выше залегают ледниковые тиллиты, флювиогляциальные отложения и многочисленные лавовые потоки. В верхних слоях встречается *Rhacopteris* (фиг. 31, *в*). Почти полный разрез этих отложений описан в синклинальной структуре вблизи Баббинбуна. Морские слои с характерной фауной обнажаются близ Ашфорда, юго-восточнее Масвеллбрука, в районе Кларенстаун – Дангог, у Тари и в долине реки Маклей, но наземные формации пользуются ограниченным распространением и протягиваются на север не далее Баббинбуна. Они хорошо обнажены у Патерсона и Кларенстауна, а ассоциирующиеся лавы, преимущественно риолиты и андезиты, обнажаются у Кларенстауна, Госфорда, Станхопа, Кранки-Конера и Порт-Стефенса. Ледниковые слои, местами с ходами червей, широко распространены у Сихама, Кларенстауна, Патерсона и к северу от Лочинвара. *Rhacopteris* обилен близ Патерсона и был найден у Страуда и Кендалла, где тиллиты и конгломераты подстилают пермские отложения.

В Квинсленде морские отложения встречаются вблизи границы с Новым Южным Уэльсом у Тексаса и Пайкдала. В известняках и брекчиях присутствуют многочисленные *Lithostrotion* и другие кораллы; эти слои известны также близ горы Барни. Далее к северу каменноугольные породы смяты в складки; крупная синклиналь располагается вблизи Мандаббера, а антиклинальная структура – у Рокхемптона. Породы в основном представлены песчаниками и известняками и содержат *Lithostrotion*, *Cyathophyllum* (фиг. 20, *а,б*) и другие каменноугольные типы. Несколько севернее в глинистых сланцах встречается *Rhacopteris*, а у Сифорта были описаны каменноугольные *Lepidodendron* и остатки рыб. В долине Верхняя Бардекин маломощные морские известняки переходят вверх в песчаники и глинистые сланцы, содержащие *Rhacopteris* и *Lepidodendron*. В районе Хербертона в глинистых сланцах описан *Rhacopteris*; сланцы перекрываются вулканическими породами, а затем ледниковыми отложениями, а в долине Паско на полуострове Йорк песчаники и глинистые сланцы, содержащие *Lepidodendron*, подстилают мезозойские формации.

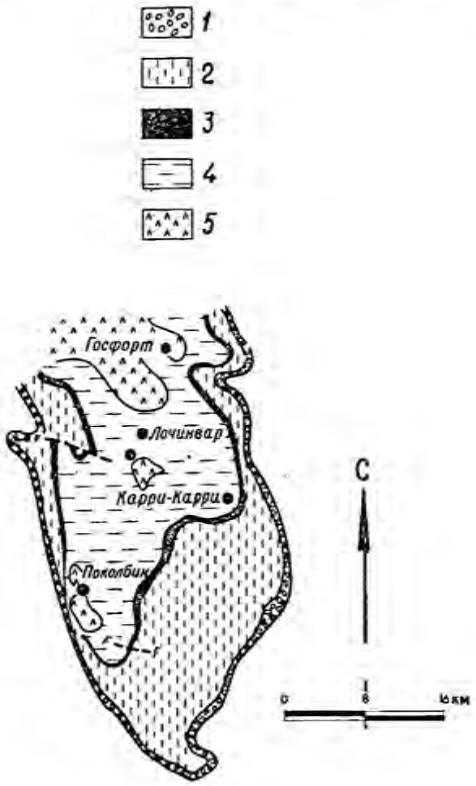
В Виктории на реке Авон песчаники, содержащие девонские *Lepidodendron*, переходят в аналогичные породы с каменноугольными *Lepidodendron*. Предполагают, что здесь отсутствовал перерыв в осадконакоплении. У Мансфилда породы с девонскими растениями и рыбами переходят в породы с каменноугольными рыбами. Массивные грубые песчаники, песчаники и красноватые сланцы в горах Грампианс содержат немногочисленные окаменелости, но все же их считают каменноугольными. Небольшие обнажения ледниковых пород описаны во многих районах; поскольку они перекрываются породами с остатками пермских растений, то их относят к карбону.

В Западной Австралии все каменноугольные породы – морские, но фауна несколько отличается от фауны восточных штатов. Близ горы Септимус в хребте Барт присутствуют известняки с *Syringopora*, *Spirifer* и *Productus*, а также песчаники и вулканические породы. В районе реки Фицрой глинистые сланцы с *Spirifer* и *Syringopora* перекрывают верхнедевонские отложения; каменноугольные известняки описаны также на реке Минилья.

Пермь. В северном полушарии наиболее богатые каменным углем отложения появляются в карбоне, в то время как в южном полушарии они имеют пермский возраст.

В Новом Южном Уэльсе пермские формации указывают на чередование морских и пресноводных условий. Так, самые нижние слои – морские; они перекрываются пресноводными свитами с каменным углем, на которых в свою очередь залегают морские слои. А самые верхние слои являются пресноводными и содержат прослои углей. Такие условия указывают на вертикальные движения суши или на изменение уровня моря; дважды трансгрессия моря сменялась регрессией. Самыми нижними горизонтами являются глинистые сланцы и песчаники с характерными окаменелостями *Eurydesma* (фиг. 25, *а,б*) и перенесенными водой обломками *Gangamopteris* (фиг. 31, *в*). Встречаются и базальтовые потоки. В доли-

не Нижняя Хантер эти породы обнажаются в центральной части купола Лочинвар (фиг. 47). Они также встречаются на северном побережье близ Кемпси. *Eurydesma* найдена у Ривертри, а *Gangamopteris*– у Ашфорда. Бедные окаменелостями слои близ Эммавил залегают на каменноугольных лавах; по-видимому, они имеют пермский возраст. Пресноводные песчаники, глинистые сланцы и конгломераты, содержащие значительные прослои углей, характеризуются присутствием как *Gangamopteris*, так и *Glossopteris* (фиг. 31, *в*). Эти слои окружают морские прослои в куполе Лочинвар (фиг. 47), а также встречаются близ Масуэлбрука, Марруранди и между Сконом



Ф и г. 47. Карта южной части купола Лочинвар.

Пермь (1–4): 1 – конгломераты; 2 – сланцы и ледниковые отложения; 3 – угольные пласты; 4 – сланцы и песчаники; 5 – главным образом кислые лавы карбона. FF – линия сброса.

и Бландфордом, где они имеют большой угол падения, что вызвано сбрасообразованием. Гора Уинген вблизи Скона сложена угольным пластом, который горел в течение сотен лет. А ее многие считали вулканом! Много севернее Ашфорда уголь связан с этой же группой пород; по-видимому, и на юге, в районе реки Клайд, уголь имеет такой же возраст. Вторая группа морских отложений перекрывает пресноводные породы, содержащие угольные пласты, и представлена главным образом глинистыми сланцами и ледниковыми отложениями. Глинистые сланцы очень богаты окаменелостями; в большом количестве встречаются *Fenestella* и *Stenopora* (фиг. 21). Эти породы встречаются близ Бранкстона, Белфорда, Масуэлбрука и во многих прибрежных районах. В большинстве случаев они перекрываются крупногалечными конгломератами, которые служат маркирующим горизонтом (фиг. 8). Ледниковые отложения близ Ашфорда, Дрейка и на реке Пилл, вероятно, имеют такой же возраст. На южном побережье богатые окаменелостями морские отложения обнажаются к северу от Уоллонгонга и простираются за Ноура. Между Уоллонгонгом и Камбеуорра описаны многочисленные потоки и ассоциирующиеся с ними неглубокие интрузии. Они имеют базальтовый состав, но отличаются очень высоким содержанием калия. На западе морские и ледниковые отложения найдены близ Хартли, Канангара-Уоллс и Данеду, а у Канангара-Уоллс они перекрывают девонские породы с отчетливым несогласием (фото 1). Эти морские слои перекрыты второй группой угленосных отложений, характеризующихся наличием *Glossopteris* и большим числом продуктивных угольных пластов. В основном породы представлены глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами и роговиками. Они продолжаются на северо-запад до Ганнеда и на запад до Литгоу, а на южном побережье обнажаются у Коалклифа и тянутся в глубь страны вдоль края уступа за Балли. У Балли в сланцах были обнаружены следы крупной рептилии (фиг. 29, *д*). Они найдены в самой кровле угленосной толщи и могут иметь триасовый возраст. В Айрли, к северу от Литгоу, в битуминозных сланцах с *Glossopteris* были найдены кости амфибий *(Labyrinthodont)*.

В Квинсленде пермские породы встречаются в ряде мест, но полнее всего они представлены в большой синклинали Боуэн, которая протягивается на 644 км. Синклиналь была разбита поперечными сбросами на ряд куполов и впадин, причем пермские толщи в каждой из этих структур несколько

отличаются друг от друга, что затрудняет корреляцию. В большинстве случаев самые нижние слои представлены морскими сланцами и известняками, а вблизи южного окончания синклинали, у Сероколда, была найдена *Eurydesma*. Здесь известковистые сланцы и песчаники с *Glossopteris* перекрывают морские отложения. В центральной и северной частях синклинали встречаются вулканические породы. В центральной части они подстилают морские отложения, а на севере два выхода вулканических пород разделены угленосной толщей и весь разрез перекрыт важной угленосной свитой Коллинсвил. Эти угленосные толщи перекрываются морскими породами с пелециподами и брахиоподами. Такие же отложения встречены севернее Небо. Они перекрываются мощными пресноводными осадками, в большинстве случаев с туфовым материалом, богатыми *Gangamopteris* и *Glossopteris*. К юго-востоку, в бассейне Йеррол, под морскими песчаниками и известняками с *Eurydesma*, *Spirifer* и криноидеями залегают андезиты и туфы, а в районе Йеррол – Монто эти морские отложения перекрываются андезитами. Близ Канья и Рокхемптона песчаники, сланцы и конгломераты содержат *Glossopteris*. Вблизи Гимпи морские известняки и глинистые сланцы сменяются андезитами, туфами и содержащими окаменелости морскими отложениями, а в долине Брисбейн встречаются как морские, так и вулканические породы. В райне Уорик присутствуют содержащие окаменелости грубые песчаники с *Eurydesma*, на которых залегает слой с *Gangamopteris* и *Glossopteris*. Недалеко от границы с Новым Южным Уэльсом морские слои, содержащие окаменелости, перекрываются угленосной толщей Ашфорд. Местами вблизи границы встречаются граниты, которые связаны с батолитом Нью-Ингленд пермского возраста.

В Виктории встречаются мощные толщи тиллитов, в которых был найден *Gangamopteris*.

В Тасмании, у Виньярда, описаны базальные пермские слои, представленные тиллитами, ленточными глинами, конгломератами и глинистыми сланцами. На островах Вуди и Мария, близ Пойнт-Гиббс и Беконсфилда, известковистые сланцы в большинстве случаев перекрываются богатыми окаменелостями известняками с *Eurydesma*. Эти морские отложения обнаружены также у Коллинсвейла, Делорейна, Кейп-Сюрвий и горы Седжвик. Они перекрываются песчаниками с угольными пластами, хорошо развитыми в Девонпорте. *Gangamopteris* и *Glossopteris* были найдены у Ойстер-Бей, Хобарта, Пойнт-

Соррел, Авока, на острове Мария и у Кейп-Сюрвий. Глинистые сланцы и песчаники, обнажающиеся на юго-востоке Тасмании, содержат *Eurydesma*. У Хобарта и на юго-востоке Тасмании более высокие в разрезе слои богаты *Fenestella* и *Stenopora*, а на острове Мария в этой же толще содержатся ледниковые отложения.

В Южной Австралии все пермские породы представлены ледниковыми отложениями. На полуострове Йорк слоистые глины и пески с массивными валунами залегают на кембрийском основании; их возраст подтверждают типичные низкотемпературные фораминиферы. У Халлет-Ков описаны такие же несортированные ледниковые обломочные образования с несколькими прослоями ленточных глин. На острове Хиндмарш ледниковые породы были встречены в скважинах на глубине более 150 м.

В Западной Австралии мощные пермские толщи встречены в бассейнах Каннинг, Карнарвон и Перт, а менее мощные – в бассейнах Колли, Муджа и Уилга. Многие морские окаменелости сходны с окаменелостями из восточных штатов, но *Eurydesma* отсутствует. Ледниковые отложения представлены очень широко, а вулканические породы встречаются реже. Флювиогляциальные отложения и тиллиты встречены на реках Гаскойн, Гриноу и Ирвин, а в бассейне Колли тиллиты слагают основание разреза. Ледниковые отложения были найдены в хребте Уилкинсон. В большинстве выходов ледниковые образования перекрываются содержащими окаменелостями морскими отложениями, на которых в районе реки Ирвин и Колли залегают слои, содержащие *Gangamopteris* и *Glossopteris*. В двух последних районах встречен уголь.

На Северной территории ледниковые образования известны вблизи побережья у границы с Западной Австралией. У залива Ансон и на реке Нижняя Дели присутствуют содержащие окаменелости морские песчаники. У Порт-Китс песчаники с брахиоподами и моллюсками перекрываются слоями с *Glossopteris*.

Триас. В Квинсленде промышленные угольные месторождения имеют триасовый возраст. Песчаники и глинистые сланцы с пластами углей, переслаивающиеся с подчиненными прослоями андезитов, риолитов и туфов, обнажаются у Ипсуича, Брисбена, Моретон-Бей и близ истоков рек Брисбен, Барнет и Мэри. Эти слои разрабатываются на уголь у Ипсуича. В течение триасового времени большая часть районов Брисбен и Моретон-Бей была покрыта мощным плащом пепла, который выбрасывали вулканы в виде крошечных частичек раскаленно-

го стекла, сжигавших всю растительность. В этом пепле, известном как туф Брисбен, находят стволы деревьев. В угольных пластах найдены *Thinnfeldia* и другие типичные триасовые растения. В бассейне Боуэн обнаружена нефть, хотя и не в промышленных количествах. К западу от Кракоу к триасовым песчаникам приурочен водоносный горизонт Большого Артезианского Бассейна; такие же породы описаны у Уорика, Инглвуда и севернее Рома, где также была встречена нефть.

В Новом Южном Уэльсе главные выходы триасовых пород приурочены к Сиднейскому и Окслейскому бассейнам, но известны также вдоль края Большого Артезианского Бассейна у Кунамбла; они описаны в скважинах вблизи Мори. В средней части Сиднейского бассейна они залегают горизонтально и имеют небольшое падение по его краям. Самыми нижними являются глинистые сланцы и песчаники с прослоями характерных сланцев шоколадного цвета. Местами отмечается обилие ископаемых растений; при этом типичны *Phyllotheca* и *Thinnfeldia* (фиг. 32, *а, б*). У Госфорда найдена нижнетриасовая рыба (фиг. 29, *б*). Эти слои обнажаются на побережье у Лонг-Рифа и Наррабина и тянутся к северу, до озера Маккуори. Затем они прослеживаются в глубь материка, до реки Хантер, и далее на северо-запад, к Скону. Вблизи Наррабри и Боггабри описаны прерывистые выходы этих пород. На юге они обнажаются у Гарри-Бич в Национальном парке, у основания скал, протягивающихся за Мосс-Вейл, а затем прослеживаются к северу через Литгоу к Скону.

Массивные песчаники с прослоями глинистых сланцев и конгломератов перекрывают нижележащую формацию и слагают крутые скалы вокруг Сиднейской гавани, вершины утесов Голубых гор, долину Кангари и Бандануи-Крик. У горы Гибралтар, вблизи Боурала, песчаники прорваны лакколитом микросиенитов юрского возраста (178 млн.лет). У Бруквила линзы глинистых сланцев в песчаниках содержат многочисленные остатки среднетриасовых рыб. Верхнетриасовые сланцы с маломощными прослоями песчаников венчают массивные среднетриасовые песчаники. Они простираются к северу от Хорнсби, к западу от Уиндзора и к югу до Пиктона. Изолированные выходы известны близ Боурала, Миттагонга, Бандануна и Мосс-Вейл на юге и у Вудфорда на западе. Глинистые сланцы пригодны для производства кирпича. В глиняном карьере у Сент-Петерса найдено большое количество отпечатков верхнетриасовых рыб и остатки крупной амфибии *Labyrinthodont*. У Проспекта сланцы прорваны лакколитоподобным телом натровых долеритов, изотопное датирование которых указывает на юрский возраст (168 млн.лет).

В Виктории, у Баккус-Марш, триасовые песчаники, глинистые сланцы и конгломераты перекрываются третичными бурыми железняками. Слои содержат *Phyllotheca*, *Thinnfeldia* и другие растения. Небольшой район развития триасовых пород расположен близ Каслмейна.

В Тасмании к триасовым отложениям приурочены все промышленные месторождения угля. Угленосные поля расположены в Авока, близ Маунт-Николас, Далмейна, Фингала и Лонгфорда. Триасовые породы встречаются только в восточной половине штата; характерные песчаники, содержащие очень мелкие обломки пород (граувакки), описаны у Ида-Бей, Катамарана, Довера, Олд-Бич, Уайтана, Поатина, Сент-Мориса и Сент-Пауля. Во многих местах эти породы перекрываются глинистыми сланцами. Были обнаружены отпечатки *Phyllotheca* и других растений, а также остатки рептилий.

В Южной Австралии отложения триасовых пород обнаружены только у Лейг-Крик, где пропластки угля встречаются в известковистых сланцах, содержащих *Thinnfeldia* и другие растения, а также пресноводные моллюски.

Западная Австралия является единственным штатом, где описаны морские триасовые отложения, хотя и здесь преобладают пресноводные слои. На Блинда-Стейшн, в районе Фицроя, морские сланцы с окаменелостями сменяются пресноводными сланцами и песчаниками, содержащими *Thinnfeldia* и другие окаменелые растения. В основании формации были обнаружены кости, зубы и чешуи крупных амфибий. Триасовые породы встречаются также на реке Гриноу и в скважинах у Джералдтона, а нефть была обнаружена в глубокой скважине в нижнетриасовых отложениях у Ярдарино и Донгара.

На Северной территории глинистые сланцы, перекрывающие пермь в 24 км северо-северо-восточнее Порт-Китса, коррелируются с глинистыми сланцами, обнажающимися близ Блинда в Западной Австралии.

Юра. В Квинсленде угольная толща Уаллон юрского возраста перекрывает триасовую угленосную толщу Ипсуич в районе Ипсуич. Породы представлены преимущественно песчаниками, грубыми песчаниками и конгломератами, содержащими *Taenopteris* и *Cladophlebis* (фиг. 32, *г, д*), которые в

свою очередь перекрываются глинистыми сланцами с такими же ископаемыми растениями и характерными спорами. Вблизи горы Барни эти слои залегают на породах каменноугольного возраста, а в бассейне Мэриборо юрские формации включают андезиты и пласты угля. Они инъецируются гранитами и диоритами, причем диориты Нуса-Хед были датированы изотопными методами как верхнеюрские (140 млн.лет). Выходы с пропластками угля и характерными растениями описаны вблизи Лаура и на полуострове Кейп-Йорк, но наиболее важные выходы расположены вокруг Большого Артезианского Бассейна. Здесь песчаники содержат характерные споры и подстилают меловые породы на реках Гилберт и Литл-Ривер в районе залива Карпентария, а в Мортоне выходы песчаников окаймляют депрессию и прослеживаются в Новый Южный Уэльс. В Большом Артезианском Бассейне, у Муни, в юрских породах обнаружены промышленные запасы нефти.

Юго-восточная граница Большого Артезианского Бассейна в Новом Южном Уэльсе продолжается через Ганнеда, Кунабарабран, долину реки Голберн к Даббо. У Талбрагара были найдены отпечатки ископаемых рыб(фиг. 29, *в*). Другая площадь выходов юрских пород расположена на северном побережье близ рек Ричмонд и Кларенс; выходы очерчивают внешнюю границу большой синклинали, в центральной части которой обнажаются меловые породы. В этих слоях имеются пласты угля; вероятно, они являются продолжением угленосных отложений южного Квинсленда.

Юрские породы, сходные с одновозрастными отложениями Квинсленда и Нового Южного Уэльса, в Южной Австралии описаны на краю Большого Артезианского Бассейна.

Хотя в Тасмании и встречаются юрские осадочные породы, около 15 500 км^2 территории штата занято юрскими долеритами. Они встречаются в виде даек и громадных силлоподобных тел (покровов) мощностью до 600 м. Долериты слагают скалы на побережье и во внутренних горных районах и часто характеризуются призматической отдельностью.

В Виктории юрские породы встречаются в Южном Гипсленде, в хребте Отуэй и в долинах рек Уоннон и Гленелг. Они описаны в скважинах на острове Филлип. Породы представлены глинистыми сланцами, грубыми песчаниками и песчаниками; близ Уонтагги встречен уголь. В этих отложениях найдены *Taenopteris* и *Cladophlebis*.

В Западной Австралии встречаются как морские, так и континентальные отложения. На северо-западе штата юрские породы переходят в меловые без заметного перерыва; руководящие окаменелости отсутствуют. Песчаники и сланцы, занимающие площадь около 44 000 км^2 , протягиваются вдоль побережья от реки Фрейзер почти до Порт-Хедленда; в глубь страны они прослеживаются примерно на 320 км. В этих породах обнаружены пелециподы и окаменелые остатки деревьев. В хребтах Ро и Кейп юрские сланцы с пелециподами, гастроподами и *Globigerina* (фиг.17, *б*) подстилают меловые породы и содержат нефть и газ; на острове Барроу в них обнаружено промышленное месторождение нефти. В районе Джералдтона сланцы, песчаники и известняки содержат *Trigonia* (фиг. 25, *в, г*) и *Ammonites* (фиг. 26, *д, е*), а вблизи Гингина в песчаниках и сланцах *Thinnfeldia* и *Cladophlebis*. Юрские отложения встречены в скважинах у Перта, а в районе Доннибрук – Басселтон песчаники и сланцы юрского возраста обнажаются на поверхности. В этих отложениях встречаются базальты, обнажающиеся у Банбери.

Мел. Большая часть меловых отложений, обнажающихся на поверхности, силицифицирована; они настолько тверды, что образуют своего рода твердый покров на холмах и обусловливают формирование столовых гор (фото 8 а). Все месторождения опала – Кубер-Педи (Южная Австралия), Лайтнинг-Ридж и Уайт-Клиффс (Новый Южный Уэльс), Каннамала (Квинсленд) – приурочены к меловым породам. Силицифицированные песчаники, обычно называемые "грей-билли", с успехом применяют в качестве материала для дорожного строительства.

Большинство меловых отложений встречается в Северной Австралии и многие из них – в Большом Артезианском Бассейне, располагающемся в пределах трех штатов: Квинсленда, Нового Южного Уэльса и Южной Австралии.

На границе Квинсленда и Нового Южного Уэльса вблизи Гундивинди нижнемеловые песчаники, перекрывающие юру, служат главными коллекторами артезианских вод. Выходы продолжаются через Тамбо к северу от Рома, где они исчезают под более молодыми меловыми отложениями. Эти же слои обнажаются на западной стороне бассейна, на севере хребта Флиндерс в Южной Австралии, и прослеживаются далее на юго-восток, через Тибубарра и Кунамбл в Новый Южный Уэльс. Морские отложения, содержащие известняки, известко-

вистые сланцы и песчаники, перекрывают водоносные слои и обнажаются между Уоррего и рекой Уорд севернее Шарлевиля и продолжаются далее через Тамбо, Рома, Лонгрич и Уинтон, где они перекрываются песчаниками с пропластками угля и остатками ископаемых растений, в том числе листьями *Dicotyledonous*. На Дарлинг-Даунс эти формации встречены в скважинах; они залегают на гранитном фундаменте. Песчаники с остатками растений перекрывают породы основания на северо-западной стороне бассейна, близ Гленормистона, и в свою очередь перекрываются известняками и сланцами с *Inoceramus* (фиг. 25, *е*). В Южной Австралии водоносные горизонты перекрываются сланцами, обнажающимися в хребтах Пик и Дэнисон.

Другой район развития меловых пород в Квинсленде расположен на побережье. Морские слои обнажаются вблизи Куктауна, а на реке Батавиа встречаются пресноводные отложения, содержащие пропластки угля. Угольная толща Стикс-Ривер с *Taenopteris*, *Cladophlebis* и *Dicotyledonous* имеет, по-видимому, меловой возраст. Далее к югу, у Мэриборо, пресноводные слои с остатками растений и потоками кислых лав перекрываются морскими сланцами и песчаниками с *Trigonia* и угольной толщей Барра.

В Южной Австралии большая площадь выходов сланцев и песчаников нижнего мела расположена в районе хребта Стьюарт. Они, как правило, окремнены; к ним приурочено важное месторождение опала Кубер-Педи. Меловые породы были обнаружены в скважинах под третичными осадками на равнине Налларбор и вблизи границы с Викторией, у Локстона.

В Виктории эти слои обнаружены в скважинах на реке Гленелг и, без сомнения, являются продолжением слоев, обнажающихся близ Локстона в Южной Австралии.

В Новом Южном Уэльсе в скважинах у Хей, Менинди и Уилканния встречены меловые породы, являющиеся, вероятно, частью тех же отложений, которые встречаются в Виктории и вблизи Локстона. Юрские отложения переходят кверху в меловые на северном побережье, на реках Кларенс и Ричмонд.

В Западной Австралии очень большая площадь выходов меловых пород находится в районе берега Эйти-Майл-Бич, но, как указывалось выше, здесь трудно провести границу между юрскими и меловыми отложениями. На севере породы представлены в основном морскими песчаниками с пелециподами и гастроподами, а на юге – глинистыми сланцами и конгломератами с *Taenopteris* и *Cladophlebis*, что указывает на верхнюю юру или самые низы мела. Длинный язык меловых отложений шириной примерно в 100 км протягивается параллельно побережью между Онслоу и Нортамптоном, достигая максимальной ширины около 130 км в бассейнах рек Гаскойн и Вурамел в окрестностях Карнарвона. В основном породы представлены глинистыми сланцами, песчаниками и известковистыми сланцами и песчаниками с *Ostrea* и *Inoceramus* (фиг. 25, *д*, *е*). В хребте Рог в основании меловых пород была обнаружена нефть. Между Гингином и Дандараганом наблюдается непрерывный переход от верхней юры к нижнему мелу. Близ Гингина в мелу обнаружены *Inoceramus*, *Ammonites* и *Globigerina*, а у Дандарагана – кости гигантской рептилии. Бурение на равнине Налларбор показало, что меловые отложения перекрывают древние породы основания.

На Северной территории как морские, так и пресноводные осадки встречаются спорадически на площади около 647 500 км^2. Они слабо смяты в складки и большей частью латеритизированы. Вблизи Дарвина нижнемеловые сланцы содержат радиолярии, а фораминиферовые сланцы встречаются вблизи горы Эвелин. Однако в большинстве случаев породы представлены песчаниками, а в хребте Уотерхаус они содержат остатки растений.

Третичный период. Третичные морские отложения встречаются в Виктории, Тасмании, Южной и Западной Австралии, а пресноводные осадки образуют небольшие выходы во всех штатах. Они представлены преимущественно речными, озерными или лагунными отложениями. Месторождения диатомита имеют промышленное значение; они образовались в третичных озерах в результате накопления диатомей. Местами в этих отложениях встречаются остатки пресноводных рыб. Предполагается, что в третичное время в Австралии был тропический климат с муссонными дождями, сменявшимися сухими жаркими сезонами; такие условия были благоприятны для образования на больших площадях латеритов. В это время на большей части Восточной Австралии отмечалась вулканическая деятельность; с ней связаны базальтовые лавы и малые интрузии, встречающиеся от полуострова Кейп-Йорк до Тасмании. Некоторые потоки характеризуются великолепной призматической отдельностью (фото 8 б). Наличие латеритов, перекрывающих и подстилающих базальты, указывает на существование периодов эрозии и латеритизации между эпизо-

дами вулканической активности. Базальты Виктории подразделяются на древние базальты, залегающие ниже латеритов, и молодые базальты, перекрывающие латериты. Установлено, что молодые базальты имеют плиоценовый и плейстоценовый возраст и что вулканическая активность началась 4,5 млн. лет назад. Возраст базальтов, обнажающихся на северо-востоке Нового Южного Уэльса, колеблется от палеоцена до миоцена.

Многие базальтовые потоки изливались в русла или овраги, заполненные песком и листьями деревьев, являющихся предками лиственных деревьев и кустарников, существующих и поныне. Среди них были найдены *Banksia*, *Callitris*, *Casuarina*, *Cinnamomum*, *Ficus*, *Grevillea*, *Hakea* и *Eucalyptus* (фиг. 32, *в*, *ж*). Местами в песках содержится аллювиальное золото и драгоценные камни, такие, как сапфир, циркон, берилл, турмалин, аметист и агат.

В Виктории морские отложения найдены на востоке Гипсленда, на полуострове Морнингтон, вокруг залива Порт-Филлип, около Мельбурна, Кейлора и Баккус-Марш, на полуострове Велларин и вдоль побережья до мыса Отуэй. Их также находят в Малли и Уиммера. Самые нижние слои (эоцен) встречаются на мысе Отуэй, где обнажаются грубые железистые песчаники, содержащие фораминиферы, *Nautilus*, *Turritella* (фиг. 25, *з*) и другие моллюски. Описаны и более молодые отложения (миоцен – олигоцен). Вблизи острова Берд известковистые песчаники содержат плохо сохранившиеся остатки растений. У Порт-Кемпбелл описаны горизонтально залегающие третичные галечники. У Бассова пролива эти отложения были изучены на нефть и газ. В Гипсленде обнажаются еще более молодые слои (плиоцен), и скважины фиксируют, что они подстилаются миоценом, содержащим очень характерные и крупные *Lepidocyclina* (фиг. 17, *а*). Бурение показало, что в этих породах под дном моря имеются промышленные запасы нефти. Более древние пресноводные отложения в южном Гипсленде содержат бурые угли.

В Тасмании морские отложения отмечались на северо-западном побережье, у Гренвилла и Тамма, а также на островах Кинг и Флиндерс в Бассовом проливе. Возможно, в Бассовом проливе к ним также приурочены нефтяные залежи. Породы представлены преимущественно известняками, известковистыми сланцами и песчаниками. Были найдены *Turritella* и *Lovenia* (фиг. 22, *е*). С пресноводными песками и глинами в грабене Маккуори связаны залежи бурых углей.

В Южной Австралии морские известняки встречаются вблизи границы Виктории около горы Гамбье, близ Комптона и Маннама. Породы представлены главным образом известняками, известковистыми сланцами и песчаниками; в различных местах были собраны *Lovenia*, *Turritella*, *Globigerina*, гастроподы и фораминиферы. В разрезе залива Сент-Винсент перемежаются морские и неморские горизонты. У Уилланга и Ноарланга известняки содержат ископаемые остатки моллюсков, иглокожих, фораминифер, а у Бланш-Пойнт были найдены силицифицированные губки, *Turritella* и кости вымерших пингвинов. У Калпара встречены известняки с мшанками; у Кингкота, на острове Кенгуру, были описаны эоценовые отложения. Известняки образуют клиффы Большого Австралийского залива, а известняки с пещерами на равнине Налларбор имеют позднетретичный возраст. Они содержат ископаемые остатки мшанок, моллюсков, иглокожих и фораминифер, а близ Уотсона была найдена *Turritella*.

В Западной Австралии эти же формации пересекают границу Южной Австралии, и у Олбани песчаники, конгломераты и известняки с небольшими прослоями бурых углей залегают на эродированной поверхности докембрия. Эоценовые бурые угли встречены у Норналапа и у Денмарка. У Кингс-Парк, близ Перта, скважина прошла эоценовые формации с характерными фораминиферами, а на северо-западном побережье бурение показало, что близ Онслоу и Карнарвона присутствует 600-метровая толща третичных отложений. Они покрывают площадь более 26 000 км^2 и представлены в основном песчаниками, и известковистыми песчаниками, в которых встречаются *Nummulites* (фиг. 17, *в*) и *Lepidocyclina*. Окремненные известняки и песчаники эоценового возраста часто встречаются на острове Барроу.

Четвертичный период. Мощные четвертичные отложения с многочисленными важными окаменелостями, столь характерные для Европы, в Австралии встречаются редко. В это время северное полушарие было покрыто мощным ледником, с которым связаны столь широко распространенные ледниковые тиллиты и валунные глины. В Австралии единственными доказательствами существования ледников являются относительно небольшие морены и ледниковый рельеф юго-восточной и центральной Тасмании и более высоких частей района горы Косцюшко на материке.

Слаборазвитые морские отложения представлены прибрежными образованиями; найденные в них окаменелости сходны с современными формами.

В известняковых пещерах были найдены кости древних кенгуру и других сумчатых, в отложениях речных потоков и гравия – кости млекопитающих и древних аборигенов.

Многие засушливые районы континента в прошлом не испытывали недостатка в воде, о чем свидетельствуют кости и отпечатки лап гигантских травоядных животных, таких, как *Diprotodon*, и многочисленных гигантских птиц (фиг. 29, *г*). Как только внутренние водоемы и озера начали пересыхать, эти существа вымерли. В Южной Австралии озеро Каллабонна даже получило название "болото смерти" по изобилию найденных здесь костей крупных животных.

Приложение
Математические выводы

Уравнение возраста. *Закон распада и первое уравнение возраста.* Закон радиоактивного распада утверждает, что

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N.$$

В большинстве справочников затем приступают к интегрированию от N_1 до N_2, , поскольку время протекает от t_1 до t_2 ($N_1 > N_2$; $t_1 < t_2$); отсюда

$$\frac{N_2}{N_1} = e^{-\lambda(t_2 - t_1)}.$$

Представляя $N_1 = N_0$ для $t_1 = 0$, $N_2 = N$ для $t_2 = t$, получаем

$$\frac{N}{N_0} = e^{-\lambda t}.$$

Это следствие полностью справедливо, пока t рассматривается как "возраст". Однако особенностью геохронологии является то, что время отсчитывается назад; $t_2 = 0$ теперь, а порода возраста 20 млн.лет начала накапливать радиогенные дочерние продукты при $t_1 = -20$ млн. лет. Следовательно, если t рассматривать, как точку на линии времени, то возникают трудности с обозначением, становящиеся неодолимыми, если ни t_1, ни t_2 не равны нулю, как это происходит при некоторых вычислениях по изотопии свинца. Поэтому лучше получить такое выражение, когда необходимо рассматривать только положительные значения.

В этом случае $t_1 > t_2$, $N_1 > N_2$, , т.е. обе переменные изменяются аналогично. Тогда закон радиоактивного распада записывается как

$$\frac{dN}{dt} = +\lambda N,$$

откуда $\int_{N_1}^{N_2} d \ln N = \lambda, \int_{t_1}^{t_2} dt$ и $\ln \frac{N_2}{N_1} = \lambda(t_2 - t_1)$.

Для $N_1 = N_0$, когда $t_1 = t$, $N_2 = N$, тогда $t_2 = 0$ (т.е. в настоящее время), мы получаем такое же выражение, как и раньше, но теперь мы уже мыслим о времени по-геохронологически, а именно

$$\ln \frac{N}{N_0} = -\lambda t,$$

или

$$\frac{N}{N_0} = e^{-\lambda t}.$$

Это – уравнение возраста, применяющееся при датировании по радиоуглероду.

Полупериод. Полупериод определяется как время, необходимое для распада половины исходного количества атомов, т.е. для $\frac{N}{N_0} = 0{,}5$, $t = \tau_{0,5}$.

Таким образом,

$$0{,}5 = e^{-\lambda \tau_{0,5}},$$

или

$$\tau_{0,5} = \frac{\ln 0{,}5}{\lambda} = \frac{0{,}69315}{\lambda}.$$

Общее уравнение возраста. Окончательное уравнение не всегда удобно для датирования; N еще может быть определено, но очень редко удается определить N_0. Поэтому t необходимо выразить в виде отношения дочернего элемента к родительскому в настоящее время, которое может быть изменено.

Обозначим через P число родительских атомов в настоящее время (N при $t_2 = 0$). Число дочерних атомов, образующихся с момента $t_1 = t$, равняется числу уже распавшихся родительских атомов

$$D^* = N_0 - N,$$

где звездочкой обозначен радиогенный компонент изотопа, определенное количество которого уже могло присутствовать в минерале-хозяине во время t_1.

Следовательно

$$\frac{D^*}{P} = \frac{N_0 - N}{N} = e^{+\lambda t} - 1,$$

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

Это выражение – основная форма уравнения возраста.

Приближенное вычисление. В некоторых случаях с помощью таблиц натуральных логарифмов мы можем выполнить приближенные вычисления, базирующиеся на сходящемся ряде

$$\ln(1 + A) = A - {}^1/_2\, A^2 + {}^1/_3\, A^3 - \ldots,$$

где в данном случае $A = e^{\lambda t} - 1 = D^*/P$. Отсюда $\lambda t \doteqdot D^*/P$, или, точнее, $\doteqdot D^*/P - {}^1/_2\,(D^*/P)^2$.

Ответвление распада (K-Ar-случай). В некоторых случаях ядра, например ^{40}K, распадаются двумя возможными путями. При этом при захвате электрона образуется ^{40}Ar, но уменьшение ^{40}K управляется как захватом электрона, так и β-распадом, приводящим к образованию ^{40}Ca. Двумя константами распада являются λ_e и λ_β; суммарная константа распада $\lambda = \lambda_\beta + \lambda_e$. Скорости образования ^{40}Ca и ^{40}Ar находятся в отношении $\lambda_\beta/\lambda_e = {}^{40}Ca/{}^{40}Ar$. Следовательно $N_0 - N = {}^{40}Ar + {}^{40}Ca = {}^{40}Ar(1 + \lambda_\beta/\lambda_e)$.

Таким образом, помня, что $N = {}^{40}K$, присутствующему в настоящее время в образце, мы можем написать уравнение возраста следующим образом:

$$t = \frac{1}{\lambda_\beta + \lambda_e} \ln\left(1 + \frac{\lambda_\beta + \lambda_e}{\lambda_e} \frac{{}^{40}Ar^*}{{}^{40}K}\right).$$

Уравнение изохроны. Если некоторые из радиогенных дочерних ядер ко времени их образования уже присутствовали в образце, то общее количество атомов дочерних ядер, присутствующих в настоящее время (D_p), слагается из двух составляющих: атомов D^*, образующихся путем последовательного распада (радиогенный компонент), и атомов D_i, присутствовавших первоначально. Следовательно, $e^{\lambda t} - 1/P \times \times (D_p - D_i)$.

Необходимо отметить, что на масс-спектрометре результаты получаются в виде отношений. В подобном случае переменные лучше записывать в виде отношений с изотопом в знаменателе; на содержание изотопа радиоактивный распад не влияет. Обозначим через S число атомов изотопа дочер-

него элемента, который сам не является продуктом какого-нибудь процесса распада. Тогда

$$e^{\lambda t} - 1 = \frac{S}{P}\left(\frac{D_p}{S} - \frac{D_i}{S}\right) = \frac{S}{P}\left(R_p - R_i\right).$$

Это и есть уравнение изохроны.

Зависимость между изотопными отношениями, концентрациями и распространенностью атомов. Для каждого элемента, дочернего или родительского, производятся два определения: 1) измеряют концентрацию C в микрограммах на грамм для всех изотопов и 2) концентрацию изотопного состава в атомных отношениях. Для j-изотопа элемента с изотопными концентрациями $N_1, N_2, \ldots, N_j$ молей на грамм определяемые отношения составляют $R_2 \ldots R_j = N_2/N_1, \ldots N_j/N_1$. По крайней мере один из изотопов стабилен и не является радиогенным, как изотоп S (см. выше), а один из изотопов – это интересующий нас изотоп – либо радиоактивный родительский P, либо стабильный дочерний D.

Общее количество молей в единице веса равно

$$N = N_1 + N_2 + \ldots + N_j = \Sigma_j N_j.$$

Число молей фракции изотопа составляет

$$N_j/N.$$

Средний атомный вес элемента M является средневзвешенным из ядерных масс изотопов $M_1 \ldots M_j$ в соответствии с относительными количествами каждого из них, т.е. в соответствии с их мольными фракциями.

Таким образом, помня, что $\Sigma_j N = N$,

$$M = \Sigma_j \frac{N_j}{N} \cdot M_j$$

$$= \frac{N_1}{N}\left(\frac{N_1}{N_1} \cdot M_1 + \frac{N_2}{N_1} \cdot M_2 + \ldots + \frac{N_j}{N_1} \cdot M_j\right) =$$

$$= \frac{N_1}{N}\left(M_1 + R_2 M_2 + \ldots + R_j M_j\right),$$

т.е. $MN = N_1 (M_1 + \ldots + R_j M_j)$.

Зависимость между C и N дается хорошо известным выражением: вес ÷ молярный вес = моли, т.е. $C/M = N$.

Следовательно, $C = MN = N_1 (M_1 + \ldots + R_j M_j)$.

Вычисления при изотопном разбавлении. *Общие соображения.* У мультиизотопных элементов изменяющиеся ядра (дочерние или родительские) обозначаются цифрой 1; мы используем цифру 2 для обозначения изотопов, которые не изменяются. Молярные концентрации будут здесь обозначены N и N_2 соответственно.

Образцы, спайк и содержание в смеси обозначаются символами sa, sp и m соответственно.

Для удобства отношения, получаемые на масс-спектрометре, обозначаются символами

$$R_2^{sa} = N_2^{sa}/N_1^{sa} \text{ и т.д.}$$

Обратите внимание, что при этом условии знаменатель всегда представляет собой содержание изменяемого изотопа с интересующей нас концентрацией. Если участвуют только два изотопа, тогда при обозначении R можно исключить символы. Таким образом,

$$R^m = \frac{N_2^m}{N_1^m} = \frac{N_2^{sa} + N_2^{sp}}{N_1^{sa} + N_1^{sp}} =$$

$$= \frac{\dfrac{N_2^{sa}}{N_1^{sa}} \cdot \dfrac{N_1^{sa}}{N_1^{sp}} + \dfrac{N_2^{sp}}{N_1^{sp}}}{\dfrac{N_1^{sa}}{N_1^{sp}} + 1} =$$

$$= \frac{R^{sa} \cdot \dfrac{N_1^{sa}}{N_1^{sp}} + R^{sp}}{\dfrac{N_1^{sa}}{N_1^{sp}} + 1}.$$

После преобразования получаем

$$\frac{N_1^{sa}}{N_1^{sp}} = \frac{R^{sp} - R^m}{R^m - R^{sa}} = Q_1.$$

Для мультиизотопных элементов аналогичные преобразования показывают, что значение Q для изотопа 1 в качестве знаменателя является таким же вне зависимости от того, какой изотоп будет принят в качестве числителя.

Таким образом, если постоянная калибровка раствора спайка равна μ_1 мкмоль изотопа на 1 г раствора, W грамм которого добавляется к M граммам растворяемого образца, то концентрация изотопа 1 на 1 грамм образца составляет

$$\mu_1 \cdot \frac{W}{M} \cdot Q_1 \text{ мкмоль на 1 г.}$$

Аргон. В тех случаях, когда контаминация становится существенной, ситуация усложняется. Поэтому для упрощения (на примере аргона) была изменена символика: небольшие строчные буквы обозначают количество молей на образец, а заглавные – отношения: R, r – радиогенный компонент, S, s – спайк, A, a – воздушный компонент, M – смесь.

Необходимо отметить, что если радиогенный аргон является чистым ^{40}Ar, то $r_{38} = r_{36} = 0$.

Очевидно, что

$$M^{40/38} = \frac{r_{40} + a_{40} + s_{40}}{s_{38} + a_{38}}, \quad M^{38/36} = \frac{s_{38} + a_{38}}{s_{36} + a_{36}}.$$

Для упрощения можно принять, что a_{38} и s_{36} исчезающе малы. Тогда

$$M^{38/36} = \frac{s_{38}}{a_{36}}.$$

Подставляя в первое уравнение, получаем

$$r_{40} = s_{38}\left(M^{40/38} - \frac{a_{40}}{s_{38}} - \frac{s_{40}}{s_{38}}\right) =$$

$$= s_{38}\left(M^{40/38} - \frac{A^{40/36}}{M^{38/36}} - S^{40/38}\right).$$

Таким образом, как показано на фиг. 40, количество радиогенного аргона равно общему количеству ^{40}Ar за вычетом аргона, привнесенного с воздушной контаминацией, и его меньшей доли, содержащейся в спайке.

Краткий словарь названий пород

Адамеллит. Изверженная плутоническая порода кислого состава, состоящая из кварца, ортоклаза, плагиоклаза, биотита и роговой обманки. Ортоклаз составляет 40–60% от общего количества полевых шпатов (см. *Гранодиорит* и *Гранит*).

Амфиболит. Метаморфическая порода, состоящая в основном из роговой обманки и плагиоклаза.

Андезит. Основная эффузивная порода с порфировой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой и/или авгитом в массивной основной массе.

Аренит. Механически образованная осадочная порода с зернами песчаной размерности (2–1/16 мм) (см. *Песчаник*).

Аспидный сланец. Метаморфизованный глинистый сланец с совершенным параллельным кливажом, известным как сланцевый кливаж. Аспидные сланцы встречаются в районах с низкой степенью регионального метаморфизма. Несколько более высокая ступень метаморфизма вызывает перекристаллизацию с развитием мельчайших зернышек слюды и хлорита. Это приводит к тому, что порода приобретает светлый оттенок и блеск; ее называют филлитом.

Базальт. Основная эффузивная порода, состоящая из мельчайших кристалликов плагиоклаза и авгита. Многие базальты содержат вкрапленники оливина и/или плагиоклаза в очень мелкозернистой основной массе.

Брекчия. Порода, состоящая из сцементированных угловатых обломков (диаметром более 4 мм). Брекчии образуются на плоскостях сброса у оснований крутых скал или в результате деятельности ледников; являются механически образованными осадочными породами (см.также *Вулканическая брекчия*).

Вулканическая брекчия. Порода состоит из угловатых обломков или осколков минералов, которые были выброшены при вулканическом взрыве, а затем сцементированы лавой или более тонким брекчированным материалом (туф). Встречается обычно в вулканических кратерах или вблизи места извержения.

Габбро. Изверженная плутоническая порода, состоящая из авгита и плагиоклаза с оливином или без него.

Глинистый сланец. Очень тонкозернистая порода (зерна менее 1/256 мм), образующаяся при консолидации глин или ила. Глинистые сланцы отличаются слоистостью и являются механически образованными осадочными породами (см. *Лютит*).

Гранит. Изверженная плутоническая порода кислого состава, состоящая из кварца, ортоклаза и биотита. Некоторые разновидности содержат роговую обманку; большинство гранитов содержат немного плагиоклаза.

Гранодиорит. Изверженная плутоническая порода кислого состава, состоящая из кварца, ортоклаза, плагиоклаза, роговой обманки и биотита. Ортоклаз составляет 10–40% от всего количества полевых шпатов.

Граувакка. Осадочная порода с зернами песчаной размерности (2 – 1/16 мм), состоящая из обломков минералов и пород, обычно сцементированных глинистым цементом. Материал не отсортирован, а зерна не сильно окатаны, что указывает на быстрое накопление. Цвет породы темный; граувакки часто путают с туфами (ср. *Песчаник*).

Дацит. Кислая эффузивная порода, похожая на андезит и обычно ассоциирующаяся с ним. Кроме вкрапленников, характерных для андезита, присутствуют вкрапленники кварца.

Детритовый материал. Зерна или небольшие обломки пород, перенесенные с места их образования механическими агентами, такими, как вода, лед или ветер. Они отлагаются в виде осадков и могут быть двух типов: образовавшиеся в результате как механического, так и химического разрушения (например, полевые шпаты, которые могут превратиться в слюду или каолин) и те, которые химически устойчивы и разрушаются только механически, например циркон, кварц и т.д.

Диатомит. Органическая осадочная порода, состоящая из мельчайших кремнистых остатков растений. По окраске светлая, на ощупь шероховатая, очень легкая.

Диорит. Изверженная плутоническая порода средней кислотности, состоящая главным образом из плагиоклаза и роговой обманки. Может присутствовать кварц и биотит.

Долерит. Интрузивная порода основного состава, обычно встречающаяся в виде малых интрузий. По минеральному составу соответствует базальту. Крупно- и среднезернистая структуры обусловлены более медленным остыванием.

Кварцит. Мелкозернистая метаморфическая порода, состоящая в основном из кварца и образующаяся при региональном или контактовом метаморфизме песчаников.

Конгломерат. Механически образованная порода, состоящая из окатанных галек (64 – 2 мм) или валунов (см. *Рудит*).

Кристаллический сланец. Метаморфизованный сланец, более грубозернистый по сравнению с филлитом, с легко различимыми кристаллами минералов. Крупные параллельные листочки слюды или хлорита придают породе характерную слоистую структуру – сланцеватость. Образуется только при региональном метаморфизме.

Латерит. Глиноподобный продукт разрушения горных пород в тропических странах, состоящий из свободного гидрата глинозема и гидрата окиси железа с примесью кварца.

Ленточные глины. Послеледниковые глины с тонкой сезонной слоистостью (чередование глинистых и супесчаных слоев). Прослои, образовавшиеся летом, во время таяния льда, мощнее и более грубозернисты, чем прослои, накапливавшиеся в зимнее время. Зимние прослои имеют более темный цвет, так как накопление происходит медленнее, одновременно с окислением.

Лютит. Тонкозернистая (зерна менее 1/256 мм) осадочная порода, образующаяся механическим путем (см. *Глинистый сланец*).

Мрамор. Метаморфизованный известняк, сложенный в основном кальцитом; часто отличается сахаровидной текстурой. Может быть грубо- или мелкозернистым.

Пегматит. Очень грубозернистая порода, обычно слагающая жилы в плутонических породах сходного состава. Чаще всего этот термин применяется для обозначения наиболее широко распространенных гранитных пегматитов, в основном состоящих из кварца и полевого шпата. Однако существуют также и габбро-пегматиты, сложенные крупными кристаллами авгита и плагиоклаза, и сиенитовые пегматиты, состоящие из роговой обманки и ортоклаза.

Песчаник. Осадочная порода механического генезиса, состоящая из окатанных и отсортированных зерен песка (2 – 1/16 мм). Наиболее обычная разновидность сложена кварцевыми зернами, но существуют разновидности, состоящие из тонких обломков раковин или другого известковистого материала или других минералов, помимо кварца; таким песчаникам присваивают специальные названия. Кварцевые

песчаники могут иметь кремнистый, глинистый, карбонатный или железистый цемент (см. *Аренит* и *Граувакка*).

Порфир. Изверженная порода кислого состава, слагающая малые интрузии. Вкрапленники кварца и ортоклаза погружены в светлую массивную (афанитовую) основную массу. Могут встречаться и вкрапленники слюды.

Порфирит. Изверженная порода среднего состава, встречающаяся в виде даек и силлов. Вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки погружены в массивную (афанитовую) основную массу. Могут присутствовать небольшие вкрапленники кварца и слюды. Ассоциируется обычно с диоритами.

Риолит. Вулканическая порода кислого состава. Могут присутствовать небольшие вкрапленники кварца и полевого шпата в массивной (афанитовой) основной массе, но многие риолиты не содержат вкрапленников. Обычно наблюдается слоистость течения (флюидность).

Роговик. Очень мелкозернистая порода, образовавшаяся при контактовом метаморфизме.

Рудит. Осадочная порода механического генезиса, сложенная гальками или валунами (64–2 мм) (см. *Конгломерат*).

Серпентинит. Мелкозернистая порода зеленого цвета, жирная или скользкая на ощупь. Состоит почти целиком из минерала серпентина и чаще всего образуется за счет ультраосновных пород, особенно перидотитов.

Сиенит. Бескварцевая интрузивная порода, состоящая в основном из ортоклаза и роговой обманки. Может присутствовать биотит.

Трахит. Кайнотипный эффузивный аналог сиенита. Вкрапленники представлены санидином, плагиоклазом, реже авгитом, роговой обманкой и биотитом. Микролитовая основная масса состоит из санидина и плагиоклаза.

Туф. Порода, состоящая из мелких угловатых обломков (менее 4 мм) минералов и стекла, выброшенных из вулкана. Этот материал может накапливаться на склонах вулканов или отлагаться в близлежащих озерах или море. Туфы более мелкозернисты по сравнению с вулканическими брекчиями и часто переслаиваются с лавовыми потоками, а при отложении в море могут содержать хорошо сохранившиеся окаменелости.

Фельзит. Устаревший термин, употребляющийся для обозначения пород риолитового состава, слагающих потоки или малые интрузии. Порода очень мелкозерниста и массивна, но могут присутствовать небольшие вкрапленники кварца и полевого шпата.

Предметный указатель

Австралийский щит 31
Агат 132
Аллювий 24
Альфа-частицы 86, 87
Альфа-свинцовый возраст 86
Амадеус, бассейн 36
Аметист 132
Аммониты 30, 48, 129, 131
Аммоноидеи 48
Аннелиды (Annelidae) 43
Антиклинальная структура, интерпретация 18, 19
Аргон 79, 80, 94–96, 140
Археоциаты (Archaeocyathida) 30, 38, 40
Атомный номер 64
Agnostus 30, 50, 110, 111
Atrypa 30, 45, 117–119

Барра, угольная толща 130
Басс, бассейн 35
Бассейны 33–36
– осадконакопления 31, 33
Батерст, батолит 115, 118
Баунинг, орогения 30
Бега, батолит 119
Бенембран, орогения 30
Бен-Ломонд, граниты 116
Берилл 132
Беспозвоночные 37
Блу-Тир, граниты 116
Большой Артезианский Бассейн 35, 126, 128, 129, 133
Бонапарт-Галф, бассейн 35
Боуэн, бассейн 34, 36, 126
– синклиналь 123
Брахиоподы (Brachiopoda) 44–46
Бриофиты (Bryophyta) 52
Брисбен, серия 116
– туф 126
Брокен-Ривер, бассейн 34
Banksia 132
Bellerophon 49, 117, 118

Взбросы 28
Виктория, известняки 119
Внутренний стандарт 97
Возраст абсолютный 8
– Вселенной 9
– Земли 85, 86, 106
– изотопный 8
– минералов 74
– образца 67
– относительный 7, 28
– радиометрический 8
Возрастное датирование 8
Воспроизводимость, определение 89
Вулканические породы 10
Выделение минералов 89, 90
Высота сброса 23, 24

Гастроподы (Gastropoda) 46, 48, 133
Гелий 81, 86, 87
Геологическое датирование 7
Георгина, бассейн 36
Геосинклинали 31
Геохимический цикл углерода 68
Гипсленд, бассейн 35
Главные интрузии 10
Голосеменные (Gymnospermae) 54
Гониатиты 48
Горст 25
Грабен 25, 26, 31
Грабенообразование 25
Граниты, определение 13
Граптолиты 51
Грей-билли, силицифицированные песчаники 129
Губки (Porifera) 38
Gangamopteris 30, 54, 121, 122, 124, 125
Ginkgo 55
Globigerina 39, 129, 131, 133
Glossopteris 30, 54, 122–125
Grevillea 132

Дарлинг, уступ 23
Девон Австралии 117
Дели, бассейн 36
Деруэнт-Велли, грабен 27
Диапазон существования вида 32
Диастрофизм 31, 32
Диатомит 131
Дискриминация по массам 101
Диссепименты 40
Докембрий Австралии 104
Долериты 128
Доплера эффект 9
Дочерние элементы 92, 101
Дочерний атом 66
Драммонд, бассейн 34, 117
Древние бассейны 33
Древняя "естественная" радиоактивность 69
Dalmanites 30, 50, 115
Dicellograptus 30, 51, 112
Dicotyledonous 55, 130
Didymograptus 30, 51, 111
Diplograptus 115, 116
Diprotodon 134

Единицы измерения времени 8
Eucalyptus 132
Eurydesma 30, 46, 47, 121–125

Закон радиоактивного распада 66, 135
Замкнутые структуры 22
Зоарии 41
Золото 132
Зоэции 41
Zaphrentis 42, 120

Иглокожие (Echinodermata) 43, 44, 133
Изверженные породы 10, 14, 15
Известковые водоросли 53
Изобары 65
Изоклинальные складки 20
Изотопное разбавление 92, 139
Изотопные отношения 90, 92, 138
– часы 67, 80
Изотопный метод 9
Изотопы 64
Изохронные диаграммы 76
Изохронный метод 78

Интерпретация геологических структур 16
Интрузивные породы 10
Ипсуич, бассейн 35
– угленосная толща 127
Ископаемые растения 52
Историческое датирование 7
Inoceramus 30, 130, 131

Кайнозойская эра (время современной жизни, век млекопитающих) 30
Калий 79, 80
Калий-аргоновое датирование 79
Кальций 79
Канимблан, орогения 30
Канменту, группа 109
Каннамала, месторождение опала 129
Каннинг, бассейн 35, 125
Карбон Австралии 120
Карнарвон, бассейн 36, 108, 125
Карпентария, бассейн 35
Кембрий Австралии 109
Кинг-Айленд, породы 108
Кислые породы 12
Кишечнополостные (Coelenterata) 39
Кларенс, бассейн 35
Кларк-Ривер, бассейн 34
Колли, бассейн 125
Колумелла 40
– ложная 40
Колье, бассейн 36
Конкордия 83, 84
Константа распада 79, 102
Контактовые ореолы 15
Контактовый метаморфизм 14
Контаминация 99
Концентрация изотопов 138
– изотопного состава 138
Кораллит 40
Кораллы 39, 40
– колониальные 41
– одиночные 42
Коскиско, орогения 30
Космические лучи 67, 68
Красное смещение 9
Кратоны 31
Криноидеи (морские лилии) 43
Крыло сброса висячее 23
– – лежачее 23
– – опущенное 23, 24
– – поднятое 23, 24
Кубер-Педи, месторождение опала 129, 130
Купол 22
Куэста 22
Calamites 53
Calceola 42
Callitris 132
Calymene 50, 115
Casuarina 132
Cinnamomum 132
Cladophlebis 30, 54, 55, 127–131
Climacograptus 30, 51, 112, 115, 116
Conchidium 30, 45, 115
Cyathophyllum 120
К-часы 73
К-Ar-датирование 80

Лайтнинг-Ридж, месторождение опала 129
Латериты 131
Лаура, бассейн 35
Лачлен, бассейн 34
– геосинклиналь 36
Лепидодендрон 30, 53, 117–121

Линия сброса 23, 24
Ловушки 98
Локальный метаморфизм 14, 15
Лочинвар, купол 122
Labyrinthodont 123, 127
Lepidocyclina 39, 132, 133
Leptaena 45, 117, 118
Lithostrontion 30, 42, 120
Lovenia 30, 44, 132, 133

Маккуори, грабен 132
Малые интрузии 10, 12
Маркирующий горизонт 21
Маррамбиджи, батолит 115
Марри, бассейн 35
Массовое число 64
Масс-спектрометр 90 – 95, 100
– принципиальная схема 91
Масс-спектрометрия, точность анализа 95
Мафические породы 12
Мезозойская эра (время средней жизни, век рептилий) 30
Мел Австралии 129
Метаморфизм, время 15
– контактовый (локальный) 14, 15
– региональный 14, 15
– степень 15
Метаморфические породы 14
Механические осадки 13
Минералы изверженных пород 11
Мобильные пояса 31
Модельный возраст 86
– свинцовый возраст 72, 84
Моллюски (Mollusca) 45 – 47, 132, 133
Морские водоросли 52
Мортон, бассейн 35
Мохообразные растения (бриофиты) 52
Муджа, бассейн 125
Мультиизотопные элементы 139, 140
Мшанки (Bryzoa) 41, 43, 133
Мэриборо, бассейн 34, 128
– перерыв в осадконакоплении 30
Monograptus 30, 51, 115, 116

Надвиги 28
Нгалья, бассейн 36
Неравновесность в урановом ряду 87
Нералей, формация 116
Нефть 69, 126, 129, 131, 132
Низшие растения (таллофиты) 52
Нормальный сброс 23 – 27
Нуклиды 64
Нуса-Хед, диориты 128
Нью-Ингленд, бассейн 34
– батолит 118, 124
Ныряющая антиклиналь 21
Ныряющие складки 21
Nautilus 48, 49, 132
Nummulites 39, 133

Образование осадочных пород, содержащих окаменелости 31
Одностадийная модель образования свинца 86
Окаменелости, используемые для определения геологического возраста 38
Оксли, бассейн 35, 126
Опал 129, 130
Определение возраста пород по окаменелостям 28
– концентрации 92
Опрокинутые складки 20
Органические породы 14

Орд, бассейн 35
Ордовик Австралии 111
Орогения, определение 55
Осадочные породы 13
Основные породы 12
Отбор образцов 90
Отпечаток 37
Отуэй, бассейн 35
Оффисер, бассейн 36
Olenus 30, 50
Orthoceras 49, 116, 118
Ostrea 30, 47, 131

Падение пласта 18
Палеозойская эра (время древней жизни, век беспозвоночных) 30
Папоротники 53
Папоротникообразные растения (Pteridophyta) 52, 53
Пелециподы (Pelecypoda) 46
Первичные изохроны 85
Пермь Австралии 121
Перт, бассейн 36, 125
Плагиоклаз 12
Пламенная фотометрия 95
Плауновидные (Lycopsida) 53
Плеохроичные ореолы 86, 87
Плоскость сброса 23
Плутонические породы 10
Поверхность несогласия 17
Погружающиеся складки 21
Позвоночные (Vertebrata) 51, 52
Покрытосеменные (Angiospermae) 54, 55
Полоний-214, 87
Полупериод 66, 136
Порфировая текстура 10
Постоянная распада 66
Построение стратиграфической колонки с помощью окаменелостей 28
Потеря свинца 83
Проблемы анализа 99
Происхождение свинцовых руд 85
Простейшие (Protozoa) 38, 39
Простирание пласта 18
Протактиний 87
Productus 45, 120, 121

Радиоактивные ядра 65
Радиоактивный распад 8, 65
Радиолярии (Radiolaria) 38
Радиоуглерод 67, 68, 136
Радиоуглеродный возраст 67, 69
– – образца 68
Разветвление распада 79, 137
Ракообразные (Crustacea) 49
Распространенность атомов 138
Региональный метаморфизм 14, 15
Рентгеновские лучи 97
Родительские элементы 69, 73, 92, 101
Родительский атом 66, 136
Рубидий 73, 74
Рубидий-стронциевый метод 73
Руководящие ископаемые 32
Rb-часы 73
Receptaculites 30, 53, 117 – 119
Redlichia 30, 50, 109, 110
Rhacopteris 30, 55, 120, 121
Rhizophyllum 30, 42, 118, 119
Rhynchonella 30, 45, 118

Сапфир 132
Сбросовая брекчия 24
Сбросовый уступ 23, 24, 27
Свинец 81
Свинцово-свинцовый возраст 83
– метод 81, 85
Свинцовый метод 71, 73
Семенные растения (Spermatophyta) 52

Сент-Винсент, бассейн 36
Сент-Мэрис, граниты 116
Септы 40
Сидней, бассейн 35, 126
Силур Австралии 113
Сингенетическая складчатость 13
Синклинальная структура, интерпретация 19
Синорогенная складчатость 14
Скотсдейл, граниты 116
Слепок 37
Сохранность органических остатков 36
Спонтанное деление 72, 88
Способы интерпретации геологического плана 18–28
Стар, бассейн 34
Стикс, бассейн 34
Стикс-Ривер, угольная толща 130
Стратиграфия, определение 14
Стронциевое отношение 74, 76, 78
Стронций 73, 74
– геохимия изотопов 78
Структурные бассейны 22, 33, 34
Ступенчатый сброс 25, 26
Сутурная линия 48
Spirifer 30, 45, 115, 117–119, 121, 124
Stenopora 30, 43, 123, 125
Syringopora 41, 115, 117–119, 121

Таберабберa, орогения 30
Таллофиты (Thallophyta) 52
Тамар-Велли, грабен 27
Тасмания, бассейн 35
Тасманская геосинклиналь 32
Тасманский подвижный пояс 32, 34, 36
Термолюминесценция 86
Тийеннан, орогения 30
Типы метаморфизма 14
Торий 81, 87
Третичный период Австралии 131
Триас Австралии 125
Трилобиты (Trilobitae) 50
Трог 25, 26
Турмалин 132
Тяжелые элементы 81
Taenopteris 30, 54, 55, 127, 128, 130, 131
Tetragraptus 30, 51, 111
Thinnfeldia 30, 54, 55, 126, 127, 129
Trigonia 30, 47, 129, 130
Tryplasma 30, 42, 115, 116, 119
Turritella 30, 47, 132, 133

Уайсо, бассейн 36
Уайт-Клиффс, месторождение опала 129
Уаллон, угольная толща 127
Угол падения 24
Уголь 69, 125, 127, 128, 132, 133
Уилга, бассейн 125
Ультрамафические породы 13
Ультраосновные породы 13
Уравнение возраста 135, 136
– изохроны 137
– распада 65
Уран 81
U-He-возраст 86
U-Pb-Th-часы 73

Фельзические породы 12
Фенокристы 10
Фернвейл, формация 116
Фицрой, бассейн 35
Флиндерс-Рейнджс, известняки 109
Флюоресцентный спектрометр 98
Флюоресценция 97
Фораминиферы (Foraminifera) 38, 133
Favosites 41, 115, 116, 118, 119
Fenestella 30, 43, 113, 123, 125
Ficus 132
Phillipsia 50, 120
Phyllotheca 30, 53, 55, 126, 127

Хантер-Боуэн, орогения 30
Хвощевые (Equisetales) 53
Хвощи 53
Хемогенные породы 14
Химический возраст 71
Химскирк, граниты 116, 119
Ходгкинсон, бассейн 34
Hakea 132
Halysites 30, 41, 115, 116
Heliolites 41, 115, 116, 118

Цератиты 48
Цефалоподы (Cephalopoda) 46, 49
Циннамомская флора 30
Циркон 132
Cyathophyllum 42

Черви (Vermes) 43
Четвертичный период Австралии 133
Членистоногие (Arthropoda) 48
Чтение часов 88

Ширина сброса 23, 24

Щиты 31

Эноггера, граниты 117
Эоловые отложения 13
Эукла, бассейн 36
Эффузивные породы 10

Юра Австралии 127

Ядерные символы 65
Яррол, бассейн 34

Содержание

От редакции 5

Предисловие к английскому изданию 6

Введение 7

Три основных типа пород 10

Геологические методы изучения возраста 16

Изотопное датирование 64

Геологическая история Австралии 104

Приложение. Математические выводы 135

Краткий словарь названий пород 141

Предметный указатель 145

Дж.А. Джоплин, Дж.Р. Ричардс, К.А. Джоплин

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ПОРОД

Редактор М. Яковенко

Художник Н. Ящук

Художественный редактор В. Бисенгалиев

Технический редактор М. Страшнова

Подписано к печати 16/VI-76 г.

Бумага офсетн. №1 84 × 108 $^1/_{32}$ = 2,38 бум. л.

Усл.-печ. л. 7,98 Уч.-изд. л. 8,47

Изд. №5/8600 Цена 85 к. Зак. 593

Издательство "Мир"

Москва, 1-й Рижский пер., 2

Тульская типография "Союзполиграфпрома" при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли

г. Тула, проспект им. В.И. Ленина, 109