ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Светлой памяти
академика
Николая Сергеевича
ШАТСКОГО
посвящают эту книгу
авторы

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

VOLCANIC-SEDIMENTARY AND TERRIGENOUS FORMATIONS

(Transactions, volume 81)

PUBLISHING OFFICE ACADEMY OF SCIENCES OF THEUSSR

MOSCOW — 1963

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

(Труды, выпуск 81)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА — 1963

Редакционная коллегия:
член-корр. АН СССР *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),
М. С. МАРКОВ, В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ,
И. В. ХВОРОВА (ответственный редактор)

Editorial Board:
Corresp. member of USSR Academy of Sciences
A. V. PEIVE (Chief Editor),
M. S. MARKOV, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV,
I. V. KHVOROVA (Responsible Editor)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый сборник включает статьи, в которых изложены результаты исследований различных формаций. Исследования эти проводились в отделе литологии Геологического института АН СССР, что и определило их направленность. Основное внимание в них уделялось изучению состава и строения различных парагенетических сообществ горных пород и выяснению основных факторов их формирования. Главное назначение сборника — на конкретных примерах показать методику изучения формаций и решения с их помощью различных вопросов литологии. В сборнике разбираются не все вопросы, встающие в связи с проблемой формаций, и не дается систематического и широкого освещения материала — здесь рассматриваются лишь немногие формационные типы.

Результаты исследований, изложенные в статьях, имеют, конечно, не только методический интерес. В них приведены новые факты и систематизирован большой фактический материал, который расширяет наши знания об осадочных формациях и их происхождении.

В статьях отражено два направления в изучении формаций: региональное и сравнительное.

Работы, относящиеся к первому направлению, основаны на изучении конкретных объектов. Авторы с различной детальностью рассматривают состав и строение крупных и характерных породных ассоциаций (формаций), разбирают фациальные и тектонические условия их формирования, в некоторых случаях показывают их положение в формационных рядах. Так как для описания выбраны типичные формации, эти работы нельзя рассматривать как обычные региональные, тем более что авторы почти всегда стремятся найти гомологичные формации, т. е. используют сравнительные данные. Все эти исследования основаны на конкретном материале.

Ко второму направлению, начало которому положил акад. Н. С. Шатский исследованиями некоторых рудоносных формаций, относятся работы Л. Н. Формозовой и Е. А. Соколовой. Сущность этого направления заключается в установлении характерных формационных типов путем изучения большого (мирового) литературного материала. Основное внимание при этом уделяется парагенезу руд и осадочных комплексов с целью прежде всего установить источник рудообразующего вещества.

В зависимости от объекта исследования в сборнике намечаются два раздела: один охватывает статьи, посвященные вулканогенно-осадочным формациям, второй — собственно осадочным, терригенным. Так как первые в целом изучены литологами много хуже, чем вторые, то при их рассмотрении пришлось больше внимания уделить методам и приемам исследования, поискам рационального подхода к их изучению, диктуемого

литологическими задачами. Некоторые итоги этих работ приведены в первой статье сборника, которую можно рассматривать как подытоживающую результаты исследований, изложенных в последующих статьях. В работах, относящихся к терригенным формациям, методика изучения которых достаточно утвердилась, основное внимание уделено разработке определенных вопросов, неоднократно вставáвших и при изучении конкретных формаций и при общей постановке формационной проблемы. К числу таких вопросов относятся связь формаций с палеоструктурами и их развитием, влияние климата и других физико-географических условий на формирование парагенезов, смена формаций во времени (формационные ряды) и некоторые другие вопросы.

Работа с различными формациями, а именно литологическое их изучение, заставила заострить внимание на отдельных общих положениях о формациях, таких как основные факторы их образования и некоторые особенности внутреннего строения. В частности авторы пришли к выводу, что одним из факторов образования формаций является происхождение веществ, слагающих последние, рассматриваемое не только с точки зрения физико-географических условий их отложения, но и с точки зрения их собственного происхождения или, иначе, их источника. При этом выяснилось большое значение продуктов вулканизма в образовании не только определенных типов осадочных пород и руд, но и солевой массы вод Мирового океана; вывод этот изложен в работе К. К. Зеленова. Статья К. К. Зеленова, несмотря на иную направленность, по сравнению с другими статьями, имеет прямое отношение к вопросам литологии формаций, так как выяснение генезиса седиментационных продуктов — обязательное звено в исследовании формаций.

При рассмотрении внутреннего строения формаций особое внимание было уделено стратификации отложений. Изучение характера наслоения позволило выделить два типа стратификации — седиментационную и фациальную, имеющих разное происхождение. Смешение их иногда приводило к ошибочному толкованию условий накопления осадочных толщ. Вопрос этот разобран во вводной статье и в статье Л. Н. Ботвинкиной.

Таким образом, в сборнике помимо характеристики конкретных формаций и их типов освещаются некоторые общие вопросы образования формаций.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

(Труды, выпуск 81, 1963)

И. В. ХВОРОВА

ЗАДАЧИ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЛИТОЛОГИИ ФОРМАЦИЙ

По мере накопления сведений о составе осадочного чехла Земли, стали вырисовываться известные закономерности в его строении. Все чаще в разных частях континентов и в отложениях разного возраста обнаруживались сходные ассоциации горных пород. Некоторые породные ассоциации обладали столь характерным обликом, что получили специальные, иногда народные названия, первоначальный смысл которых был вскоре забыт. Сначала такие названия применялись лишь для характерных отложений той или иной провинции и им даже придавался стратиграфический смысл, но постепенно они начали использоваться повсюду, без территориального и возрастного ограничения. Становилось все очевиднее, что подобные повторяющиеся комплексы пород — не случайные образования; одни из них связаны только с определенного типа тектоническими структурами и, более того, лишь с известными этапами развития последних, другие же представляют собою характерные климатические и фациальные ассоциации. Долгое время, однако, геологи обращали внимание лишь на немногие, наиболее ярко выделяющиеся комплексы.

Изучение осадочных образований шло главным образом по пути исследования состава и происхождения отдельных типов пород и фациального анализа отложений. Осадочные же толщи, условия их накопления, по существу, выпадали из поля зрения. Правда, при изучении истории развития крупных бассейнов седиментации литологи вплотную подходили к характеристике парагенезов пород, но эти исследования носили чисто региональный характер. Только после того, как Н. С. Шатский развил представление о геологических формациях как о парагенетических ассоциациях пород и показал их значение в решении важнейших теоретических и практических проблем, началось целеустремленное изучение разнообразных осадочных комплексов. Изучение это велось с целью выяснения не только физико-географических, но и тектонических условий формирования отложений.

Вместе с тем формации стали использоваться для восстановления истории развития крупных регионов, при структурно-тектоническом анализе, раскрытии закономерностей возникновения и размещения полезных ископаемых; так появился формационный метод исследования. С развитием последнего и все более широким его применением обогащалось содержание самого понятия и яснее вырисовывались основные факторы образования формаций.

Необходимость понять генезис крупных парагенетических сообществ горных пород заставляла вникнуть в сущность процессов осадконакопления. При этом обнаружились некоторые пробелы в литологической науке.

Напомню, что именно в связи с формациями Н. С. Шатский (1954, 1955) заострил внимание на роли вулканических процессов в образовании некоторых осадочных полезных ископаемых; это в дальнейшем оживило интерес к вулканогенно-осадочному типу литогенеза и заставило литологов вплотную заняться его познанием.

В одной статье нет возможности подвести итог всему, что за последнее время было достигнуто в области изучения формаций, кратко же это было сделано в «Решении Четвертого Всесоюзного литологического совещания» (1959). Поэтому сейчас остановимся лишь на некоторых наиболее существенных вопросах, имеющих непосредственное отношение к литологии. Прежде всего необходимо еще раз рассмотреть положение об основных факторах образования формаций, так как вопрос этот не получил как на совещании, так и в большинстве работ, посвященных формациям, полного и, на мой взгляд, правильного освещения.

Представляется также необходимым кратко остановиться на некоторых особенностях внутреннего строения формаций. При изучении конкретных объектов в этом отношении были получены интересные данные, которые полезно суммировать. Правда, в последней работе Н. С. Шатского (1960) этот вопрос рассмотрен довольно подробно, но некоторые особенности строения формаций (например, их стратификация) в ней освещены лишь в самых общих чертах.

Уже сейчас можно подвести первые итоги изучения вулканогенно-осадочных формаций. За последнее время они стали привлекать к себе особое внимание. Такой интерес объясняется тем, что эти формации изучены несравненно слабее собственно осадочных и тем, что с вулканогенно-осадочными толщами связано много полезных ископаемых. Большинство статей данного сборника посвящено именно вулканогенно-осадочным формациям. Статьи эти освещают далеко не все вопросы, связанные с вулканогенно-осадочным литогенезом, касаются лишь немногих формационных типов, но в них отражен различный подход к изучению формаций и поэтому они интересны не только с точки зрения накопления сведений об особенностях седиментации и осадочного рудообразования в зонах активного вулканизма, но имеют и методическое значение.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ФОРМАЦИЙ

В решении Четвертого Всесоюзного литологического совещания отмечено, что важнейшими факторами обособления формаций являются тектоника и климат (Мавлянов, Гриднев, 1959). В статье, написанной за десять лет до указанного совещания, А. В. Пейве (1948, стр. 43) определял формацию, как комплекс пород, возникший «...в сходных физико-географических и тектонических условиях»; таким образом, он более широко подошел к определению основных факторов образования формаций, не сводя ландшафтную обстановку формирования отложений только к климату. Также решил этот вопрос и Н. М. Страхов (1960_1, стр. 89). Он пишет «...два условия необходимы и вместе с тем достаточны для возникновения формаций: 1) длительное сохранение на более или менее значительном участке земной коры однотипного в плане тектонического режима и 2) длительное же поддержание в областях седиментации однотипных ландшафтно-климатических условий. Вместе взятое, это порождало комплексы пород определенного вещественного состава, структур и текстур, а также с определенными пространственными взаимосвязями». Как видим, и А. В. Пейве и Н. М. Страхов факторами образования формаций считают физико-географические и тектонические условия, причем Н. М. Страхов особое значение придает климату. Оба исследователя допускают, что вещественный состав сам по себе определяется двумя указанными факторами; Н. М. Страхов

(1960_1, стр. 98) по этому поводу пишет, что «...петрографический состав гумидных формаций есть производное от их фациального типа и от тектонического режима ландшафта, в котором они возникли».

Можно ли считать, что вещественный состав формаций определяется только указанными двумя условиями? Нельзя, и вот почему. Существуют вулканогенные источники веществ, участвующих в седиментации и в строении вулканогенно-осадочных формаций. А. В. Пейве в упоминавшейся выше статье выделяет группы формаций, связанных с эффузивным вулканизмом. Их появление обусловлено не только тектоническими и физико-географическими условиями; состав этих формаций определяется в первую очередь выносом вулканических продуктов или, иначе говоря, источником веществ. Большое влияние на характер формаций оказывает также тип вулканизма и характер поствулканических процессов. Таким образом, хотя физико-географические и тектонические условия определяют образование формаций, они не являются единственными необходимыми условиями. Роль источника веществ при формировании вулканогенно-осадочных комплексов выступает особенно ярко, но его значение столь же велико и при возникновении собственно осадочных формаций. Само собою понятно, что состав обломочных терригенных накоплений зависит не только от того в какой обстановке происходило выветривание,но и от того, какие породы ему подвергались. Вопрос об источниках вещества имеет большое значение и для выяснения закономерностей происхождения и размещения многих осадочных полезных ископаемых. Действительно, мы часто наблюдаем поразительную концентрацию огромных масс руды в очень ограниченном количестве мест (я имею в виду не концентрацию веществ в пределах месторождения, а локализацию самих месторождений). Едва ли только одними благоприятными тектоническими и фациальными условиями можно объяснить скопление огромных масс руды. Известно, например, что «формации медистых песчаников» образованы терригенными аридными накоплениями, но далеко не во всех терригенных аридных толщах наблюдаются промышленные скопления меди. По-видимому, кроме благоприятных условий концентрации металла, надо еще, чтобы этот металл поступал в зону аккумуляции в достаточном количестве.

Из сказанного вытекает, что образование формаций определяют три главные фактора: исходное вещество, физико-географические условия накопления осадков и тектоника. Следует отметить, что Н. С. Шатский, хотя и не упоминал исходное вещество среди факторов, определяющих характер формаций, но в работах, посвященных фосфоритоносным и марганценосным формациям, решал вопрос о происхождении полезных ископаемых под углом зрения выяснения источника материала.

Разберем коротко роль трех упомянутых факторов.

Исходное вещество

Каждая формация образована из определенных веществ, взятых из общего запаса седиментационных продуктов; этот потенциальный запас исходных материалов я назвала «седиментационным фондом» (Хворова, 1961). Так как в некоторые формации входят не только осадочные, но и магматические породы, термин «седиментационный фонд» лучше заменить термином п е т р о ф о н д, имеющим более общее значение.

Петрофонд — это совокупность тех потенциальных источников вещества, которые могут при соответствующих условиях дать материал для образования формаций [1]. Вводя понятие петрофонда, я хочу подчеркнуть важность выяснения источников материала при изучении формаций.

---

[1] В данной работе имеются в виду осадочные и вулканогенно-осадочные формации, и все развиваемые положения относятся только к ним.

Процессы, поставляющие основную массу седиментационных продуктов,можно свести к следующим: 1) выветривание горных пород; 2) вулканическая деятельность; 3) химическое осаждение веществ, растворенных в водах мирового океана, в гидросфере и 4) органическая жизнь. Эти процессы создают тот запас веществ, который, реализуясь в осадки и породы, слагает формации. При этом каждая формация состоит только из некоторых вполне определенных компонентов этого общего петрофонда.

В соответствии с четырьмя указанными источниками веществ, материал, слагающий формации, может состоять из четырех компонентов: терригенного, вулканогенного, гидрогенного и биогенного.

Терригенный компонент — это твердые продукты физического выветривания горных пород; поступая в конечные водоемы стока или отлагаясь на путях переноса, они образуют терригенные осадки. Формирование терригенного компонента изучено наиболее подробно и всесторонне. Все основные данные о процессах мобилизации твердых седиментационных веществ на континентах обобщены в работах Н. М. Страхова ($1960_{1,2}$, 1962). Известно, что в результате выветривания пород большое количество разнообразных веществ переходит в растворенное состояние и идет на пополнение солевого состава гидросферы. Эти растворенные вещества претерпевают столь существенные преобразования и длительную историю, прежде чем переходят в осадки, что связь их с материнскими породами утрачивается и считать их составной частью терригенного компонента уже нельзя.

Вулканогенный компонент формируется за счет вулканической деятельности. Последняя, как известно, сводится к эффузиям, эксплозиям, гидротермам и газовым эксгаляциям. Однако, как и при выветривании, продукты, поступающие на земную поверхность или в воды Мирового океана в составе жидкой и газовой фаз, редко образуют минеральные массы, отчетливо связанные с вулканизмом; бóльшая часть этих продуктов утрачивает признаки такой связи и идет в общий запас веществ гидросферы и атмосферы. Таким образом, собственно вулканогенный компонент формаций представлен продуктами эффузий, эксплозий и некоторыми хемогенными осадками, отчетливо и непосредственно связанными с вулканизмом.

Гидрогенный компонент является хемогенным осадком, возникающим за счет перехода в твердую фазу определенных веществ из общей солевой массы вод Мирового океана. Формирование этой массы протекало длительно и сложно. Известно, что растворенные вещества попадают сюда двумя основными путями: с суши, преимущественно в составе речного стока, и из недр Земли, в результате вулканической деятельности. Оценка роли каждого из этих путей — задача нелегкая, особенно если принять во внимание, что формирование солевой массы океана протекало в течение всей геологической истории. Может быть в дальнейшем изучение изотопных равновесий даст точный критерий для такой оценки, но в настоящее время приходится использовать лишь косвенные данные.

Мобилизация растворенных веществ на суше и вся их история до поступления в конечные водоемы стока подробно изучена, главным образом на основе анализа современного материала (Страхов, 1956, $1960_{1,2}$).

Хуже обстоит дело с оценкой роли вулканогенного фактора в формировании солевого состава гидросферы. В теоретической литологии вопрос этот поставлен лишь в самом общем виде и накопленный вулканологами большой фактический материал о количестве и составе веществ, выносимых гидротермами и газовыми эксгаляциями, не освоен. Отчасти это связано с тем, что вулканогенно-осадочный тип литогенеза изучен слабо, а отчасти с трудностями самой оценки вулканогенного выноса. Известно,

что элементы, выносимые в газовой фазе, поступают в гидросферу двумя путями: через атмосферу и непосредственно (при подводном вулканизме). Значение атмосферных вулканических продуктов в формировании солевого состава вод Мирового океана было показано А. П. Виноградовым (1944, стр. 3), писавшим: «С поверхности океана испаряется огромная масса воды, которая, конденсируясь, захватывает газы атмосферы и вулканические газы, собирается на суше, дренирует ее и разрушает». Источником главных катионов солевой массы гидросферы А. П. Виноградов (1959) считает разрушавшиеся породы литосферы, а источником воды и главных анионов — вулканическую и интрузивную деятельность. О значении подводного вулканизма в пополнении солевой массы гидросферы писал Н. М. Страхов (1956), рассматривая эффузивно-осадочный тип литогенеза. Однако до сих пор механизм поступления растворенных вулканических веществ в подводных условиях и оценка их роли в формировании солевой массы океана не разобраны достаточно удовлетворительно. Отчасти это, возможно, объясняется тем, что о размахе и характере современного подводного вулканизма до последнего времени было известно мало и почти все представления о нем основаны на ископаемом материале; легко понять, что последний дает возможность лишь косвенно судить о выносе растворенных веществ, а оценить его количественно таким путем вообще невозможно. Для того, чтобы даже очень приближенно подойти к решению вопроса, необходимо представить себе размеры современного подводного вулканизма и интерполировать данные о наземном вулканическом выносе применительно к подводным условиям. Первая попытка рассмотреть материал в этом аспекте сделана К. К. Зеленовым (см. его статью в настоящем сборнике), который свел последние данные о распространении вулканических форм рельефа на дне океанов и попытался представить судьбу веществ, выносимых вулканическими экзгаляциями в подводных условиях.

Биогенный компонент представлен минеральными остатками животных и растений. Роль биоса в седиментации велика и, как известно, не ограничивается только непосредственной поставкой твердых (скелетных) частей в осадок; однако при рассмотрении петрофонда имеет значение главным образом этот материал.

Формирование петрофонда и осадков это непрерывное взаимодействие единых и противоположных процессов — созидания и расхода седиментационных веществ, непрерывного пополнения запаса исходных материалов (петрофонда) и расходования их на породообразование. Взаимодействие этих процессов в различных условиях поверхности Земли составляет сущность осадочного петрогенеза (литогенеза).

Физико-географические условия

Влияние ландшафтно-климатической обстановки на образование формаций двояко. Она регулирует поступление многих веществ в осадок, самым существенным образом влияя на реализацию петрофонда. Кроме того, физико-географические условия определяют формирование характерных фациальных комплексов осадочных пород и размещение их на поверхности Земли.

Основные физико-географические обстановки, определяющие характер отложений, следующие:

1. Континентальная аридная
2. Континентальная гумидная
3. Континентальная ледовая

} В каждой из них выделяются:
а) горная область
б) равнинная область.

4. Морская аридная
5. Морская гумидная
6. Морская ледовая

В каждой из них выделяются:
а) моря котловинные и троговые,
б) моря плоские — окраинные и материковые [1].

7. Океаническая

а) океаны низких и средних широт (типичная океаническая),
б) океаны высоких широт (ледовые океанические области)

В условиях каждой из этих обстановок возникают свои характерные комплексы осадков, причем не всегда влияние климата и рельефа на седиментацию будет одинаковым: в глубоких морях и океанах оно незначительно.

Обстановки эти определяют физико-географические типы литогенеза. В каждой обстановке и механическая, и химическая, и биогенная, и вулканогенная седиментации будут приобретать специфические черты и давать характерные комплексы осадков. Последние, таким образом, являются продуктом реализации петрофонда в определенной физико-географической среде.

Тектоника

Роль тектонического фактора в образовании формаций рассмотрена в литературе исчерпывающе, и подробно останавливаться на этом вопросе нет надобности. Сейчас прочно утвердилось положение Н. С. Шатского о тесной связи формаций с развитием крупных тектонических структур. Влияние тектоники на образование формаций происходит как прямо, так и косвенно — через физико-географические условия и петрофонд. Тектонические причины определяют размеры, мощность и основные черты внутреннего строения формаций. В типичном случае пространственные контуры последних совпадают с границами структур, хотя могут быть отклонения от этого правила, кратко разобранные мною ранее (Хворова, 1961, стр. 292). Режим и длительность погружения, а также контрастность движений между областью аккумуляции и областью размыва определяют мощность отложений, которая должна рассматриваться как неотъемлемый признак формаций. Формации — образования полифациальные, и отложения разных фациальных типов в них многократно чередуются (фациальная стратификация). Это чередование обычно обусловлено режимом тектонических движений, главным образом эпейрогенического характера.

Единство и взаимодействие трех рассмотренных факторов — петрофонда, физико-географических условий, тектоники — и создают те специфические комплексы пород, которые мы определяем как формации. Разумеется, говоря о единстве условий, мы не имеем в виду однообразие вещественного состава или палеогеографической обстановки; каждая формация образована материалом разного происхождения и отложения ее возникли в определенном диапазоне физико-географических обстановок. Речь здесь идет именно о единстве трех условий, и когда существенно меняется одно из них, возникает новая ассоциация пород, новая формация. Примеры этого известны во многих длительно развивавшихся прогибах. Так, в статье В. Н. Григорьева (см. фиг. 3, стр. 378) рассмотрен вертикальный ряд формаций Тейско-Канского прогиба, где между двумя грубообломочными молассовыми формациями резко выделяется эвапоритовая формация, имеющая принципиально иной вещественный состав. Интересные данные в этом отношении приведены в работе Е. В. Павловского и В. Г. Беличенко

[1] Моря, возникавшие в периоды погружения обширных участков континентов под уровень моря (например, девонские и каменноугольные моря Русской платформы).

(1958). В ней показано, как в миогеосинклинальном прогибе, не претерпевающем сколько-нибудь резкой структурной перестройки, формации сменяют одна другую во времени, причем появление их обусловлено резким изменением петрофонда и фациальной обстановки.

Все три рассмотренных фактора тесно взаимозависимы и взаимодействуют. Так, физико-географическая обстановка не только обусловливает реализацию петрофонда, но в ряде случаев, самым существенным образом влияет на его формирование. Например, процессы выветривания в гумидной и аридной зонах преобразуют одни и те же материнские породы в разные седиментационные продукты. Велика роль физико-географических условий в распределении и характере биоса — одного из источников петрофонда. Тектонический фактор определяет существенные черты физико-географической обстановки (рельеф), влияет на характер выветривания и поступление вулканических продуктов.

Однако, несмотря на тесную взаимосвязь, каждый из указанных факторов действует на образование формаций по-особому, в известной мере независимо, определяя те или иные их черты.

Из сказанного очевидно, что для понимания генезиса формации необходимо выяснить происхождение слагающих ее веществ, физико-географические условия их накопления и тектоническую обстановку формирования. Это определяет и методику изучения формаций. Какова бы ни была детальность исследований, для того, чтобы понять генезис формации и правильно ее выделить, необходимо рассмотреть материал с трех указанных точек зрения. Само собою разумеется, что литологи, изучая формации, основное внимание должны уделять фациальному анализу и изучению особенностей формирования вещественного состава отложений. Однако, как бы хорошо мы не изучили какой-то комплекс пород, он займет свое место в системе формаций только тогда, когда будет выяснена его принадлежность к определенной тектонической структуре.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ФОРМАЦИЙ

Исходя из принципов, положенных в основу понимания формаций, а также из опыта их конкретного изучения, геологи пришли к выводу, что формации образования полифациальные. Соотношение различных генетических типов отложений и фациальных комплексов в формациях довольно сложно. Это заставляет обращать особое внимание на породные ассоциации и выяснять условия их формирования. О внутриформационных единицах не раз писалось и им уделил довольно большое внимание Н. С. Шатский в своей последней статье (1960). Рассматривать этот вопрос снова нет необходимости. Я остановлюсь лишь на некоторых чертах внутреннего строения формаций, особенно отчетливо проявившихся при изучении конкретных объектов. Во-первых, мне кажется, необходимо остановиться на вопросе о том, что же дает изучение отдельных породных сочетаний, и необходимо ли вообще вводить дробные внутриформационные подразделения. Иногда приходится слышать, что это излишняя ступень в исследовании и достаточно ограничиться обычным фациальным анализом, в основе которого лежит изучение генезиса пород и их латеральных взаимосвязей. Во-вторых, сейчас можно подвести итог изучению стратификации — одному из характерных признаков формаций.

Естественные парагенетические ассоциации пород

Понятно, что самой простой, начальной составляющей формации будет горная порода. Определенные типы горных пород, чередуясь в разрезе, образуют характерные сочетания, которые можно назвать э л е м е н-

тарными породными ассоциациями. Каждая элементарная породная ассоциация отличается от другой набором входящих в нее пород и особенностями их чередования или стратификацией; естественно, что в формации часто встречаются породные ассоциации, отличающиеся лишь деталями строения, и их можно рассматривать как разновидности одной ассоциации. Примером элементарных породных ассоциаций могут служить разные флишевые отложения. В особенно сложно построенных формациях таких породных ассоциаций бывает так много, что их удобно группировать в более крупные единицы — литологические комплексы. Так, например, в вулканогенно-осадочных формациях характерные породные ассоциации можно встретить и среди осадочных и среди вулканогенных отложений; соответственно можно различать вулканогенный и осадочный комплексы. Такая группировка необязательна, но в ряде случаев удобна и напрашивается сама собою.

Для чего нужно выделять породные ассоциации и что дает их изучение? Тот, кто имеет дело с конкретной формацией, особенно сложной по своему строению, вынужден обращаться к породным сочетаниям даже просто для того, чтобы дать ее характеристику. Однако значение породных ассоциаций не ограничено только этим. Изучение их помогает установить механизм и условия осадконакопления. Здесь, по-существу, мы начинаем раскрытие парагенеза, выясняем почему «разное» возникает «рядом», порождено ли это сменой физико-географических и тектонических условий или определено особенностями самой седиментации в данной неизменной обстановке. И практически, сознательно или стихийно, геологи давно уже стали использовать сонахождение пород для фациального анализа. Приведем простые примеры.

В разрезах среднего карбона Русской платформы довольно широко развиты пелитоморфные известняки, состоящие из микрозернистого хемогенного кальцита. Очевидно, они формировались, как все такие накопления, ниже «иловой линии», то есть в тиховодных, спокойных условиях. Однако известняки эти встречаются в разных породных ассоциациях: во-первых, они чередуются со шламовыми и мелкодетритовыми известняками, образуя довольно мощные и однообразные пачки и, во-вторых, развиты среди пачек, состоящих из переслаивания обломочных, грубодетритовых и копрогенных известняков. Обстановка образования пелитоморфных пород в обоих случаях разная, хотя эти породы сходны по составу, структуре, текстуре и механизму образования. В первом сочетании пелитоморфный известняк представлял собою относительно глубоководный осадок, а во втором — один из самых мелководных, возникших в тиховодных межостровных зонах. Условия образования рассматриваемой породы мы устанавливаем не столько исходя из ее состава, сколько принимая во внимание закономерное сонахождение с другими породами.

В качестве второго примера рассмотрим нижнепермские отложения Урала. Ускалыкская свита в западной части Южно-Уральского прогиба состоит из чередования многослоев[1], имеющих довольно однообразное строение — в каждом многослое наблюдаются следующие породы (снизу вверх): 1) песчаный органогенно-обломочный известняк или известковистый песчаник, 2) темный глинистый известняк с мелким детритом, 3) темный аргиллит. Все три породы связаны постепенными переходами, но сами многослои разграничены очень резко (ассимметрично-ритмичная стратификация). Чередование пород обусловлено рассортировкой терригенного и органогенного материала, приносимого с востока из мелководной зоны моря в относительно глубоководную. Среди таких отложений развиты пласты чистых пелитоморфных известняков, причем размещение их в

[1] Многократного повторения одного и того же сочетания определенных пород (Вассоевич, 1951).

разрезе не связано с указанным выше порядком в напластовании и они встречаются то в одной, то в другой части многослоя, причем далеко не каждого. Характерно, что верхняя и нижняя границы известняковых пластов резкие и ровные, что особенно хорошо видно там, где они залегают среди глин: между чистым известняком и глиной нет переходного известково-глинистого прослоя. Если не принимать во внимание особенностей чередования пород, то можно пелитоморфный карбонатный осадок считать конечным продуктом единого процесса дифференциации материала, поступавшего с востока. Однако «незакономерное» положение известняков в разрезе показывает, что это не так. Поиски источника пелитоморфного карбоната кальция показали, что им являлись краевые платформенные отмели, располагавшиеся к западу от прогиба, т. е. в противоположном направлении от главного поставщика осадков. Таким образом, изучение чередования пород в разрезе позволило раскрыть особенности питания бассейна осадочным материалом.

Изучение породных ассоциаций имеет значение еще и потому, что среди них встречаются разности, в которых присутствуют полезные ископаемые. Примерами могут быть комплексы, получившие специальное название «red rocks» и состоящие из чередования определенных эффузивных пород, туффитов и марганценосных силицитов (см. статью Е. А. Соколовой в настоящем сборнике,стр. 208), или комплексы пород, обязательными членами которых являются железистые кварциты (Марков, 1958). И те и другие комплексы занимают определенное положение в сложных вулканогенно-осадочных формациях. Для выяснения происхождения и закономерностей размещения таких рудных концентраций изучение породных ассоциаций не только полезно, но и необходимо.

Каждая формация испытывает характерные л а т е р а л ь н ы е и з м е н е н и я. У большинства осадочных формаций эти изменения особенно заметны в направлении от периферии к центру, что часто сопровождается удалением от источника материала и постепенным изменением в том же направлении фациальных условий. Вулканогенно-осадочные формации меняются иначе в связи с тем, что питание вулканогенным материалом происходит внутри области развития самой формации; здесь может не быть той «правильности» в строении, которая наблюдается в обычных осадочных формациях, и латеральные изменения проявляются сложнее.

При характеристике формации необходимо показать не только, какими породами и породными ассоциациями она образована, но и как последние меняются внутри формации. Так как изменение отложений происходит не только в латеральном, но и в вертикальном направлении, то в целом строение формации может оказаться очень сложным. Изучая такую формацию, геологи обычно выделяют различные т и п ы р а з р е з а, отличающиеся один от другого относительным количеством тех или иных отложений, появлением специфических пород и толщ, мощностью осадков. Части формаций, характеризующиеся особым типом разреза, я назвала г р а д а ц и я м и (Хворова, 1961). Если бы термин «фация» не приобрел палеогеографического смысла, можно было бы не вводить нового термина и соответствующие отложения называть фацией формации, однако литолого-палеогеографическое понимание фаций настолько вошло в практику, что было бы нецелесообразно его менять.

Стратификация

Как при выяснении механизма и условий образования пород мы обязательно учитываем их текстуру, так при рассмотрении генезиса формаций должны принимать во внимание их стратификацию.

Стратификация, т. е. характер чередования различных пород в разрезе, может определяться либо особенностями самой седиментации в той

или иной постоянной ландшафтной обстановке, либо сменой последних во времени. Первый тип стратификации назовем седиментационным, второй — фациальным.

Оба эти типа стратификации хорошо иллюстрируются фактическим материалом, изложенным в статье Л. Н. Ботвинкиной, помещенной в настоящем сборнике.

Седиментационная стратификация обусловлена различными причинами, вызывающими изменение характера осадков при неизменной общей ландшафтной обстановке. Такая стратификация может быть связана с сезонными климатическими изменениями, с разнообразными эпизодическими событиями, которые в определенной обстановке систематически влияют на осадкообразование (землетрясения, сильные штормы, оползни и т. д.), с неравномерным поступлением седиментационного материала (эксплозии) и т. д.

Классическим примером такой стратификации является флиш, представляющий собой, как известно, правильное переслаивание зернистых и пелитоморфных осадков; переслаивание это возникает в относительно глубоководных бассейнах в результате периодического появления турбидных потоков, выносящих из прибрежной зоны песок и отлагающих его в области постоянного развития илистых осадков. Смена слоев разного гранулометрического состава здесь происходит при неизменной палеогеографической обстановке.

Другим примером может быть стратификация многих толщ, как морских, так и наземных, формирующихся в условиях спазматической подачи вулканокластического материала. По-видимому, многие континентальные толщи характеризуются седиментационной стратификацией, связанной с миграцией рек по аллювиальной равнине или с возникновением временных потоков. Чередование различных хемогенных осадков в эвапоритовых сериях, связанное с годичными геохимическими циклами, тоже, вероятно, является примером седиментационной стратификации.

Наслоенность отложений может быть различной — тонкой и довольно грубой,— но так как время действия причин, вызывающих изменение седиментации при этом сравнительно небольшое, то мощность отдельных слоев, как правило, бывает малой по отношению к общей мощности осадков. Например, при сильной эксплозии за короткий срок может быть выброшена огромная масса вулканокластического материала и отложиться мощный слой соответствующего осадка, однако, если этот слой не будет размыт и войдет в толщу вулканогенно-осадочных накоплений, он будет, вероятно, относительно небольшим по сравнению с мощностью всей толщи.

Седиментационная стратификация обычно характеризуется более или менее постоянным порядком в чередовании пород, что регулируется либо систематическим проявлением причин, влияющих на седиментацию (сезонные изменения, эксплозии), либо самим механизмом последней (взмучивание осадка и осаждение материала по размеру частиц). Порядок этот выражен многократным повторением одного и того же сочетания определенных пород (многослоев, по Н. Б. Вассоевичу). Для каждой породной ассоциации характерны свои многослои, которые, хотя и отличаются в деталях один от другого, в принципе имеют сходное строение. Понятно, что выяснение причин формирования многослоев способствует раскрытию механизма и условий осадкообразования.

Фациальная стратификация или фациально-циклическая, как ее иногда называют, представляет собою чередование различных пород и их комплексов, отражающее периодическое изменение фациальной обстановки осадкообразования. Изменения эти могут быть различного характера и происходить как в области накопления осадков, так и за ее пределами, в области питающей провинции. В первом случае — это чаще всего переме-

щения береговой линии, или периодические изменения батиметрических условий, происходящие без заметного изменения акватории. Во-втором — это обычно неравномерный подъем суши, приводящий к выносу в бассейн разного количества терригенного материала.

Лучшим, наиболее наглядным примером фациальной стратификации можно считать строение хорошо всем известных паралических угленосных формаций (см. статьи П. П. Тимофеева и Л. Н. Ботвинкиной в настоящем сборнике). Здесь стратификация особенно ярко выражена потому, что она обусловлена сменой существенно отличных обстановок — континентальной и морской. Однако и в относительно однообразных по составу толщах морского происхождения (например, карбонатных), фациальная стратификация часто проявляется очень отчетливо, выражаясь в чередовании относительно более глубоководных и мелководных отложений.

Так как в каждом данном бассейне аккумуляции изменение условий седиментации происходит в определенных довольно ограниченных пределах, то набор осадков в разрезе представлен сравнительно небольшим количеством главных типов. Чередуются они в известном порядке, соответствующем смене фациальных условий. Эта смена зафиксирована в разрезе соответствующим комплексом пород, который в более или менее сходном выражении многократно чередуется, придавая стратификации ритмичный облик. Такие полифациальные комплексы принято обычно называть осадочными ритмами или циклами. Мощность осадочных ритмов может быть в разных случаях различной, что зависит и от общей скорости осадконакопления и от частоты изменения условий, но ритмы всегда отвечают несравненно более продолжительным отрезкам времени, чем многослои. Так, например, в 125-метровой толще карбонатных пород московского яруса на южном крыле Московской синеклизы выявлено приблизительно 15 осадочных ритмов, отвечающих отчетливо выраженным изменениям батиметрических условий (Хворова, 1953). Принимая продолжительность среднего карбона равной $17 \cdot 10^6$ лет, а продолжительность московского яруса $9 \cdot 10^6$ лет, можно высчитать время образования осадочного ритма, которое будет равно приблизительно 600 000 лет. Для среднего карбона Донецкого бассейна продолжительность цикла, отвечающего стадии трансгрессии и регрессии моря, оценивается в среднем в 100 000 лет (Жемчужников, и др., 1960). Для сравнения приведем некоторые данные, иллюстрирующие время образования многослоев из толщ с седиментационной стратификацией. Золотогорская свита среднего карбона в районе р. Сакмары имеет мощность около 500 *м* и образована песчано-глинистым флишем. Мощность песчаных слоев обычно от 2—3 до 10—30 *см*, хотя отдельные слои достигают 1—1,5 *м*; аргиллитовые слои имеют толщину от 2—3 до 10—30 *см*; в среднем можно оценить толщину песчано-аргиллитового многослоя в 20—30 *см*. Таким образом, золотогорская свита будет состоять приблизительно из 1500—2500 многослоев. Золотогорская свита соответствует подольскому и мячковскому горизонтам московского яруса и время ее образования можно оценить приблизительно в $6 \cdot 10^6$ лет; продолжительность формирования флишевого многослоя мощностью около 0,3 *м* тогда будет 2500—4000 лет. Н. Б. Вассоевич (1951) определил время формирования простых флишевых многослоев для разных свит верхнего мела Кавказа приблизительно от 500 до 5000 лет. Оценивая время образования флишевых многослоев, надо иметь в виду, что их нижняя часть — зернистый осадок — формируется мгновенно в масштабе геологического времени и длительность образования многослоя по существу целиком относится к накоплению илистого осадка.

Все приведенные подсчеты очень неточны, приблизительны и даже условны, но все же они подчеркивают существенное отличие двух сравниваемых типов стратификации. Длительность образования осадочных ритмов во много раз больше, чем длительность образования многослоев.

Следует отметить, что не всегда физико-географические изменения, даже если они существенны, приводят к образованию фациальной стратификации. В ряде случаев они проявляются локально, совершаются редко, действуют длительно и хотя приводят к изменению седиментации, но не влияют на появление того характерного и многократного повторения отложений разных фациальных типов, которое можно было бы считать стратификацией. В качестве примера приведем нижнепермскую морскую молассу. В ее восточной части развиты мощные конгломератовые накопления, разделенные песчано-глинистыми толщами; эти конгломераты появляются в 4,5-километровом разрезе шесть раз и приурочены к определенным стратиграфическим уровням (Хворова, 1961, стр. 296). Мощность конгломератовых комплексов очень изменчива, иногда они достигают 500—600 *м*, а иногда сокращаются до 50 *м* или вообще исчезают. В плане они имеют форму языков, связанных с аккумулятивными приустьевыми выносами. Появление конгломератовых накоплений знаменует существенное изменение физико-географической обстановки — подъем прилежащей суши и некоторую регрессию моря. Эти изменения сильно влияют на строение формации, но не создают определенной стратификации.

Очевидно, фациальная стратификация возникает там, где изменения физико-географических условий действуют на большой территории и совершаются регулярно. В отложениях мелководных плоских бассейнов фациальная стратификация проявляется резче, чем среди отложений трогових и котловинных морей.

Само собою понятно, что происхождение любого типа стратификации определяется не одними физико-географическими условиями, но и тектоническими причинами. Последние не только сохраняют и меняют эти условия, но прямо влияют на механизм накопления осадков, на слоеобразование. Вопрос этот подробно был разобран (Белоусов, 1948) и рассматривать его здесь нет надобности.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Вулканогенно-осадочные формации отличаются от собственно осадочных не только присутствием вулканических образований, но и некоторой спецификой осадочных пород и их комплексов. Специфика эта определяется как поступлением в область седиментации большого количества ювенильных веществ, прямо или косвенно влияющих на формирование осадков, так и некоторыми особенностями физико-географической и тектонической обстановки вулканических областей.

Рассмотрим несколько подробнее влияние этих факторов на образование осадков.

Некоторые особенности седиментации в вулканических зонах

Эндогенные вещества, как известно, поступают на поверхность Земли в виде лав, эксплозивного материала, растворенных веществ и газов. Легко понять, что интенсивность и тип вулканических и поствулканических процессов должны сказываться на осадкообразовании, как механическом, так и хемогенном.

Там, где преобладает взрывной тип извержений, в область седиментации поступает огромное количество кластического материала, дающего начало разнообразным по составу и структуре механическим осадкам. В общих чертах они сходны с терригенными обломочными породами, но обладают рядом характерных признаков.

Минеральный состав вулканогенных механических осадков определяется составом и физическим состоянием лавы, а также типом извержения.

В одних случаях вулканические выбросы состоят почти целиком из ювенильного материала (кусочков горячей лавы, пемзы, шлака, интрателлурических кристаллов), в других — существенную часть выброса составляют обломки пород предыдущих извержений, а иногда даже чужеродные фрагменты (осадочные и интрузивные). Способ отложения выброшенного материала тоже сказывается на составе осадков; воздушная транспортировка пепла, например, приводит к известной дифференциации выброшенных продуктов, влияющей на минеральный состав отложений.

В общем вулканокластические накопления будут, естественно, отличаться от терригенных обломочных пород бóльшим количеством минералов, которые в зоне выветривания неустойчивы. Кроме того, в первых будет присутствовать витрокластический компонент, легко преобразующийся на диагенетической и эпигенетической стадиях в характерные вторичные продукты — актинолит, хлорит, цеолиты и другие минералы,— определяющие специфику состава пород.

Гранулометрия вулканогенных механических осадков очень разнообразна. Ее особенности определяются: 1) составом самого выброса, зависящим от состояния лавы (вязкость, температура и пр.), типа извержения и силы взрыва; 2) агентами переноса и отложения, которые, как известно, отличаются большим разнообразием (лахары, раскаленные пепловые лавины, эоловый перенос, турбидные потоки, морские течения и т. д.); 3) перемывом и переотложением рыхлого вулканогенного осадка до того, как он будет окончательно захоронен и 4) подмешиванием к вулканогенному материалу собственно осадочного. В результате взаимодействия всех указанных факторов возникают породы крайне различной структуры — от очень грубых и несортированных лахаровых брекчий до идеально сортированных тончайших пепловых накоплений и от пород, лишенных экзогенного материала, до пород смешанного состава.

В данной статье нет возможности подытожить то, что сделано по изучению механического состава многих отложений рассматриваемого типа, но можно сказать, что структура некоторых генетических типов наземных вулканических отложений изучена хорошо и может использоваться при диагностике соответствующих древних образований. Этого нельзя сказать о морских вулканогенных механических осадках, которые изучены много хуже. То, что известно о гранулометрии их современных представителей (Kuenen, 1950, стр. 342—345), не может считаться достаточным хотя бы потому, что современность не дает модели всех вулканических обстановок прошлого. Поэтому накопление материалов по гранулометрическому составу различных типов морских вулканогенных пород — одна из задач литологического изучения вулканогенно-осадочных формаций.

Много труднее выяснить влияние вулканизма на хемогенную седиментацию. Издавна происхождение некоторых осадочных руд и пород, развитых среди эффузивных образований, связывали с вулканическими процессами. Однако механизм этого влияния не был ясен и оно оценивалось исходя из указанного сонахождения или на основании общих соображений, догадок и невозможности объяснить появление тех или иных осадочных образований обычным путем, без привлечения вулканогенного источника.

Сейчас роль вулканических веществ в седиментации выясняется все больше и становится яснее размер влияния вулканогенных процессов на образование осадков. Подробно этот вопрос разбирается в статье К. К. Зеленова, помещенной в настоящем сборнике. Вынос веществ вулканическими гидротермами и газовыми эксгаляциями хорошо изучен вулканологами (Набоко, 1959), но до недавнего времени эти данные не использовались литологами для понимания процессов хемогенной седиментации. Впервые целеустремленно подошел к этому вопросу К. К. Зеленов (1958, 1960, 1961), показавший роль наземных и подводных гидротермальных процес-

сов в мобилизации веществ, а также попытавшийся выяснить их судьбу в поверхностных условиях.

На хемогенную садку влияет и подводный эффузивный процесс, и особенно поствулканическая — фумарольная и гидротермальная — деятельность. Установлено, что состав и физико-химические свойства гидротерм и газовых эксгаляций весьма различны (Хитаров, 1961; Набоко, 1961) и что наземные и подводные поствулканические процессы имеют свою специфику (Зеленов, 1961).

Влияние подводных газовых и гидротермальных выносов на хемогенную седиментацию идет двумя путями: во-первых, в зону осадкообразования поступают в больших количествах определенные вещества (SiO_2, Fe, Mn и др.), образующие при благоприятных условиях минеральные накопления, и, во-вторых, газовые эксгаляции могут существенно и по-разному менять режим придонной воды и следовательно способствовать или противодействовать осаждению тех или иных соединений, а также определять их минеральную форму. Особенно показательны в этом отношении рудные накопления железа, связанные с вулканогенно-осадочными формациями (см. статью Л. Н. Формозовой в настоящем сборнике).

Роль подводных эксгаляций в изменении режима придонной воды кратко была разобрана Н. М. Страховым (1956б). По его представлениям, своеобразие физико-химической обстановки в районах подводных извержений выражалось в понижении щелочного резерва морской воды и в торможении в связи с этим садки $CaCO_3$, а также в снижении Eh, что способствовало химическому выпадению силикатов и карбонатов железа и марганца, а иногда и сульфидов железа, свинца и цинка. Есть основание считать, что подобное изменение режима не универсально, хотя несомненно для многих вулканических областей характерно. Как будет показано, существует группа вулканогенно-осадочных формаций, где обильны известняки и вулканические породы сильно кальцитизированы; очевидно, предполагать в таких случаях торможение карбонатообразования нельзя. В других вулканогенно-осадочных формациях широко развиты породы, обогащенные гематитом; последний часто окрашивает пласты пемзы, отложенной раскаленными лавинами, представляя собою возгоны фумарольных паров. Таким образом, не всегда вблизи вулканических очагов отлагаются закисные соединения железа и, следовательно, не всегда подводные вулканические эксгаляции ведут к понижению окислительно-восстановительного потенциала придонной воды. Все это указывает на значительное разнообразие состава подводных выносов, по-разному влияющих на физико-химические свойства морской воды вблизи вулканических очагов.

Специфика седиментации в областях активного вулканизма определяется не только особенностями поступления веществ в зону осадкообразования, но и некоторыми характерными чертами физико-географической обстановки. Как правило, последняя отличается сильно расчлененным рельефом, причем не только наземным, но и подводным. Именно последнее обстоятельство особенно резко отличает зоны активного вулканизма от других ландшафтных обстановок. Расчлененный рельеф, спазматичность поступления больших масс вулканокластического материала и высокая сейсмичность способствуют развитию особых отложений: в наземных условиях это накопления обвалов, лахар и раскаленных лавин разного типа, а в подводных условиях — отложения турбидных потоков (турбидиты) и оползней. Вулканический рельеф способствует также особому распространению карбонатных, особенно рифогенных известняков, приуроченных к возвышенным участкам (потухшим вулканам) и образующих как крупные, так и небольшие линзы в вулканогенно-осадочных формациях.

Особенности рельефа и питание из центров, расположенных внутри седиментационной области, приводят к несравненно более сложному, чем

в обычных бассейнах, распределению осадков и фаций. Достаточно взглянуть на карту осадков Молукк (фиг. 1), чтобы убедиться, как в таких условиях невелико может быть влияние суши на распределение различных отложений. В связи с этим нетрудно понять, сколь сложно построенными могут быть некоторые вулканогенно-осадочные формации. Эта сложность определяется не только гораздо менее правильной латеральной сменой отложений, чем в формациях собственно осадочных (особенно морских), но и резко различным гипсометрическим уровнем накопления синхронных отложений. Кроме того, сложность строения здесь связана и с быстрым изменением рельефа — возникновением и разрушением высоких конусов, почти мгновенным ростом экструзивных куполов и образованием крупных кальдер и тектоно-вулканических депрессий. Современность дает нам многочисленные яркие примеры перестройки вулканического рельефа и в связи с этим изменения в распределении отложений.

Вопросы типизации вулканогенно-осадочных формаций

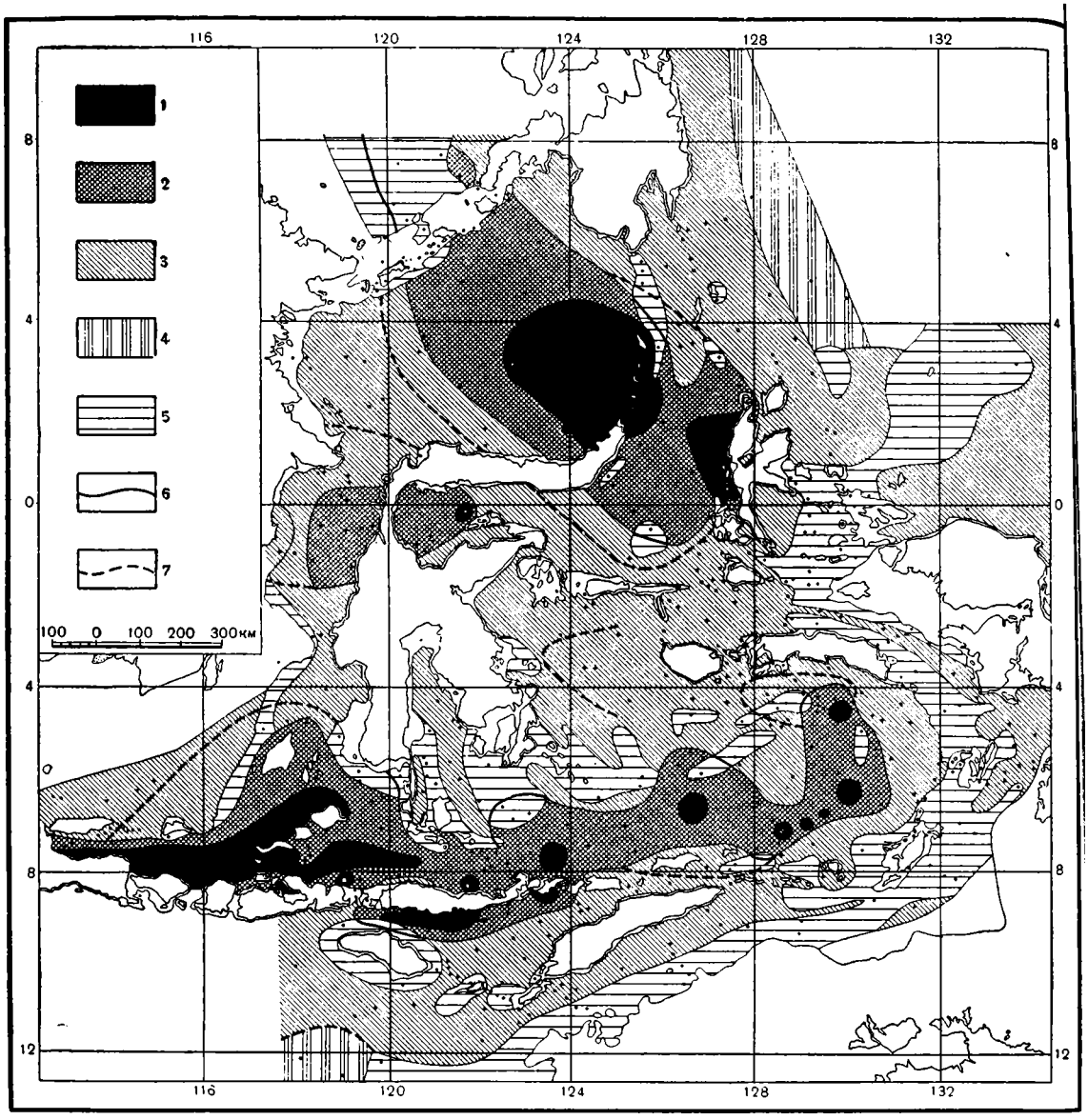
Целеустремленное изучение вулканогенно-осадочных формаций начато недавно, однако благодаря систематическим геологическим исследованиям в геосинклинальных областях уже сейчас можно наметить некоторые типы и группы этих формаций. Подчеркну, что мы не даем сколько-нибудь систематического и полного изложения материала, а рассматриваем некоторые примеры, иллюстрирующие принцип типизации вулканогенно-осадочных формаций и подход к их изучению. В основу типизации, мне кажется, следует положить состав и фациальную характеристику осадочных членов и их соотношение с вулканическими. Такой подход лучше всего отвечает литологическим задачам, а именно выяснению особенностей седиментации и осадочной металлогении в областях древнего вулканизма. Едва ли литолог имеет возможность вникать в трудные и часто спорные вопросы петрогенеза вулканических образований (это уведет его от прямых задач), но знать состав и характер вулканических пород, с которыми ассоциируют те или иные осадочные толщи, ему необходимо. Это диктуется прежде всего тем, что литологам необходимо ответить на вопрос: имеется ли связь между химическим составом вулканических пород (типом магмы, характером ее дифференциации) и сопряженными осадками?

Применяя указанный выше принцип типизации вулканогенно-осадочных формаций, прежде всего следует выделить среди них м о р с к и е и н а з е м н ы е. Они могут быть связаны с разными тектоническими структурами, но известно, что морские формации особенно характерны для ранних стадий развития геосинклинальных зон, а наземные — для орогенов, наложенных впадин (брахигеосинклинали, по А. В. Пейве, 1948) и платформ. Я не останавливаюсь на рассмотрении тектоно-структурных типов вулканогенно-осадочных формаций, так как на данном этапе работ важнее рассмотреть их литологические особенности, в частности специфику вещественного состава.

Так как в данном сборнике рассматриваются примеры только морских вулканогенно-осадочных формаций, то мы остановимся на некоторых итогах их изучения, не касаясь наземных формаций.

Среди морских вулканогенно-осадочных формаций, представленных многими разнообразными типами, исходя из общего характера осадочных пород, сопряженных с вулканическими, можно наметить две главные группы: 1) ф о р м а ц и и с п р е о б л а д а н и е м в у л к а н о г е н н ы х м е х а н и ч е с к и х о с а д к о в и 2) ф о р м а ц и и с п р е о б л а д а н и е м о р г а н о г е н н о - х е м о г е н н ы х п о р о д.

К п е р в о й г р у п п е относятся формации, образующиеся в областях с развитием эксплозивного типа извержений. Примером может служить Ирендыкская порфиритово-туфовая формация Южного Урала,



Фиг. 1. Карта глубоководных отложений Молукк

1 — вулканический ил; *2* — вулканическо-терригенный ил; *3*— терригенный ил; *4* — красная глина; *5* — известковый ил; *6* — предел 3%-ного содержания пепла в известковом иле; *7* — предел распространения вулканического пепла (Kuenen, 1950)

описание которой дано в статье И. В. Хворовой и М. Н. Ильинской, помещенной в данном сборнике.

К этому же типу следует отнести, например, павдинскую андезитовую свиту лудлоу на Среднем Урале, состоящую из вулканогенно-обломочных и эффузивных пород андезитового (преобладают), дацитового и риолитового состава; при этом в одних районах в свите преобладают вулканогенно-обломочные, в других эффузивные породы (Дианова, 1958).

Представителем формаций этой же группы можно считать также тастаускую свиту в Центральном Казахстане, состоящую из порфиров и кварцевых порфиров, а также из разнообразных туфов того же состава; соб-

ственно осадочные породы имеют в этой свите небольшое развитие и представлены конгломератами и туфопесчаниками (Штрейс и Колотухина, 1948).

Все три указанные формации имеют различный химический состав вулканических продуктов: в Ирендыкской формации преобладают порфириты базальтового и андезито-базальтового состава, в Павдинской — андезиты, в Тастауской — порфиры и кварцевые порфиры (риолиты). Роднит эти формации обилие туфовых накоплений, что указывает на преобладание взрывного типа вулканизма во время их формирования, а также малое количество собственно осадочных пород.

Вместе с тем встречаются формации такого же характера, но с большим содержанием терригенных отложений. Примером может служить среднеюрская порфиритовая серия Закавказья, подробная характеристика которой дана Г. С. Дзоценидзе (1948). Серия эта (в нашем понимании — формация) состоит из трех главных компонентов [1]: 1) эффузивных пород, преимущественно порфиритов базальтового, андезитового и андезито-дацитового состава; 2) разнообразных вулканогенных кластических пород того же состава и 3) терригенных осадков, возникших от размыва многочисленных местных вулканических островов (граувакки), Кавказской кордильеры и Грузинской глыбы (аркозы). Строение серии в целом очень сложное и в одних районах преобладают те или иные вулканические породы, в других — осадочные или смешанные вулканогенно-осадочные. Формирование осадков рассматриваемой серии, так же как и излияние лав, происходило в морском геосинклинальном бассейне с расчлененным вулканическим рельефом, причем широкое развитие здесь имел эксплозивный тип извержений. Характерно почти полное отсутствие в серии хемогенных образований. Обилие вулканокластического и терригенного материала подавляло здесь хемогенную седиментацию.

Число примеров формаций рассматриваемой группы легко увеличить. В каждой крупной геосинклинальной зоне имеются ее представители.

Для формаций этой группы характерны следующие признаки.

1. Обилие вулканических пород — эффузивных и особенно вулканокластических. Среди эффузивов обычно преобладают порфириты основного или среднего состава, но иногда они представлены порфирами. Широко развиты лавобрекчии. Вулканокластические породы представлены как собственно пирокластическими образованиями, так и образованиями, возникшими от разрушения вулканических построек (резургентный материал); гранулометрически породы очень разнообразны, причем характерно обилие грубых отложений — вулканических брекчий, агломератов, грубых туфов; в некоторых формациях встречаются туфолавы и спекшиеся туфы (павдинская и ирендыкская свиты).

2. Резкое преобладание механической седиментации над хемогенной. В одних формациях почти все осадочные накопления представляют собой отложившийся в морских условиях туфовый материал, претерпевший тот или иной перенос, и в связи с этим дифференциацию, а иногда также перемыв и переотложение (эпивулканические обломочные породы). В других формациях (среднеюрская порфиритовая серия Закавказья), кроме вулканокластического материала, присутствует большое количество терригенных пород.

3. Неравномерное распределение больших масс вулканических и осадочных (или вулканогенно-осадочных) пород, что приводит к весьма пестрому строению формации.

4. Отсутствие или редкость полезных ископаемых осадочного происхождения, что объясняется подавлением хемогенной седиментации обилием механических осадков.

---

[1] Характеристика отложений дана по Г. С. Дзоценидзе (1948).

Ко второй группе принадлежат формации, среди осадочных членов которых много органогенно-хемогенных пород. В этой группе отчетливо выделяются две подгруппы, отличающиеся составом осадочных образований. Первая подгруппа — вулканогенно-кремнистая — была установлена Н. С. Шатским (1954) в связи с систематизацией марганценосных формаций. Вторая подгруппа — вулканогенно-известняковая — была выявлена Л. Н. Формозовой при сравнительной характеристике железорудных вулканогенно-осадочных формаций (см. ее статью в данном сборнике).

Формации вулканогенно-кремнистой подгруппы хорошо известны и изучены лучше многих других благодаря тому, что они очень ярко выражены, широко распространены и с ними связаны полезные ископаемые (марганцевые и железные руды). К этой подгруппе относятся следующие формационные типы.

1. Марганценосные эффузивно-кремнистые формации, выделенные Н. С. Шатским (1954); подробная характеристика одной из них (Карамалыташской) дана в настоящем сборнике (см. статью Хворовой и Ильинской). Обычно, рассматриваемые формации составляют эффузивно-осадочные члены офиолитовых серий. Основной фон их образован вулканическими породами разной кислотности — спилитами, кратофирами и кварцевыми кератофирами. Среди эффузивных образований развиты яшмовые линзы, пласты и толщи. В небольшом количестве встречаются туфы и рифогенные известняки, причем последние часто оквардованы и гематитизированы. В яшмах и известняках местами присутствуют марганцевые руды.

Кроме того, известны марганценосные формации, образованные преимущественно терригенными отложениями, но содержащие пачки и линзы, состоящие из основных эффузивов и кремнистых пород с марганцевыми рудами; такие пачки получили название комплексов «red rocks»; по составу и происхождению марганцевого оруденения они похожи на эффузивно-кремнистые формации. Указанные вулканогенно-терригенные толщи были выделены Е. А. Соколовой под названием формаций калифорнийского типа. Они интересны в том смысле, что представляют собою переходный тип между вулканогенно-осадочными и собственно осадочными формациями. В этом смысле можно провести некоторую параллель между вулканогенно-кремнистыми и вулканогенно-обломочными формациями: Карамалыташскую формацию можно сравнивать с Ирендыкской и Павдинской, а Калифорнийскую со среднеюрской порфиритовой серией Кавказа.

2. Джеспилитовые формации были подробно рассмотрены М. С. Марковым (1958, 1959), который выделил среди них два типа: Киватинский и Криворожский.

Киватинская формация представлена в основном кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами и яшмами с пачками и линзами железистых кварцитов; очень незначительно развиты мраморы и терригенные (песчаные) породы. Среди таких осадочных комплексов присутствуют эффузивы и туфы преимущественно основного состава. Латерально указанные отложения замещаются сплошными вулканическими (зеленокаменными) сериями.

Криворожская формация отличается от Киватинской присутствием довольно мощных горизонтов терригенных пород (конгломератов, песчаников и глинистых сланцев) и значительно меньшей насыщенностью вулканогенными образованиями. Железистые кварциты здесь встречаются в виде выдержанных слоев и пачек. Криворожская формация обычно сменяет во времени зеленокаменную (эффузивно-туфовую) и Киватинскую формации. М. С. Марков (1959) считает, что формирование криворожских железистых кварцитов связано с этапом вулканизма, характеризующимся преобладанием фумарольной и гидротермальной деятельности.

Джеспилитовые формации во многом сходны с марганценосными эффузивно-яшмовыми, но отличаются несравненно бо́льшим содержанием железа и кремнезема. Характерно, что и в этих формациях наблюдаются те же два типа: 1) с большим количеством вулканических пород и незначительным количеством терригенных и 2) с малым количеством собственно вулканических образований и с обильными терригенными накоплениями.

3. Кремнисто-сланцевая вулканогенная формация с оолитовыми железными рудами была выделена Л. Н. Формозовой (1960, 1962), которая дала ее петрографическую и фациальную характеристику, использовав большой сравнительный материал. Вулканические члены формации представлены эффузивными породами, среди которых резко преобладают диабазовые разности; туфов в формации относительно мало. Осадочные члены — главным образом темные бескарбонатные измененные глинистые сланцы и различные кремнистые породы; среди них местами много граувакк, иногда с гематитово-кремнистым цементом. Оолитовые руды чаще приурочены к сланцевым и песчано-сланцевым пачкам, где они образуют как мощные линзовидные пласты, так и небольшие прослои; эти железорудные ассоциации латерально переходят в вулканические толщи и чередуются с ними в разрезах. Известны случаи, когда руды лежат прямо на диабазах или туфах.

Для рассматриваемой формации характерно почти полное отсутствие карбонатных пород, а также карбонатной примеси в терригенных образованиях.

Докембрийские представители этой формации встречаются обычно совместно с джеспилитовыми формациями и латерально переходят в них.

Формации вулканогенно-кремнистого ряда имеют очень широкое распространение во всех вулканических геосинклинальных областях и не ограничены перечисленными рудоносными представителями. Среди них особенно широко развиты спилитово-кератофирово-яшмовые. Достаточно вспомнить об их распространении в палеозое Урало-Тянь-Шанской геосинклинальной области или в Альпийской зоне.

Для формаций рассмотренной подгруппы характерно обилие эффузивных образований и сравнительно небольшое содержание пирокластических. Эффузивы представлены всеми типами от основных до кислых, но первые в целом заметно преобладают, среди них много спилитовых и диабазовых разностей. Терригенные отложения иногда обильны, иногда почти отсутствуют, органогенные и хемогенные представлены почти исключительно кремнистыми породами. Характерно, что известняки имеют незначительное и локальное развитие, обычно это остатки биогермов.

Обилие кремнистых осадков почти все авторы объясняют интенсивной фумарольной подводной деятельностью. Однако здесь фумаролы и гидротермы отличались от большинства тех, что наблюдаются сейчас в наземных условиях. Отличие это заключалось в выносе огромного количества кремнезема, а иногда также железа и марганца. Трудно сказать, поступал ли кремнезем в газовой фазе, с парами воды, или в растворе в виде силикатов щелочей, но несомненно, что он выносился в придонные слои воды в больших количествах. Обращает на себя внимание тот факт, что в лавах, с которыми тесно связаны кремнистые осадки, не наблюдается следов выщелачивания железа (обеления), наоборот, в них присутствуют многочисленные прожилки и участки, обогащенные гематитом и тонкораскристаллизованным кварцем, отмечающие следы движения кремний- и железосодержащих растворов. Заслуживает внимание и то, что рассматриваемые кремнистые осадки часто тяготеют к спилитовым сериям, т. е. к породам, претерпевшим интенсивную альбитизацию. Можно предположить, что альбитизация и силицификация генетически связаны и обусловлены характером поствулканических процессов. Скорее всего это были натрово-хлоридные гидротермы, которые, как известно, богаты кремнекислотой (Бетехтин,

1953; Набоко, 1961). Примером таких вод можно считать воды источника Стимбот в Неваде, имеющие следующий состав (в %)[1]: Cl — 36,61; SO_4 — 1,86; CO_3 — 0,15; B_4O_7 — 2,24; Na — 21,44; K — 4,45; Mg — 0,08; Ca — 0,39; Al — 0,20; SiO_2 — 31,72. Как видим, основными компонентами здесь являются хлор, натрий и кремнезем.

Так как альбитизации и силицификации часто подвергаются очень мощные толщи эффузивных пород, то можно думать, что особенности поствулканических процессов обусловлены развитием самого магматического расплава, может быть характером его фракционной дифференциации. По-видимому, мы имеем здесь дело с «боуэновским путем дифференциации» базальтовой магмы, при котором остаточный расплав обогащается щелочами и кремнеземом. Как показал Кеннеди (1957), «боуэновский» тип дифференциации протекает при умеренном давлении кислорода, определяемым содержанием воды. Это хорошо согласуется с представлениями Ниггли, который рассматривает спилиты как образования, возникшие из очень богатой водою магмы или, кроме того, подвергшиеся воздействию водосодержащих остаточных растворов. Ниггли считает, что такие растворы, подобно вулканическим эксгаляциям, иногда поступают в море, где дают начало вулканогенно-осадочным или, правильнее с его точки зрения, гидротермально-осадочным образованиям (Niggli, 1954).

Не вполне ясно, почему морские формации вулканогенно-кремнистой подгруппы так бедны карбонатными осадками или даже лишены их. Может быть, это связано с режимом углекислоты, интенсивное поступление которой в фумаролах увеличивает в придонных слоях растворимость $CaCO_3$, препятствуя образованию известковых осадков на обширных участках бассейнов.

Формации вулканогенно-известняковой подгруппы как специфические вулканогенно-осадочные серии известны менее широко. Впервые характерный тип этой подгруппы был установлен Л. Н. Формозовой на примере железорудных формаций герцинской полосы Центральной Европы. Выделенная Л. Н. Формозовой известняково-вулканогенная рудоносная формация подробно описана в ее статье, помещенной в данном сборнике.

Вулканические породы здесь представлены щелочными лавами и туфами основного и среднего состава, причем среди туфов широко распространены особые, сильно кальцитизированные разности — шальштейны.

Осадочные члены формаций — известняки, известково-глинистые сланцы, граувакки. Характерно присутствие не только мелководных биогермных известняков, встречающихся и в вулканогенно-кремнистых формациях, но и относительно глубоководных, пелитоморфных известняков.

Формации вулканогенно-известняковой подгруппы довольно широко распространены в некоторых вулканических зонах. К числу таких формаций можно отнести, например, нижнюю свиту ерементауской (известняково-эффузивной) толщи верхнего протерозоя северо-востока Центрального Казахстана, подробно описанную Р. А. Борукаевым (1955)[2].

Вулканические члены этой свиты представлены разнообразными эффузивными породами и туфами, причем последние в некоторых разрезах преобладают. Внизу свиты развиты основные и средние порфириты (палеобазальты и палеоандезиты) нормального щелочноземельного ряда, а вверху — палеотрахиты и кварцевые порфиры (щелочные породы). Такая смена пород позволила сделать вывод, «что всюду, где в камерах дифференциация магматических расплавов достигала своего завершения, она шла по пути образования щелочных разновидностей» (Миллер, 1958, стр. 73).

---

[1] Взято из работы А. Г. Бетехтина (1953).

[2] Характеристка отложений дается по Р. А. Борукаеву (1955) и Е. Е. Миллер (1958).

Характерно, что альбитизация как в основных, так и в кислых породах имеет небольшое и локальное проявление. Туфы разнообразны по гранулометрическому составу, причем кроме собственно пирокластического материала в них много резургентных фрагментов.

Для вулканических пород характерно общее обогащение карбонатным материалом. Карбонатизация наблюдается и в эффузивах и в туфах; последние бывают сильно известковистыми и хлоритизированными, что сближает их с девонскими шальштейнами Центральной Европы.

Осадочные члены свиты представлены главным образом карбонатными породами: светлыми и темными битуминозными, водорослевыми, оолитовыми и другими известняками, иногда доломитизированными и местами содержащими примесь туфового материала. В одних районах известняки образуют лишь небольшие линзы среди вулканических пород, в других — слагают толщи мощностью в 400—500 *м*. Кроме известняков здесь присутствуют, но в подчиненном количестве, известковистые граувакки, алевролиты и сланцы, обычно с примесью туфового материала (может быть туфогенные). Первично кремнистых осадочных пород мало, хотя вторичные кварциты местами обильны.

Нижняя свита ементауской толщи, которую можно рассматривать как формацию, характеризуется в общих чертах следующими особенностями: 1) обилием вулканических образований — как эффузивных, так и вулканокластических, которые меняются от основных и средних пород щелочноземельного ряда до щелочных; 2) обилием известняков среди осадочных пород и 3) сильной фациальной изменчивостью отложений, обусловленной распределением эруптивных центров. По содержанию вулканогенных механических осадков эта формация приближается к первой группе, но обилие органогенно-хемогенных пород заставляет относить ее ко второй.

Рассматриваемая формация во многом сходна с известняково-вулканогенной формацией Рейнских сланцевых гор: в ней также обильны щелочные (калиево-полевошпатовые) породы и также наблюдается общая обогащенность известковым материалом. То, что в вулканических породах здесь относительно слабо проявляется альбитизация, несмотря на их древний возраст и зеленокаменное изменение, позволяет предполагать иной ход постмагматических процессов, чем при формировании вулканогенно-кремнистых комплексов. Характер гидротерм здесь был другой и они не приносили большого количества кремнезема, а также не создавали физико-химических условий, препятствующих садке карбонатов.

Химизм предполагаемых гидротермальных процессов здесь был, вероятно, несколько сходен с химизмом Паужатских терм Камчатки (Набоко, 1961), вернее с их глубокими разностями, способствующими интенсивной кальцитизации и хлоритизации пород.

Как бы не интерпретировать имеющийся материал, несомненно, что между характером изменения вулканических пород и сопряженными с ними органогенно-хемогенными морскими осадками намечается определенная связь. В формациях с интенсивной альбитизацией и силицификацией эффузивных образований характерными осадками являются различные силициты, а в формациях, где сильно кальцитизированы вулканиты, содержится много известковых осадков. Конечно, эти две линии развития седиментации в вулканических областях отражают лишь общую тенденцию и вероятно связь между хемогенной седиментацией и поствулканическими процессами гораздо более сложная и разнообразная.

Рассмотренные примеры далеко не исчерпывают всего разнообразия вулканогенно-осадочных морских формаций. Среди них имеется много разновидностей и типов, отличающихся количеством, составом и природой вулканических образований, набором осадочных полезных ископаемых, разным соотношением вулканитов и осадочных пород, а также характером последних. На приведенных примерах показано значение типа вулканиче-

ской деятельности и характера поствулканических процессов в образовании формаций и особенно их осадочных членов. Понятно, что состав и строение вулканогенно-осадочных формаций, как и собственно осадочных, зависит также от ландшафтных и тектонических условий. Если вулканические продукты имели близкий состав, но поступали в бассейны разной глубины, то при этом могли возникнуть формации, заметно отличные по строению. Так, например, в Северо-Западном Казахстане известны две вулканогенно-известняковые формации: Ерементауская (верхний протерозой) и Торткудукская (Cm_3—O_1). Первая формировалась в типично геосинклинальной области с троговыми бассейнами и подводными вулканическими архипелагами, а вторая связана с мелководным морским бассейном, где излияния иногда носили наземый характер, где было много терригенных, в том числе грубых, осадков и временами происходили местные осушения, отмеченные в разрезах следами внутриформационных размывов (Борукаев, 1955). Очевидно, на состав отложений в вулканогенно-осадочных формациях самое существенное влияние оказывал также и климат. Поэтому, чтобы выяснить роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд, надо понять общую фациальную обстановку, в которой этот вулканизм действовал.

Вопросы, возникающие в связи с изучением формаций, сложны и разнообразны. Вопросы эти, конечно, далеко не исчерпываются рассмотренными в данной статье. Но из того, что в ней изложено, а также из тех статей, которые приведены в настоящем сборнике, очевидно, что познание крупных парагенетических ассоциаций пород (формаций) ставит перед литологами много новых интересных задач. Исследование различных формаций,— их состава, строения и происхождения,— заставляет глубже вникать в сущность осадочного породо- и рудообразования, рассматривая их в более тесной связи с другими геологическими процессами.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арпа). Госгеолтехиздат, 1955.

Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.

Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов морской воды.— Успехи геохимии, 1944, 13, вып. 1.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.

Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1948.

Дианова Т. В. Вулканогенные горные породы восточной части Павдинского района.— Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1958, вып. 33.

Жемчужников Ю. А. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. 2.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 15.

Зеленов К. К. О выносе растворенного железа в Охотское море гидротермами вулкана Эбеко (о. Парамушир).— Докл. АН СССР, 1958, 120, № 5.

Зеленов К. К. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 8.

Зеленов К. К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании.— Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.

Кеннеди Дж. О роли воды в магме. В кн.: «Земная кора». Изд-во иностр. лит-ры, 1957.

Мавлянов Г. А., Гриднев Н. И. К итогам четвертого Всесоюзного литологического совещания.—Узб. геол. ж., 1959, № 4.

Марков М. С. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакпайского синклинория.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4.

Марков М. С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда в Кар-

сакпайском антиклинории. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
Миллер Е. Е. О вулканизме верхнего протерозоя северо-востока Центрального Казахстана и Чингиза.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 5.
Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1, Изд-во АН СССР, 1958.
Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тянь-Шанской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
Решение Четвертого Всесоюзного литологического совещания, посвященного осадочным формациям и их фациальному анализу в связи с прогнозом полезных ископаемых.— Сов. геол., 1959, № 12.
Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Статья вторая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.
Страхов Н. М. 1 Основы теории литогенеза, т. 1, Изд-во АН СССР, 1960.
Страхов Н. М. 2 Основы теории литогенеза, т. 2. Изд-во АН СССР, 1960.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. Изд-во АН СССР, 1962.
Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т.3, Изд-во АН СССР, 1960.
Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 70.
Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1953, 43, кн. 2.
Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 37.
Херасков Н. П. Геология и генезис восточно-башкирских марганцевых месторождений. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии. Памяти акад. А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, 1951.
Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. Статья первая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам, вып. 2». Изд-во АН СССР, 1955.
Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
Штрейс Н. А., Колотухина С. Е. Геологическое строение гор Артау и Кос-Мурун (Жана-Арпинского района Карагандинской области).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 101, серия геол. (№ 32).
Kuenen Ph. H. Marin geology. N. G. 1950.
Niggli P. Rocks and mineral deposits. San Francisco, 1954.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

(Труды, выпуск 81, 1963)

К. К. ЗЕЛЕНОВ

ПОДВОДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

«Значение подводных извержений, например, в области Тихого и Индийского океанов, несомненно заслуживает серьезного внимания и должно быть учитываемо совместно с окружающими их прибрежными вулканами самым мощным явлением этого рода на нашей планете»

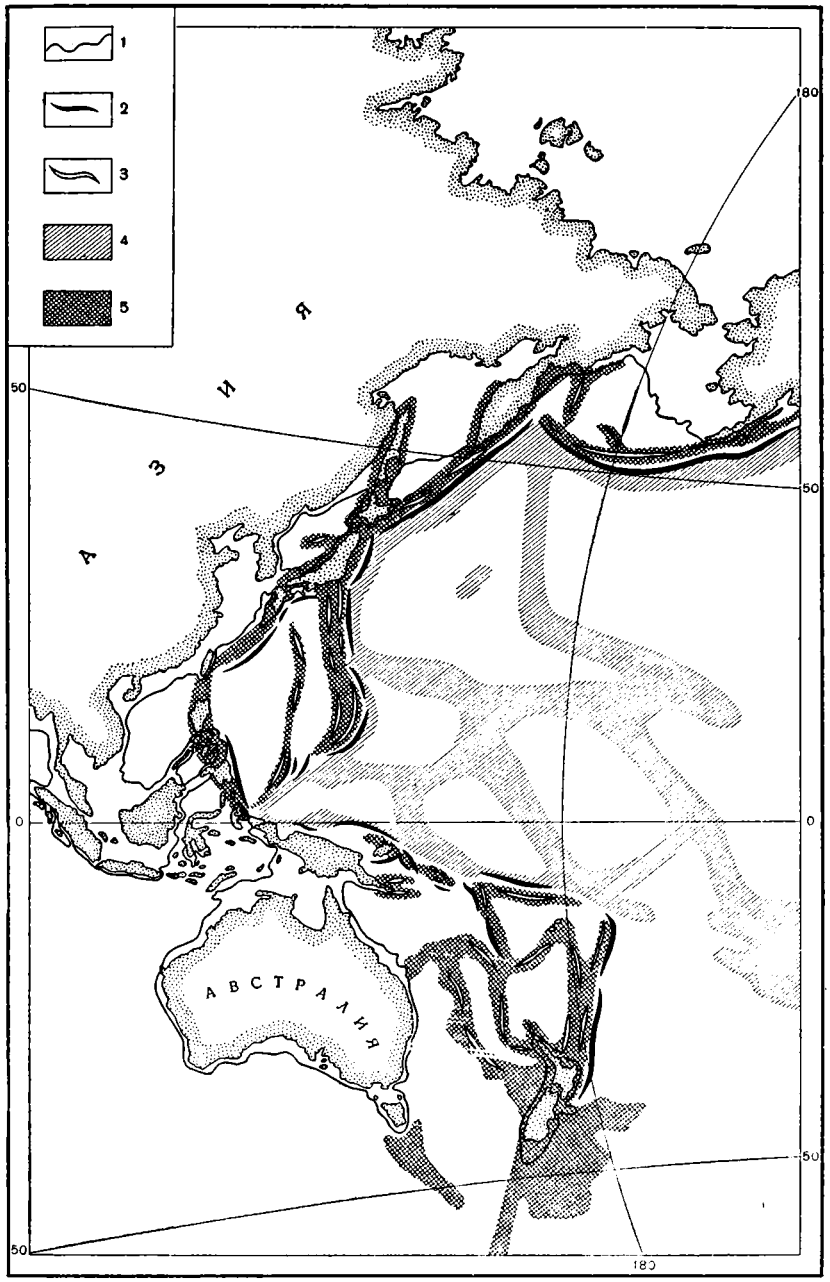
В. И. Вернадский [1]

ВУЛКАНИЗМ ЛОЖА МИРОВОГО ОКЕАНА

В настоящее время предположение о грандиозном развитии вулканических процессов на дне Мирового океана переходит из сферы догадок и допущений в область установленных фактов. Океанографические исследования последних лет, особенно проведенные советскими исследователями на судах «Витязь», «Обь», «Лена», «Михаил Ломоносов», а также материалы американских, английских, датской и шведской кругосветных экспедиций убедительно показали, что океанические глубины скрывают большое количество молодых вулканических структур. Непрерывным эхолотированием, сопровождающимся сбором донных отложений, обнаружены цепи вулканических гор, отдельные многокилометровые конические вулканы и обширные лавовые поля, разбросанные практически по всей площади ложа Мирового океана.

Материалы исследований подводного рельефа, проведенных «Витязем» по весьма обширной западной области Тихого океана (Удинцев, 1960), показали большую сложность строения этого интереснейшего участка земной коры (фиг. 1). Известно теперь, что ложе океана «...разделено на ряд котловин системой широких океанических валов, в большинстве случаев несущих на себе многочисленные подводные горы и острова. Характерной особенностью ложа океана является существование краевых валов, протягивающихся вдоль окаймляющих ложе океана глубоководных желобове В местах стыка краевых валов располагаются обычно крупные подводны. возвышенности. Широко распространены обособленные вулканические горы, часть которых поднимается своими вершинами над водой, образуя острова. Многие острова тропической зоны океана являются коралловыми постройками, венчающими вершины подводных вулканических гор. Дно котловин западной половины Тихого океана представляет собой преимущественно холмистые равнины, различающиеся между собой по сложности рельефа. Местами обнаружены плоские пространства дна» (Удинцев, 1960, стр. 5). При этом вулканические сооружения «...разбросаны без видимой

[1] История минералов земной коры, т. 2. История природных вод, ч. 1, вып. 3. Л., Химтеоретиздат, 1936, стр. 416



Фиг. 1. Схема рельефа дна западной части Тихого океана (Удинцев, 1960)

1 — край материковой отмели; *2* — оси глубоководных желобов; *3* — оси хребтов островных дуг и других горных хребтов переходной зоны; *4* — океанические валы; *5* — горные хребты островных дуг и другие горные хребты переходной зоны

связи с какой-либо системой зон или линий на дне океанических котловин, концентрируются широкими зонами на поверхности океанических валов и располагаются по системам линейных валов в островных дугах» (там же, стр. 16).

В центральной части Тихого океана имеется около 400 островов, имеющих в своей основе вулканы, и около 1000 известных подводных гор высотой более 1000 *м*. При этом необходимо учитывать, что исследована лишь $^1/_{10}$ часть океанического пространства (в грубом приближении), и следовательно $^9/_{10}$ подводных гор осталось необнаруженными. Менард (Menard, 1959), обработавший материалы экспедиций Скриппсовского океанографического института и Электронной лаборатории флота США, предполагает, что на дне Тихого океана существует не менее 10 000 вулканических сооружений высотой более 1 *км*. Эта цифра получена в результате статистического анализа прерывных эхограмм, экстраполированного на весь Тихий океан с учетом различия морфологических провинций. Такая же цифра — 10^4 — получается и при других методах подсчета. Значительная часть вулканических островов и подводных вулканов вместе с коралловыми островами, растущими на вулканическом основании, и с плосковершинными горами — гайотами, представляющими собой бывшие вулканические острова, абрадированные морем и ныне находящиеся значительно ниже его уровня, образует серию линейных зон, вероятно, отмечающих зоны ослабления земной коры под океаном (Menard, 1959). Совершенно очевидно, что вулканические проявления в этих зонах происходили в разное время, о чем свидетельствуют составленные Менардом карты распространения современных вулканических островов, островершинных подводных конусов и гайотов (фиг. 2 А,Б,В). В настоящее время океанические острова сконцентрированы в юго-западной части Тихого океана, тогда как в прошлом они были обычны и в северо-западной части. Более того, наблюдается явная миграция центра вулканической активности и в пределах одной зоны. Так, например, в Гавайском архипелаге вулканизм начался в северной группе островов, где теперь развиты атоллы, продолжался в средней части, которая представляет собой потухшие вулканы, и в настоящее время сосредоточен в южной части, где находится группа активных вулканов. Более сложную историю пережили острова Аустрал и Срединно-Тихоокеанские горы, где существовало, по крайней мере, два периода вулканизма. Об этом свидетельствует наличие среди островов Аустрал пяти гайотов с глубинами вершин 1100—1500 *м*. Очевидно, ранее они были активными вулканами, впоследствии островами, а затем, после прекращения вулканической активности, опустились под уровень моря задолго до начала периода вулканизма, создавшего современные острова (Menard, 1959). Вместе с тем существуют и приблизительно одновременно возникшие подводные вулканы — например цепь Безлунных гор, названных так потому, что ни одна из них никогда не была над уровнем океана, несмотря на то, что некоторые из них возвышаются над дном более чем на 3 *км*.

В районе многих архипелагов на ровном дне наблюдается аномально большая (в несколько километров) мощность вулканических пород, вероятно, обусловленная заполнением прогибавшихся рвов лавовыми потоками, вытекшими из трещин ложа океана. Такие лавовые поля обнаружены у островов Кука, Каролинских, Маркизовых и многих других (Menard, 1956). Короче говоря, «...все дно океана является областью проявления вулканизма, интрузий и дробления» (Menard, 1959, стр. 212).

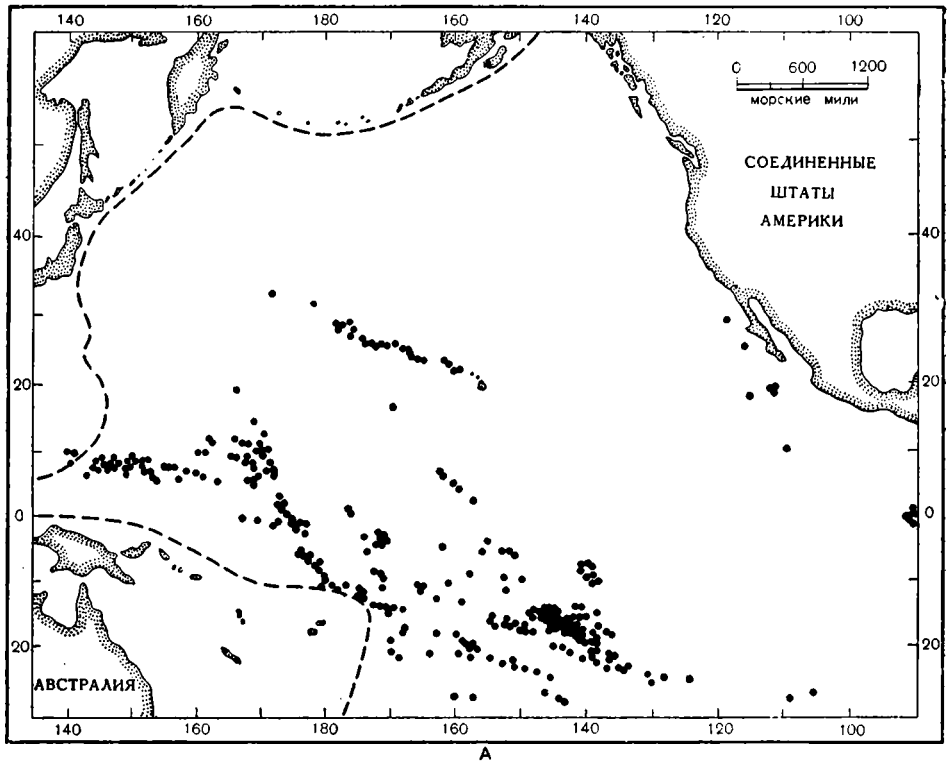
На батиметрической карте северо-западной части Тихого океана (фиг. 3), прекрасно выполненной японскими исследователями, также обращает на себя внимание обилие огромных конических вершин, превышающих размерами самые крупные наземные вулканы. Одни из этих конусов частично возвышаются над поверхностью океана, другие увенчаны коралловыми рифовыми постройками, вершины третьих погружены глубоко

под воду. Там, где подводные горы достигают поверхности океана (например, острова Трук, Поиань, Кусайе), установлено, что они состоят из основных вулканических пород. Оливиновые базальты были подняты драгой с подводной горы Сильвания и со склонов атолла Бикини. Рассматривая эти материалы в целом, Дитц (Dietz, 1954_2) считает, что подавляющее большинство указанных на карте гор, особенно имеющих округлые очертания и крутые склоны, являются вулканами и что слагающие вулканы породы, вероятно, весьма однообразны и представлены главным образом оливиновыми и нефелиновыми базальтами.

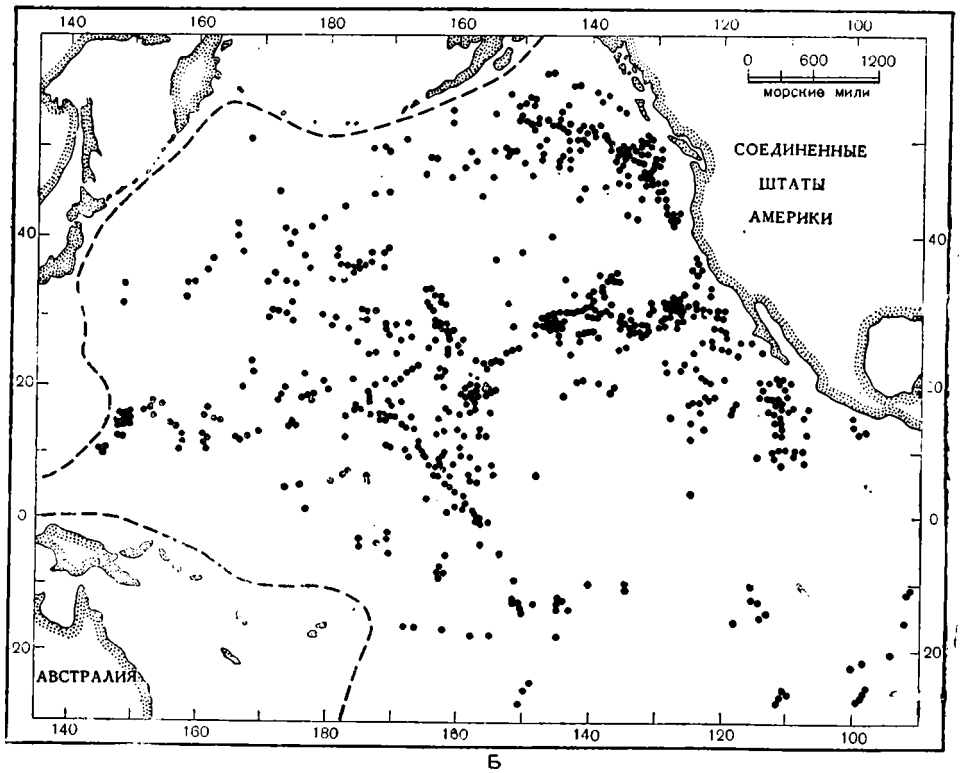
В этой части океана известны и современные проявления подводного вулканизма, установленные в разных местах вдоль цепи Марианских островов и к северу от них. Так, в течение длительного времени наблюдается активное выделение сернистых газов в 50 милях к западу от о-ва Тиниан. Вторая довольно активная точка «кипящей» в результате выделения газов воды отмечена к западу от о. Иво, где однажды появлялся вулканический остров, впоследствии скрывшийся под водой. Наиболее ярко подводный вулканизм проявлялся у рифа Медзин (около 200 миль южнее Токио), который находится в состоянии перемежающейся активности в течение последних 50 лет (Dietz, 1954). Неоднократные подводные извержения в районе рифа Медзин отмечались в 1896, 1915, 1934, 1946 и 1952 годах (Dietz and Sheehy, 1954). В ходе последнего извержения остров несколько раз поднимался и опускался под воду; более 100 взрывов этого вулкана было отмечено гидрофонами на Калифорнийском побережье, находящемся на расстоянии 8000 *км* по прямой через океан (Dietz, 1954_1). В южной части Тихого океана основной областью современного подводного вулканизма считается район о-ва Пасхи, где на эхограммах зарегистрировано несколько подводных вулканов, а в осадках встречается большое количество вулканического пепла, обломков лав и туфов (Лисицин, 1960).

Сейчас не менее определенные данные получены о строении дна Индийского океана. В результате работ Антарктической экспедиции АН СССР на судне «Обь» удалось установить, что «...морфология приблизительно $^3/_4$ исследованной площади дна Индийского океана между Антарктидой и широтой южной оконечности Африки обусловлена преимущественно проявлением донного вулканизма» (Живаго, 1960, стр. 26). Система поднятий дна, протягивающаяся в Индийский океан из Атлантики и включающая Африканско-Антарктическую возвышенность, возвышенность островов Принц-Эдуард и Крозе, подводный хребет Кергелен-Гауссберг, а также крупное повышение дна, обнаруженное при работах «Оби» к юго-востоку от островов Принц-Эдуард и Крозе (фиг. 4), представляет собой складчато-глыбовые сооружения, надстроенные вулканическими конусами, массивами слившихся вулканов, глыбовыми и бугристыми лавовыми полями. Все острова южной части Индийского океана лежат в пределах этих поднятий и являются вершинами вулканов, поднимающихся над поверхностью воды.

Более того, анализ эхограмм и изучение проб осадков, взятых с больших глубин дна, показали, что проявления вулканизма не ограничиваются пределами крупных поднятий, но характеризуют также и глубоководное пространство ложа. «Здесь,— пишет А. В. Живаго (1960, стр. 28—29),— с глубин 4—5 тыс. *м* поднимаются отдельные конусы, группы соединенных вулканов и вулканические хребты с относительными высотами до 3 тыс. *м*. Громадные площади заняты лавовыми полями бугристого и глыбового строения. Особенно большие вулканы (более 3 тыс. *м*), вне пределов описанной выше системы поднятий, обнаружены к северо-западу от островов Принц-Эдуард и к востоку от о-ва Херд. Подводные пики с боковыми паразитическими конусами чередуются здесь с приподнятыми бугристыми поверхностями и выровненными лавовыми площадками. Переходы склонов вулканических сооружений в глубоководную поверхность океанического ложа всюду выражены очень четко, в виде почти прямого



А



Б

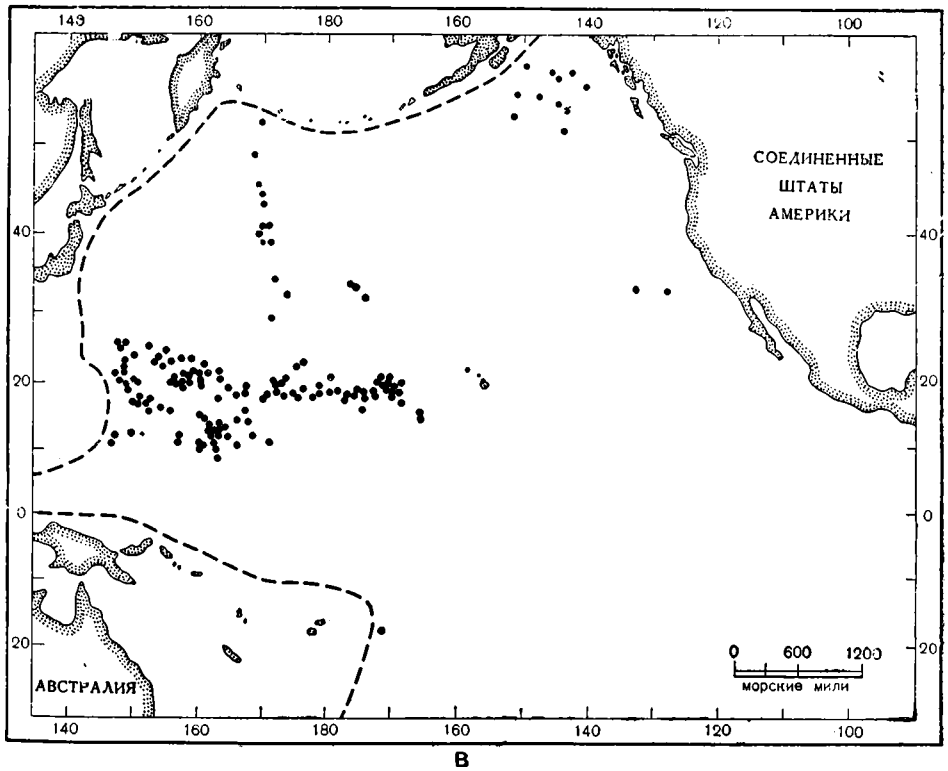
Фиг. 2. Вулканические сооружения на дне Тихого океана (Menard, 1959)

А — распространение островов-вулканов, включая атоллы; *Б* — известные остроконечный вулканические горы, возвышающиеся над дном более чем на 1 *км*;

угла. Иногда внутри монолитных вулканических массивов прослеживаются глубоко опущенные участки, образующие почти замкнутые котловины. К юго-востоку от островов Крозе над совершенно ровным дном с глубинами 4700 *м* возвышаются конусы с вершинами, лежащими на отметках 2370—2750 *м*. Многочисленные более мелкие конусы разбросаны на широтах 57—58° к югу от линии вулканических островов.

В западной части исследованного пространства дна вулканический рельеф был прослежен на протяжении большей части океанографического разреза, выполненного по меридиану 20° в. д. от Антарктиды до Кейптауна. В 420 милях от Антарктиды монотонный рельеф полосы глубоководных аккумулятивных равнин резко нарушается отдельно торчащими вулканами и бугристыми лавовыми покровами. Один из вулканов поднимается в виде правильного конуса на высоту около 1000 *м*. К северу от него простирается область мелкобугристого дна с осадками, изобилующими вулканическими частицами. Далее, к северу от 60° ю. ш. на дне располагаются многочисленные вулканические конусы с очень крутыми склонами. Между конусами, на глубинах 5000—5300 *м*, лежат лавовые поля с разбросанными на них более мелкими вулканами. На станциях этого района среди илистых минеральных осадков обнаружены обломки пемзы и вулканическое стекло.

Между 55 и 47° ю. ш. разрез пересекает обширное вулканическое нагорье, входящее в общую систему подводных поднятий Африканско-Антарктической возвышенности, а далее к северу снова простирается глубоководная область ложа с отдельными вулканами высотой 800—1000 *м* и пологими возвышениями дна, на которые насажены сравнительно узкие

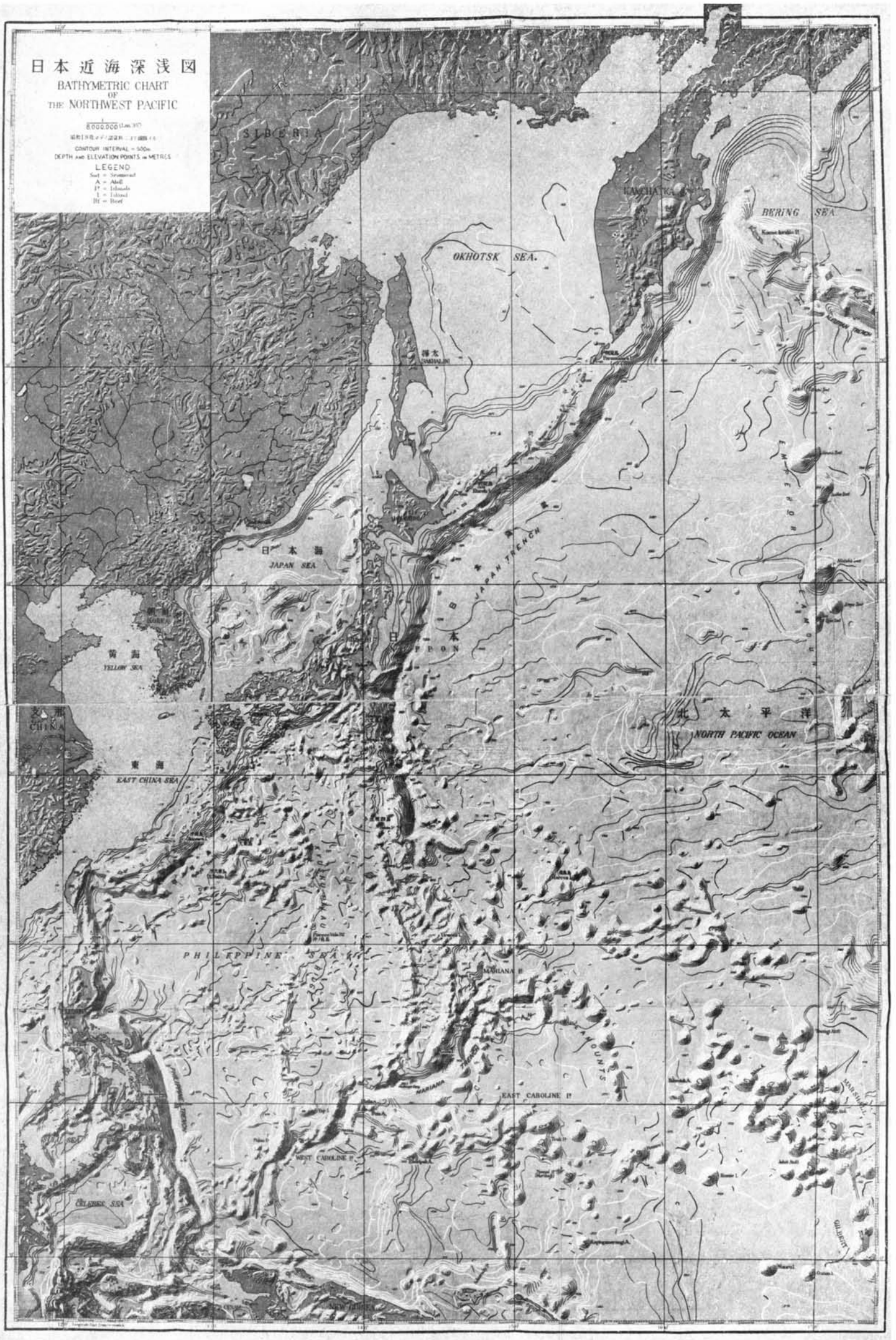


В — плосковершинные подводные горы — «гайоты»

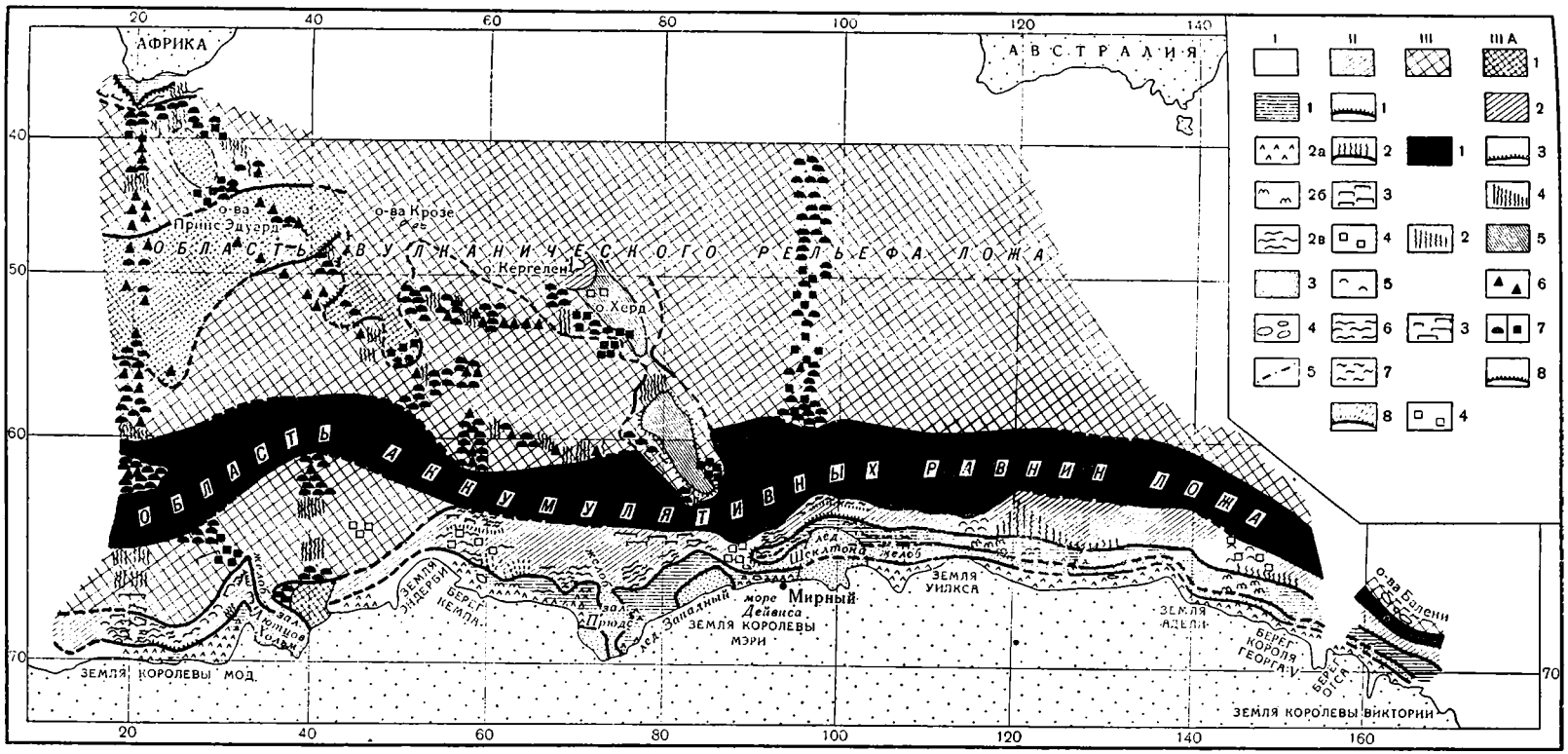
конические вершины». Описанный тип дна, как отмечает А. В. Живаго, прослеживается и в более северных частях Индийского океана.

Присутствие пирокластического материала на дне Индийского океана (как в поверхностных осадках, так и в погребенных слоях) свидетельствует о длительности периода вулканической активности в пределах поднятий глубоководной области ложа. «В ряде мест вулканические продукты (пепел, вулканическое стекло, обломки вулканических пород и др.) образуют самостоятельные прослои в толще донных осадков, которые на эхограммах фиксируются в виде четких дополнительных линий записи отраженного звука, а на геологических станциях вскрываются грунтовыми трубками. Судя по большой мощности осадков, содержащих вулканические продукты, начало вулканической деятельности на дне относится, по крайней мере, к третичному времени. Большая концентрация пирокластического материала в поверхностных горизонтах осадков позволяет предполагать недавнюю активизацию вулканической деятельности на дне, с которой может быть связано образование большинства описанных выше форм донного рельефа: высоких подводных конусов, массивов слившихся вулканов и бугристо-глыбовых пространств лавовых полей» (Живаго, 1960, стр. 33). Обилие вулканических продуктов в самом верхнем слое современных осадков позволило А. П. Лисицину (1960) выделить в южной части Индийского океана целую серию обширных областей современного вулканизма — к северу от Земли Эндерби, восточнее о-ва Тралс, к югу от Африки и на подводном поднятии, протягивающемся от островов Принц-Эдуард к о-ву Кергелен.

Для Атлантического океана также характерны широкое развитие вулканических пород на больших глубинах и интенсивные проявления современного подводного вулканизма. На юге пояс современного вулканизма Индийского океана связан с поясом южной части Атлантического океана, возможно даже с районом дуги Скотия (Лисицин, 1960). В районе Среднеатлантического вала экспедиция Вудхоллского океанографического института под руководством Юинга собрала в 1947 г. со дна океана несколько сотен фунтов образцов изверженных пород основного состава — базальта, габбро, серпентинита (Shahd, 1949). В северной Атлантике экспедицией Морского гидрофизического института АН СССР на «Михаиле Ломоносове», кроме ранее известных вулканических форм, «...были обнаружены несколько новых подводных вулканов, поднимающихся на 1—2 *км* над дном. Таковы подводные горы вблизи 30° зап. долготы, южнее Азорских островов на 35° 58′ и на 33°30′ сев. широты, в северной части Бразильской котловины и к северу от впадины Романш. Вновь открытым подводным горам присвоены имена Михаила Ломоносова, акад. Крылова, проф. Березкина и проф. Месяцева. Банка Михаила Ломоносова была открыта при промерных работах в 1958 г. и более детально исследована в рейсе 1959 г. Здесь дночерпателем был поднят образец базальта, а в 1,5 мили к северу отколот кусок лавы от коренного выхода. На подводной горе акад. Крылова дночерпателем собраны обломки вулканического туфа и лавы, а также вулканические бомбы. Подводный фотоснимок показал присутствие лавового покрова — застывшего потока, лишь местами покрытого небольшим слоем фораминиферового песка» (Кленова, 1960, стр. 79—80). Современным надводным и подводным вулканизмом характеризуются Малые Антильские острова, Канарские острова, о-в Исландия (Саваренский, 1953). Особенно интересны Азорские острова, поднявшиеся над уровнем моря в результате обильных подводных трещинных излияний базальтовой лавы и образующие вместе с многочисленными подводными лавовыми плато единые тектонические линии (Dias, 1959). Крупное подводное извержение в архипелаге Азорских островов было отмечено в 1867 г. После этого рыбаки неоднократно отмечали в этом районе столбы воды и появление плавающих кусков пемзы, свидетельствующих о подводных вулкани-



Фиг. 3. Батиметрическая карта северо-западной части Тихого океана, уменьшено с карты, составленной Гидрографической службой Японии (Dietz, 1954$_2$)



Фиг. 4. Типы донного рельефа южной части Индийского океана (Живаго, 1960).

I. Ш е л ь ф: *1* — Аккумулятивные равнины (выровненный шельф); *2* — бугристый шельф; *2а* — обусловленный структурными особенностями дна (бугры, гряды, глыбы резких очертаний), *2б* — то же плавных очертаний (выступы сглажены ледниками); *2в* — обусловленный неравномерной аккумуляцией айсберговых осадков; *3* — внутришельфовые продольные депрессии (желобы); *4* — узкие впадины — разломы; *5* — валы морены. II. М а т е р и к о в ы й с к л о н: *1* — наклонные равнины; *2* — полого-волнистые наклонные равнины; *3* — ступенчатые наклонные равнины; *4* — участки склона глыбового расчленения; *5* — участки мелкобугристого расчленения; *6* — участки, расчлененные крупными продольными гребнями; *7* — участки, расчлененные мелкими продольными гребнями; *8* — участки, расчлененные поперечными гребнями (контрфорсами.) III. Л о ж е о к е а н а: *1* — глубоководные равнины морской аккумуляции; *2* — полого-волнистые аккумулятивные равнины; *3* — ступенчатые равнины; *4*— глыбовый рельеф ложа. III-*А*. *1* — область вулканического рельефа ложа, вулканические нагорья и хребты; *2* — абразионные цокольные поверхности шельфа вулканических островов; *3* — наклонные равнины вулканических поднятий; *4* — полого-волнистые наклонные равнины; *5* — равнины на вершинах крупных поднятий; *6* — отдельные крупные вулканические конусы и массивы слившихся вулканов; *7* — лавовые поля: *а* — бугристого, *б* — глыбового расчленения; *8* — обрывистые участки на склонах поднятий

ческих процессах. В 1907 г. подводным извержением близ о-ва Сан-Джорж был разрушен телеграфный кабель (Aqostinho, 1937). В сентябре 1957 г. началось извержение подводного вулкана у северо-западной оконечности о-ва Фаял и возник остров — вулкан Капелиньиш, причленившийся затем к Фаялу (Сузюмов, 1959; Tazieff, 1958; де ля Рю, 1959).

Исследования настоящего времени еще только приоткрывают завесу над тайнами глубин океана. После каждой глубоководной экспедиции на карте Мирового океана выявляются все новые и новые подводные вулканы. К сожалению, проходящие в глубине океанов вулканические процессы скрыты от нас многокилометровой толщей воды, и мы должны признать, что в настоящее время можем непосредственно наблюдать лишь часть прибрежных проявлений этих процессов. Поэтому имеющиеся в литературе данные о существовании в 1947—1951 гг. 68 действующих подводных вулканов (Обручев и Влодавец, 1952) следует рассматривать как весьма далекие от истины. Широкую распространенность глубоководного подводного вулканизма можно косвенно подтвердить картой распространения подводных землетрясений, с которыми подводный вулканизм несомненно генетически связан (Саваренский, 1953). Обилие эпицентров землетрясений на подводных океанических структурах наряду со сравнительно немногими точками зарегистрированных подводных извержений свидетельствует вовсе не о малом количестве извержений. Ведь вполне понятно, что очаги землетрясений фиксируются несравнимо более надежнее и полнее, чем глубоководные подводные извержения. В то же время изучение подводных океанических структур неопровержимо показывает, что большинство тектонических нарушений дна океана сопровождается проявлениями подводного вулканизма.

Таким образом, изложенный материал, даже в таком весьма неполном и разрозненном виде, с достаточной убедительностью показывает широкое развитие на дне океана в прошлом и настоящем подводных вулканических процессов, в ходе которых океаны обогащались разнообразным материалом. В этом и заключается коренное принципиальное отличие питания океанических бассейнов от питания внутриконтинентальных водоемов, снабжающихся главным образом продуктами разрушения окружающей суши.

Но какие продукты поступают в океаны в ходе подводных вулканических проявлений? Каково количество этих продуктов? Как происходит их перераспределение? Какие геохимические процессы совершаются в глубинах океана? Иными словами — сколь ощутимо и как проявляется влияние подводных вулканических процессов на седиментогенез?

Все эти вопросы можно попытаться решить, вооружившись знаниями о разнообразных проявлениях современного вулканизма, ибо, как известно, подводный и наземный вулканизм очень сходны как по своим морфологическим проявлениям, так и по составу изверженных продуктов. В ряде случаев подводные вулканические горы являются продолжением надводных и составляют с ними единую систему; нередко извержение, начавшееся под водой, заканчивается на образовавшейся суше. Это достаточно ярко можно видеть на примере Курильской дуги, мало чем отличающейся по строению и условиям образования от других островных дуг и архипелагов.

Экспедициями Института океанологии АН СССР в районе Курильской островной гряды было обнаружено и исследовано 47 подводных вулканов и гор, конические вершины которых, сложенные изверженными породами, поднимаются близко к поверхности моря (Безруков и др., 1958). Многие действующие вулканы Курильской гряды — такие как Алаид, Севергина, Пик Фусса, Чиринкотан, Райкоке, Пик Сарычева, Кетой, Ушишир и другие — представляют собой конусы, поднимающиеся непосредственно со дна моря, причем большая часть этих конусов обычно скрыта под водой. В том случае, когда можно установить фундамент действующего вулкана,

им обычно оказываются третичные вулканогенно-осадочные морские толщи. Именно на таком фундаменте возникли действующие в настоящее время вулканы Эбеко, Татаринова, Карпинского, Горящая Сопка, Трезубец, Колокол, Иван Грозный, Берутарубе, Тятя и много других (Горшков, 1957). Иными словами, Курильская островная дуга, как и множество других островных архипелагов вулканических областей, обязана своим происхождением единому вулканическому процессу, начавшемуся на дне океана, вероятно, в раннетретичное время и непрерывно продолжающемуся вплоть до наших дней.

НАДВОДНЫЕ И ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Уже давно установлено, что появляющаяся на поверхности Земли в ходе вулканического процесса лава не представляет собой единую силикатную массу, а содержит значительное количество легко отделяющихся летучих компонентов, паров воды и различных газов. Именно эта неоднородность лавы и обусловливает в разных условиях всю гамму вулканических проявлений — от спокойных излияний жидкой лавы гавайского типа до катастрофических взрывов, поднимающих иногда на десятки километров вверх огромные клубящиеся тучи вулканического пепла. Благодаря большой текучести лавы гавайского типа выделение газов в результате резкого снижения давления над лавой происходит без усилия, лава фонтанирует, но не дает взрывов, в вязкой же лаве газы лишены возможности свободного выделения и освобождаются с сильным взрывом, часто сопровождающимся разрушением вулканической постройки. В этом случае над кратером поднимается огромная газовая колонна, образованная плотными, громоздящимися одно на другое в форме цветной капусты облаками тонкого пирокластического материала. Между этими крайними примерами существует непрерывная серия явлений, среди которых условно выделены промежуточные типы извержений (Lacroix, 1930). По множеству наблюдений газовая фаза составляет значительную часть выбрасываемого вещества, а при некоторых извержениях даже преобладает по весу над лавовой массой (Влодавец, 1959). Наиболее осторожные исследователи считают, что во время извержений газовая фаза составляет всего несколько процентов от веса лавы. Так, например, Фрис подсчитал, что общий вес лавы и пепла мексиканского вулкана Парикутин, внезапно возникшего 20 февраля 1943 г. на кукурузном поле, к концу 1951 г. составил 3556 млн. *т*, тогда как вес летучих компонентов (в пересчете на воду) составил «всего» 39 млн. *т* (Fries, 1953). Примерно так же оценивает количество воды, выделяющейся из магмы в ходе извержения, С. И. Набоко (1959). При этом редко учитывается, что основная, количественно подавляющая излившуюся лаву масса газов выделяется из недр вулкана в ходе продолжительной и устойчивой поствулканической фумарольной и сольфатарной деятельности, сменяющей кратковременный период катастрофического извержения.

Эксгаляции, связанные с извержениями вулканов и остыванием лавы на поверхности Земли, равно как и поствулканическая фумарольная и сольфатарная деятельность изучены в настоящее время достаточно подробно. В нашей стране большое внимание этому вопросу уделила С. И. Набоко, изложившая свои многолетние наблюдения в крупной монографии «Вулканические эксгаляции и продукты их реакций» (Набоко, 1959).

Все разнообразие эксгаляций, проявляющихся на поверхности Земли, С. И. Набоко разделяет на две группы: 1) эксгаляции из магмы на поверхности, выделяющиеся из кратера в момент извержения, из лавовых масс над выводным каналом и из лавовых масс, оторвавшихся от выводного канала, и 2) эксгаляции из магмы на глубине, когда выходящие из магмы газы проходят через толщу пород и выделяются в кальдерах, кратерах и

Таблица 1

Классификация эксгаляций (по Набоко, 1959)

Характер эксгаляций	Место выделения	Температура	Химический состав
Из магмы на поверхности	Из кратера в момент извержения	Нет данных	Мало данных. Предположительно H_2O, H_2, CO, H_2S, SO_2, HCl, HF и др.
	Из лавовых масс над выводным каналом	Колеблется	а) Фумаролы галоидной стадий; H_2O, H_2, CO, HCl, HF, SO_2, NH_4, Cl галогениды и сульфаты Na, K, Fe, Cu и др. б) Фумаролы сернистой стадии; H_2O, CO, H_2, SO_2, H_2S сульфаты Na, K, Ca и др. в) Фумаролы углекислой стадии; H_2O, CO_2, следы H_2S. г) Фумаролы пароводяной стадии; пары H_2O.
	Из лавовых масс оторвавшихся от выводного канала	1200—700°	а) Фумаролы из расплавленной лавы; H_2O, H_2, CO, HCl, HF, S, SO_2, H_2S галогениды и сульфаты Na, K, Fe, окислы Si, Cu, Fe.
		500—300°	б) Фумаролы из остывающей лавы: Солевые фумаролы; NaCl, KCl, $FeCl_3$, NH_4Cl, Na_2SO_4, K_2SO_4, $CaSO_4$ и др.
		300—200°	Нашатырные фумаролы; NH_4Cl, $FeCl_3$.
			Пароводяные фумаролы
Из магмы на глубине	Кальдеры, кратеры, склоны вулканов	Выше критической температуры воды	а) Фумаролы галоидной стадии. б) Фумаролы сернистой стадии. в) Фумаролы углекислой стадии
		Близка к критической температуре воды	а) Сольфатары; пары воды, CO_2, SO_2, H_2S, H_2SO_4
			б) Мофеты; водяной пар, CO_2, H_2S
			в) Пароводяные струи; водяной пар
		Ниже критической температуры воды	Гидросольфатары; водяной пар, CO_2, CH_4, H_2S

на склонах вулканов в виде фумарол, сольфатар, мофет и паровых струй (табл. 1). При этом в обоих группах выделяется один и тот же комплекс основных вулканических газов — водяной пар, углекислые газы, летучие соединения серы и хлористый водород.

Вода является основным компонентом газовых смесей, выделяющихся во время остывания излившейся лавы. При этом количество воды, выделя-

ющееся из трещин в горячей лаве при ее кристаллизации, не зависит от атмосферных факторов. «В пробах газа, взятых при различных атмосферных условиях — в сухую погоду, во влажную, после дождя — соотношение количества паров воды и кислых газов оставалось более или менее постоянным: это указывало на то, что атмосферные воды не примешивались к фумарольным газам. Падающие на горячую поверхность лавы атмосферные осадки моментально испарялись, не проникали вглубь — отгонялись от раскаленной лавы» (Набоко, 1959, стр. 70). Однако в более низкотемпературных фумаролах, сольфатарах и мофетах большую часть газовой смеси составляют испаряющиеся атмосферные осадки, поверхностные и грунтовые воды, которые примешиваются к вулканическим эксгаляциям. Иногда наблюдается прямое проникновение атмосферной воды в сольфатару и переход ее в пар.

Газообразные производные углерода также являются характерными компонентами вулканических газов и выделение их охватывает самый длительный, по сравнению с другими газами, период остывания лавовых масс. В высокотемпературных фумаролах с температурой 500—200° присутствует только окись углерода; в фумаролах с температурой на выходе 200° и ниже преобладающим становится углекислый газ, который в сольфатарах и мофетах наряду с парами воды составляет основную часть эксгаляций. В условиях конденсации паров и появления высокотемпературной кислой воды углекислый газ проходит сквозь воду и составляет основной компонент спонтанных газов гидросольфатар.

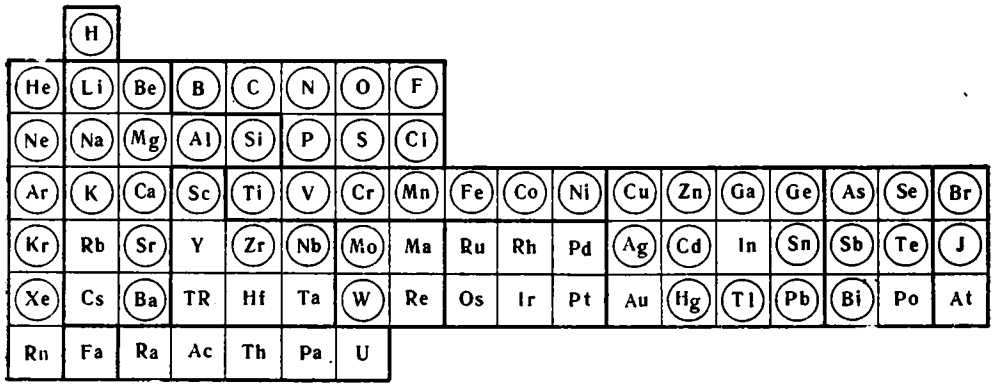
Сера в различных соединениях выделяется как во время извержений, так и из остывающей лавы. Как известно, это очень активный элемент, обладающий несколькими валентностями и энергично реагирующий с кислородом, водородом и металлами. В фумарольных газах определены газообразные соединения всех валентностей серы — SO_2, H_2S, S, H_2SO_3, H_2SO_4. При этом в высокотемпературных фумаролах присутствует главным образом SO_2 и изредка H_2S.

Хлористый водород является одним из характерных газов магмы. Выделение его знаменует активный период деятельности вулкана и (в связи с тем, что хлористый водород наиболее летучий) первые эксгаляции остывающих лавовых масс. В процессе остывания и кристаллизации лавы на поверхности даже маломощные массы продолжительное время выделяют хлористые соединения. Однако в выделениях магмы, кристаллизующейся на глубине, HCl иногда отсутствует. Это объясняется тем, что хлористый водород, как весьма активный газ, может частично расходоваться на реакции с породами во время своего подъема, а при температурах, позволяющих существовать жидкой воде, растворяться в ней, тогда как менее активные и растворимые газы, в частности сероводород и углекислый газ, достигают поверхности.

Почти постоянными спутниками рассмотренных выше основных газов являются фтористый водород, аммоний, соединения фосфора и целая серия других летучих компонентов. Всего в вулканических эксгаляциях одних только камчатских вулканов определено 53 элемента (фиг. 5). Так, в газах «...полностью представлена группа элементов магматических эманаций (B, C, N, O, F, P, S, Cl), благородных газов (He, Ne, Ar, Kr, Xe), тяжелых галоидов (Br, J). В возгонах определены элементы магматических эманаций, связанные в соли с элементами горных пород (Na, K, Mg, Ca, Al, Fe). Спектроскопически в возгонах определены щелочноземельные элементы (Be, Ba, Sr), все элементы группы железа (Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni). Из группы металлических элементов представлены Cu, Zn, Ga, Ca, Ag, Cd, Sn, Tl, Pb, из группы металлоидных металлогенных элементов As, Se, Sb, Te, Bi и из группы редких элементов только Sc, Zr.

В возгонах присутствуют все элементы первых порядковых номеров (до 35), то есть с атомным весом ниже 87. Однако обнаружены и более

тяжелые Zr, Mo, Ag, Nb, Sn, Sb, Te, J, Ba, Tl. Преобладают, естественно, наиболее распространенные в земной коре, а именно с кларком выше 0,010. Однако обнаружены и менее распространенные, такие как Li, Be, Co, Pb, Ga, Mo, Br, Sn, Sc, Cd, As, достигая в возгонах повышенных количеств (особенно As) по сравнению с их распространенностью в земной коре» (Набоко, 1959, стр. 248—249).



Фиг. 5. Геохимическая таблица эксгаляций камчатских вулканов (Набоко, 1959). Кружком обведены элементы, встречаемые в эксгаляциях и продуктах их реакций

Большинство упомянутых элементов определено из возгонов и выцветов — в минералах, осадившихся из проходящих газов. На вулканах мира около фумарол, сольфатар и гидросольфатар встречено 152 минерала, объединяемых в группу вулканических возгонов. Среди этих минералов — самородные элементы, окислы, сульфиды, хлориды, фториды, карбонаты, бораты, всевозможные сульфаты, ванадаты, фосфаты.

Изучение возгонов дало возможность оценить газовый вынос металлов из магмы. При этом было выяснено два важных обстоятельства. Во-первых, оказалось, что газовый перенос металлов осуществляется главным образом в начальную фазу извержения, причем первые эксгаляции гораздо богаче разнообразными металлами, чем последующие. Особенно четко это оказалось заметным на поведении микроэлементов. На побочных конусах Ключевской сопки «...в возгонах одновременного сбора, но с лавовых потоков различных стадий остывания, концентрация микроэлементов стояла в прямой зависимости от возраста потоков. В возгонах из базальта Апахончича, находящегося в стадии излияния, обнаружены Be, Pb, Cu, Zn, Co, Ni, Zr, Bi, Ga, Tl, Cr, V, Ba, Sr, Li (табл. 2), в возгонах базальта Юбилейного прорыва, остывающего в течение полутора лет, перечисленные элементы

Таблица 2

Данные спектрального анализа возгонов с потоков Ключевского вулкана различного возраста (по Набоко, 1959)

Поток с вулкана	Время остывания в годах	Be	Pb	Cu	Zn	Co	Ni	Zr	Bi	Ga	Tl	Cr	V	Ba	Sr	Li
Апахончич	1-й	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Юбилейный прорыв	2-й	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Билюкай	10-й	—	—	+	—	+	+	—	+	—	+	+	+	+	+	—
Туйла	17-й	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—

обнаруживались реже. В возгонах из базальта Билюкая, остывающего в продолжение десяти лет, обнаружены Cu, Co, Ni, Bi, Tl, Cr, V, Ba, Sr, а в возгонах с базальта Туйлы, остывающего в продолжение 17 лет, обнаружены только Cu, Cr и V. Температура фумарол во всех потоках была около 300°.

Даже в одном и том же минерале, образовавшемся на различных стадиях остывания базальта, микроэлементы находились в различных концентрациях. В белых нашатырях, возгонявшихся из базальта спустя два месяца после его излияния, определены Be, Pb, Cu, Zn, Co, Ni, Zr, Ga, Tl, Cr, V, Ba, Sr, Sc, а в аналогичном нашатыре, возгонявшемся из того же потока спустя два года, из микроэлементов определена только медь» (Набоко, 1959, стр. 272).

Вторым чрезвычайно важным для нас обстоятельством является то, что количественные соотношения элементов в ходе газового переноса совершенно не соответствуют количественным соотношениям этих элементов в лаве, выделяющей газы.

«Судя по возгонам,— пишет С. И. Набоко,— при извержениях Ключевского вулкана в случаях излияния при этом базальтовой и андезито-базальтовой лавы из нее при температурах свечения (1000—600°) и ниже (до 500°) в соединении с хлором улетучивались щелочные металлы (Na и K), причем в той же пропорции, в какой они находились в исходной лаве (Na : K = 3 : 1).

В видимых количествах из базальта летел хлорид железа, который и входил в образующиеся возгоны эритросидерита и кремерзита. Обнаруживаемый на поверхности раскаленных трещин гематит мог возникнуть в результате окисления, в присутствии водяного пара, хлорида железа. Алюминий, магний и кальций в соединениях с хлором летели в незначительных количествах и только иногда качественно определялись в первых продуктах эксгаляций.

Из микроэлементов в весовых количествах из базальта улетучивалась в виде хлорида медь и около газовых струй осаждались возгоны, состоящие из атакамита и хлорокиси меди. Концентрация меди в некоторых возгонах, по сравнению с базальтом, увеличилась до 6000 раз (в некоторых возгонах найдено до 60% меди). В возгонах хлоридов определены Li, Be, Pb, Sn, Ag, Zn, Co, Ni, Zr, Mo, Bi, Ga, Te, Cr, V, Ba, Sr в бóльших концентрациях, чем они присутствовали в лаве.

В соединениях с фтором из базальта и андезито-базальта Ключевского вулкана весьма интенсивно улетучивались Si и Fe. Это соответствует чрезвычайной активности фтора к присоединению металлов. Однако поскольку низкие температуры кипения имеют только SiF_4 и FeF_3, то только они интенсивно отделялись от лавы. Другие элементы в связи с тем, что их соединения с F обладают высокими температурами кипения, не улетучивались из лавы, а концентрировались в ней и перешли в продукты ее перерождения.

В соединениях с серой, так же как и с хлором, при температурах 900—800° из андезита вулкана Шевелуч в первую очередь летели Na и K, но в другой пропорции, чем они были в нем. Сернистый натрий улетучивался более интенсивно, чем сернистый калий, и если в лаве Na : K = 3 : 1, то в образующихся продуктах прямого возгона — сульфатах — Na : K = = 20 : 1. Из андезито-базальта Ключевского вулкана при температурах выше 500° в виде сернистого соединения летел кальций, и из газов на поверхности раскаленных трещин в эксплозивных кратерах Ключевского вулкана обильно осаждался ангидрит. В продуктах прямого возгона из андезита вулкана Шевелуч, например, определено до 5% CaO. Из рудных элементов с сернистыми газами из этого андезита улетучивался ванадий и концентрация его в осаждающихся из раскаленных туч возгонах по сравнению с лавой увеличивалась в 1200 раз (в некоторых сульфатах определе-

но до 12% V_2O_5). В малых количествах летели сернистые соединения Be, Cr, Ni, Zn, Ga, Sr, Zr, Mo, Sn, Ba, Pb» (Набоко, 1959, стр. 269—270).

Таким образом, в условиях газового переноса металлов одних и тех же групп совершенно четко определяется подавляющее преобладание железа над алюминием, натрия над калием, кальция над магнием, ванадия и меди над другими малыми элементами.

В отношении микроэлементов следует добавить, что насыщенность ими лавы бывает неоднородна, и из разных по составу лав выделяются несколько отличные комплексы микроэлементов — например, из базальтов Ключевского вулкана (фиг. 6) и андезитов Шевелуча (фиг. 7). Однако существует довольно устойчивая группа элементов, выделяющаяся из лавы любого типа и переносящаяся в широком диапазоне эманаций — с хлоридами, фторидами и сульфатами. К такой группе по материалам Ключевского вулкана и Шевелуча относятся V, Cr, Ni, Cu, Ga, Sr и Ba (фиг. 8).

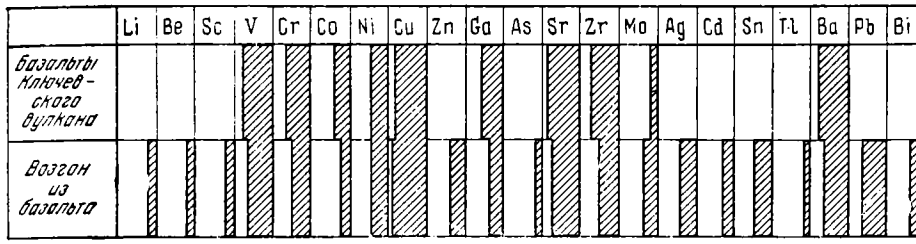
В условиях наземного вулканизма интенсивно выделяющиеся газы и летучие компоненты в основном рассеиваются в атмосфере, не образуя сколько-нибудь заметных скоплений. Правда, фумарольные газы — главным образом хлориды — в поствулканическую стадию могут частично растворяться в вадозных водах и образовывать ультракислые термальные источники с pH = 0—2. Формирование таких вод влечет за собой значительную переработку существенных объемов вмещающих пород и вынос из них большого количества растворенных металлов — главным образом алюминия и железа. Перераспределение этих элементов на суше и в море представляет собой особый процесс, описанный мною ранее (Зеленов, $1960_{1,2}$).

Несколько иной характер приобретает вулканический процесс под водой, когда выделяющиеся газы и летучие компоненты не рассеиваются в атмосфере, а фильтруются сквозь толщу воды, улавливаются ею и принимают участие в разнообразных химических реакциях.

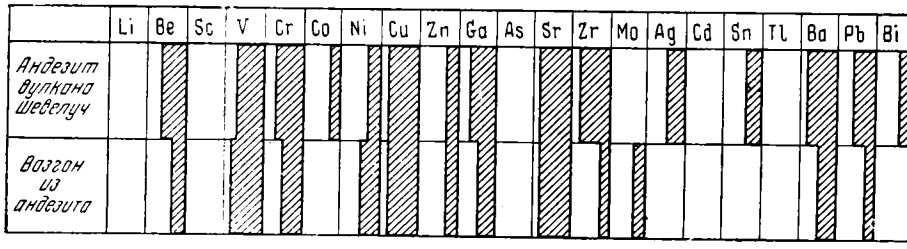
Для примера познакомимся с некоторыми подводными извержениями, имевшими место в недавние годы.

В сентябре 1957 г. в архипелаге Азорских островов началось подводное извержение. Вот как описывает его со слов директора местной обсерватории профессора Антонио Алькантора ди Мендоса Диаш участник Атлантической экспедиции 1958 г. на судне «Михаил Ломоносов» Е. М. Сузюмов: «28 сентября 1957 г. жители северо-западной оконечности о-ва Фаял обратили внимание на то, что в одном километре от берега океан начал бурлить, появились буруны, образовался водоворот в виде огромной воронки. На следующий день из воды начала появляться гора, и в течение трех дней на этом месте вырос остров. К 5 октября остров уже принял характерную подковообразную форму. Во внутренней части этой «подковы» был расположен кратер диаметром около 1 *км*. Высота острова достигала ста метров, а столб пара и пепла выбрасывался на высоту тысячи метров. Пепла было так много, что в течение нескольких дней он засыпал западную часть о-ва Фаял слоем в 1—2 *м*. Новый вулкан получил название Капелиньиш (Capelinhos), по имени ближайшего к нему северо-западного мыса о-ва Фаял. Интересно отметить, что последнее вулканическое извержение на о-ве Фаял произошло в 1672 г. на западном берегу, как раз вблизи района, где возник сейчас новый остров.

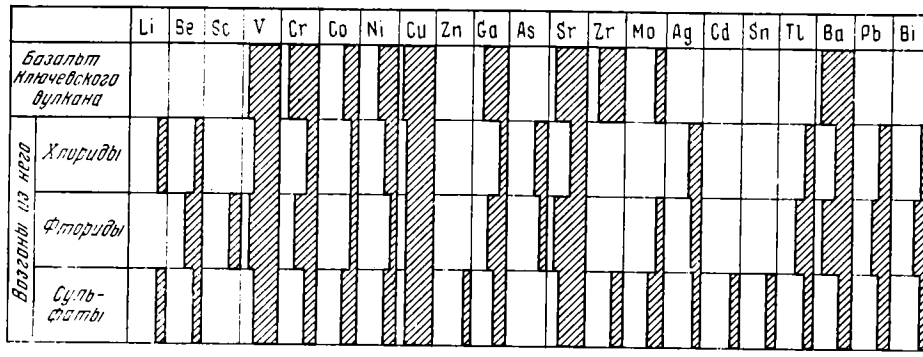
13 октября 1957 г. высокие берега острова начали понижаться и погружаться в океан — остался только кратер с едва возвышающимися над водой границами. Деятельность вулкана стала затухать. Но период затишья длился недолго. Уже 10 ноября 1957 г. там же началось новое извержение, и на месте погрузившегося острова вырос новый. Активная деятельность вулкана продолжалась непрерывно, остров вырастал на глазах. Затем остров начал соединяться с берегом тонким перешейком, который все увеличивался; в результате образовался полуостров.



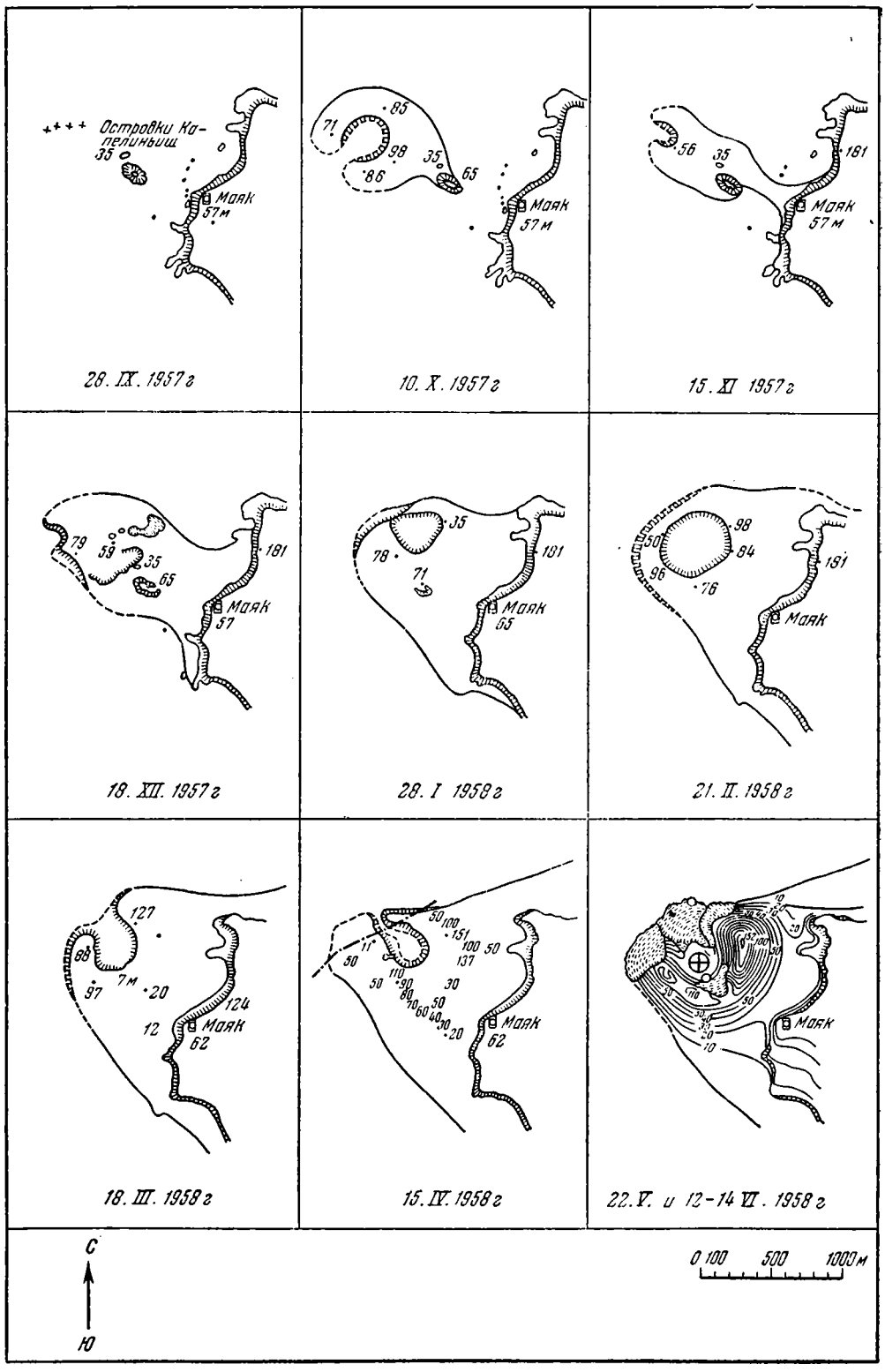
Фиг. 6. Содержание микроэлементов в базальте Ключевского и в возгонах из него (Набоко, 1959)



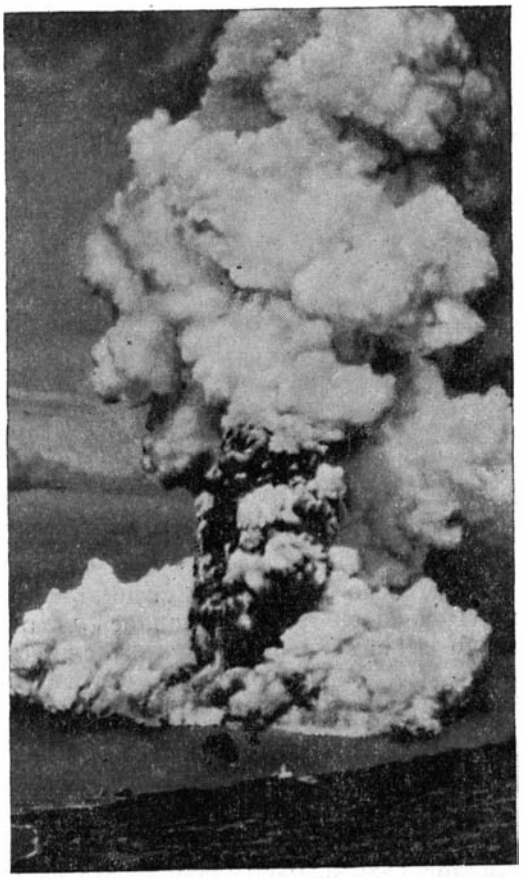
Фиг. 7. Содержание микроэлементов в андезите вулкана Шевелуч и в возгонах из него (Набоко, 1959)



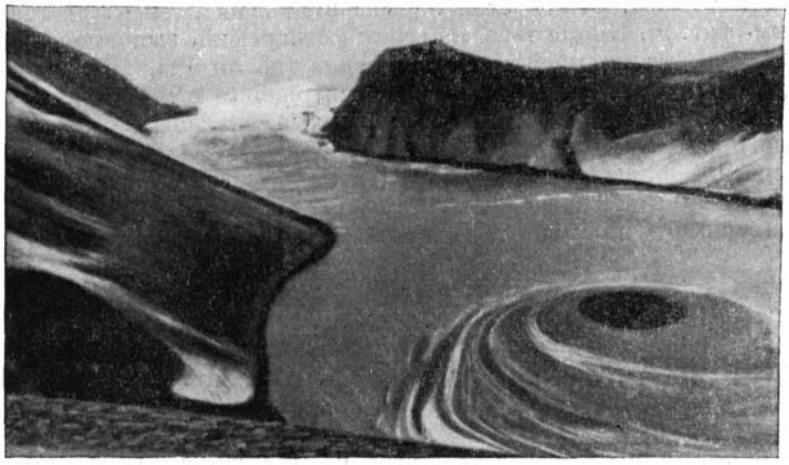
Фиг. 8. Содержание микроэлементов в возгонах хлоридов, фторидов и сульфатов из базальта Ключевского вулкана (Набоко, 1959)



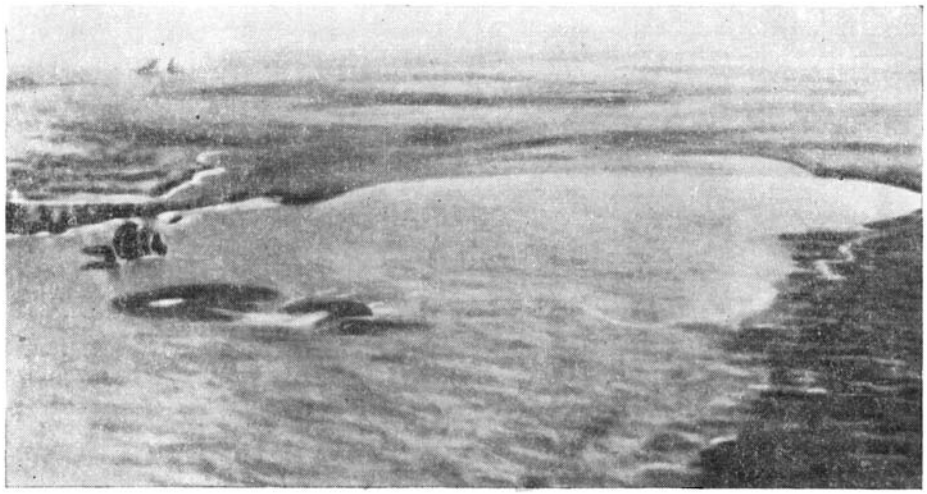
Фиг. 9. Схема образования вулкана Капелиньш (Tazieeff, 1958)



Фиг. 10. Извержение вулкана Капелиньиш (де ля Рю, 1959)



Фиг. 11. Бурлящий затопленный кратер вулкана Капелиньиш (Tazieeff, 1958)



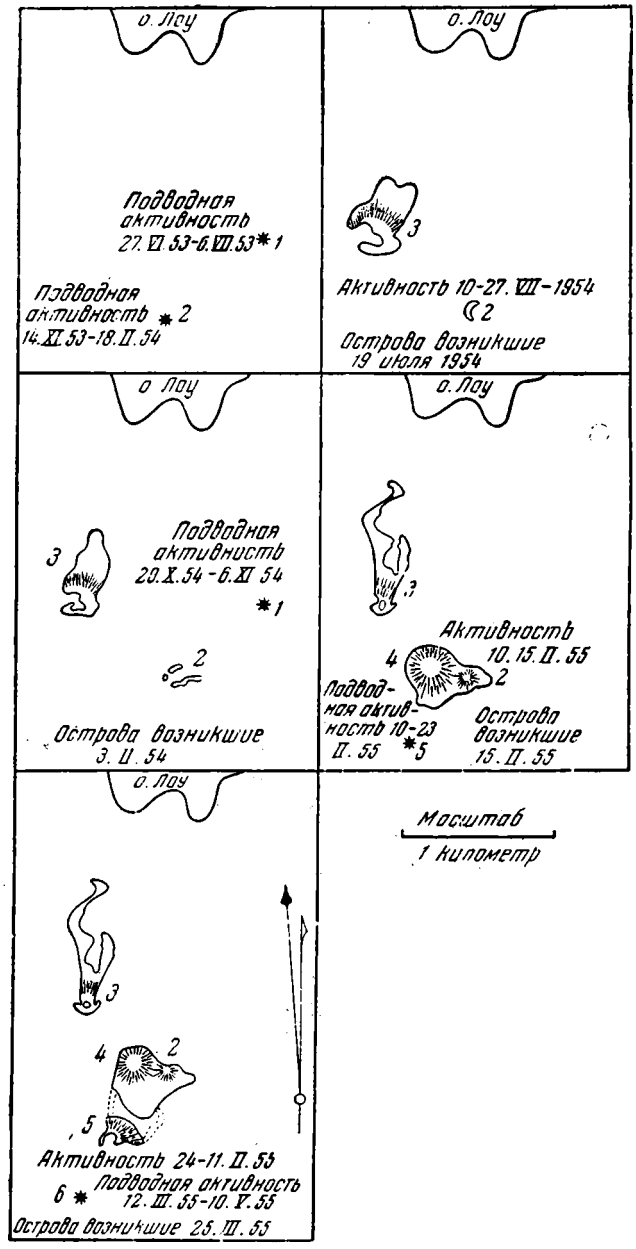
Фиг. 12. Начало подводного извержения вулкана Капелиньиш. Растворение летучих компонентов в морской воде (де ля Рю, 1959)

Вскоре извержение перешло в новую фазу: до этого из недр выбрасывался только пепел, а 16 декабря 1957 г. появилась лава. Ее поток толщиною 10 *м* и шириной до 150 *м* непрерывно изливался и стекал в океан по склонам острова. После этого западная часть полуострова вновь опустилась в океан, осталась восточная, ближайшая к о-ву Фаял. Весь февраль 1958 г. кратер вулкана, подобно гейзеру, извергал вверх потоки горячей воды. Деятельность вулкана продолжается до сих пор с небольшими интервалами в течение всего дня,— форма полуострова продолжает все время изменяться, а перешеек становится все шире и шире» (Сузюмов, 1959, стр. 100—101).

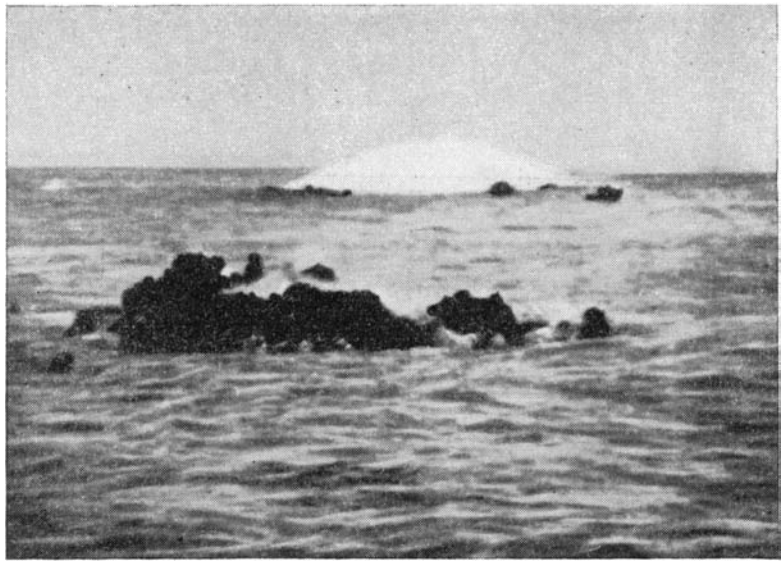
Известный вулканолог Тазиев, наблюдавший это извержение, отмечает его высокую эксплозивную активность, приведшую к образованию менее чем за 48 часов конуса высотой около 200 *м* и диаметром около 1 *км* (Tazieeff, 1958). При этом следует подчеркнуть, что океан постоянно стремился разрушить это сооружение, что ему частично удавалось в периоды затишья, и новая фаза извержения начиналась либо под водой, либо в затопленном кратере. Этапы этой борьбы видны на схемах, составленных Тазиевым (фиг. 9). Кроме того, на серии фотографий, выполненных Тазиевым (1958) и Ассоциацией фоторепортеров (де ля Рю, 1959), отчетливо видна распространяющаяся от центра извержения в море густая мутная полоса, несомненно содержащая уловленные океанической водой газообразные продукты (фиг. 10—12).

Интересное описание продолжительного проявления подводного вулканизма в архипелаге островов Адмиралтейства к югу от о. Манус сделано австралийскими вулканологами Рейнольдсом и Бестом (Reynolds a. Best, 1957).

Проявления подводного вулканизма между островами Лоу и островом-вулканом Балуан впервые были отмечены в марте 1883 г. Н. Н. Миклухо-Маклаем во время его третьего посещения Новой Гвинеи. Тогда в этом районе возникла отмель глубиной около 120 *м*. Начиная с 27 июня 1953 г. вулканическая активность возродилась вновь и наблюдалась с небольшими перерывами до 25 марта 1955 г. За это время в разных местах было зафиксировано по крайней мере шесть очагов, четыре из которых сформировали в конце концов из шлака, пемзы и лавы надводные вулканические постройки — группу островов Тулуман (фиг. 13).



Фиг. 13. Образование островов Тулуман (Reynolds, Best, 1957)



Фиг. 14. Блоки лавы, плававшие во время извержения 24 марта 1955 г. у островов Тулуман (Reynolds, Best, 1957)

Наблюдения Рейнольдса над ходом подводного извержения в моменты подводных лавовых излияний вскрыли очень интересные детали этого процесса. Оказывается, газы, выделяющиеся во внезапно охлажденной морской водой лаве в результате падения давления, расширяют ее и заставляют всплывать крупными блоками на поверхность. Здесь наружное давление над блоками еще докрасна раскаленной лавы (что особенно хорошо видно во время ночных наблюдений) резко падает и в результате нового интенсивного расширения газов происходит взрыв, разламывающий всплывший блок лавы на мелкие куски и подбрасывающий их на высоту нескольких десятков метров. Освобождающиеся газы (преимущественно водяной пар) смешиваются с паром, возникающим во время реакции между докрасна раскаленной лавой и морской водой, и образуют белые клубящиеся тучи. Как только газ выделялся, лава теряла свою плавучесть и медленно тонула (фиг. 14). Образующаяся одновременно с этим процессом пемза оставалась на поверхности и впоследствии разносилась морем на большие расстояния.

Таким образом, Рейнольдс установил следующее.

«1. Взрывы и выделение больших количеств летучих совпадают с достижением поверхности моря крупных блоков лавы.

2. Пар сопровождает выход небольших порций лавы ясно видимых под водой.

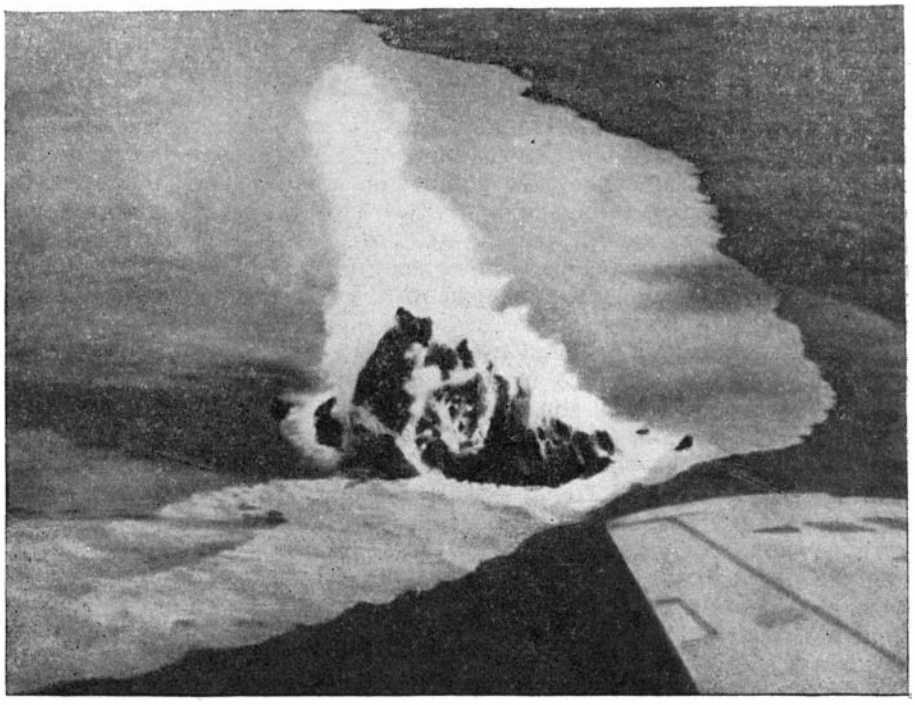
3. Вспучивание воды предшествует появлению лавы на поверхности. Взрывы, во время которых пепел и обломки пород выбрасываются на высоту до 30 *м*, совпадают с появлением лавы. Шум, сопровождающий извержение, похож на грохот грома.

4. Пар и газ, отделяющиеся от лавы, образуют белые кучевые клубы, которые уносятся ветром, в то время как сама масса лавы медленно погружается. Когда большинство газов полностью освобождается, лавовая масса скрывается под поверхностью воды. Обычно это продолжается менее 10 минут» (Reynolds a. Best, 1957, стр. 9).

Это очень важное для нас наблюдение убедительно показывает, что и в условиях подводного вулканизма взрывы, обусловленные резким расширением вулканических газов, происходят обычно близ поверхности воды,



Фиг. 15. Пятно обесцвеченной воды в районе подводного извержения (Dietz, 1954)



Фиг. 16. Появление рифа Медзин (Dietz, 1954)

в обстановке атмосферного или близкого к атмосферному давлению. Все предшествующее взрыву время лава теряет летучие постепенно, отдавая их окружающей морской воде.

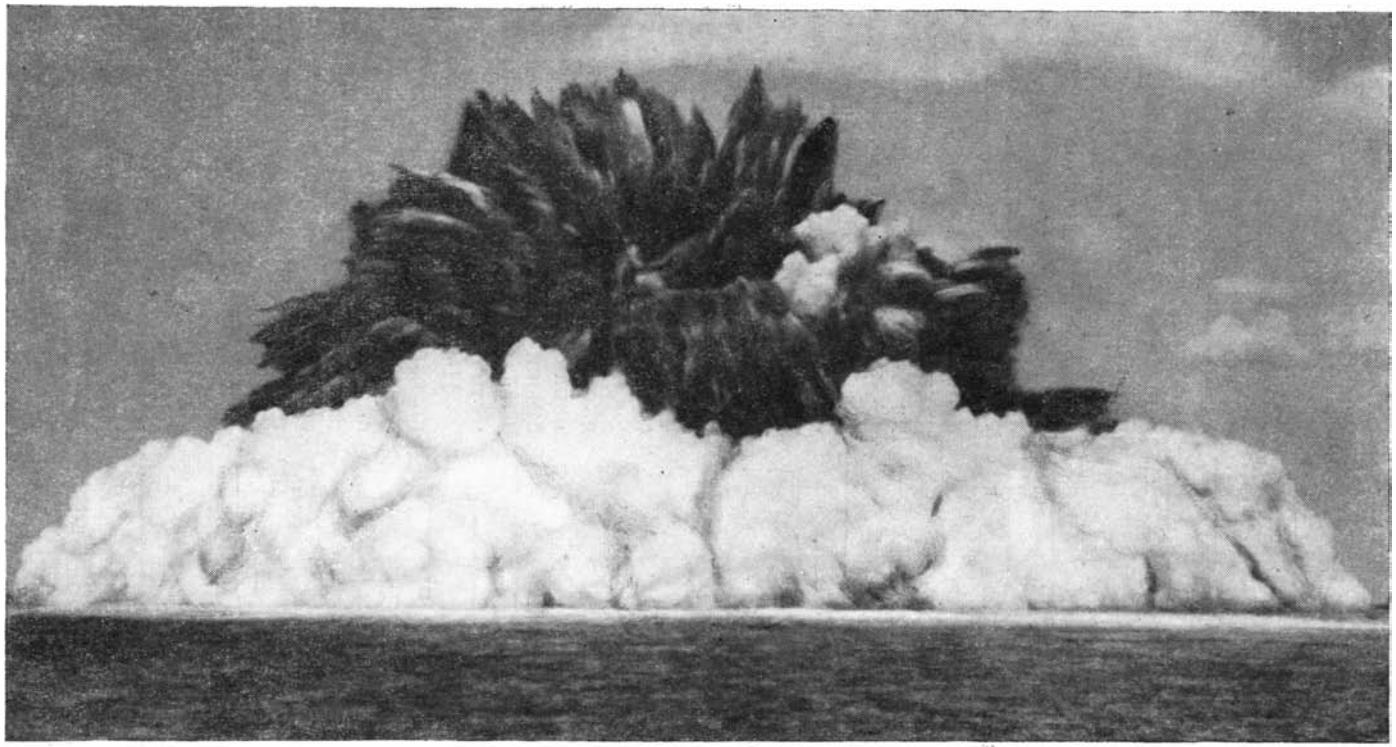
Об интенсивном растворении кислых летучих газов в морской воде косвенно свидетельствует их незначительное выделение в атмосферу. Во время осмотра образовавшихся вулканических островов в периоды затишья, как отмечает Бест, «...концентрация кислых газов и сероводорода была удивительно низкой, так что не было необходимости надевать противогаз. Кислые галоиды, казалось, отсутствуют, а двуокись серы и сероводород присутствуют в очень небольших количествах. Поэтому было удивительно обнаружить, что после двухчасового пребывания в этой атмосфере мои блестящие наручные часы из нержавеющей стали сильно потускнели, как это бывает при высокой концентрации кислых газов в эксгаляциях» (Reynolds a. Best, 1957, стр. 7). В то же время летучие интенсивно выделялись со дна заполненного морем кратера и растворялись в воде, придавая ей устойчивый ярко-зеленый цвет. В море около центров подводных извержений наблюдались пятна желтой пены, образованной летучими серы или ее соединений.

Еще более определенно растворение летучих компонентов в морской воде можно было наблюдать в 1952—1953 гг. при подводном извержении в зоне Фудзи (около 350 *км* к югу от Токио), закончившемся возникновением рифа Медзин.

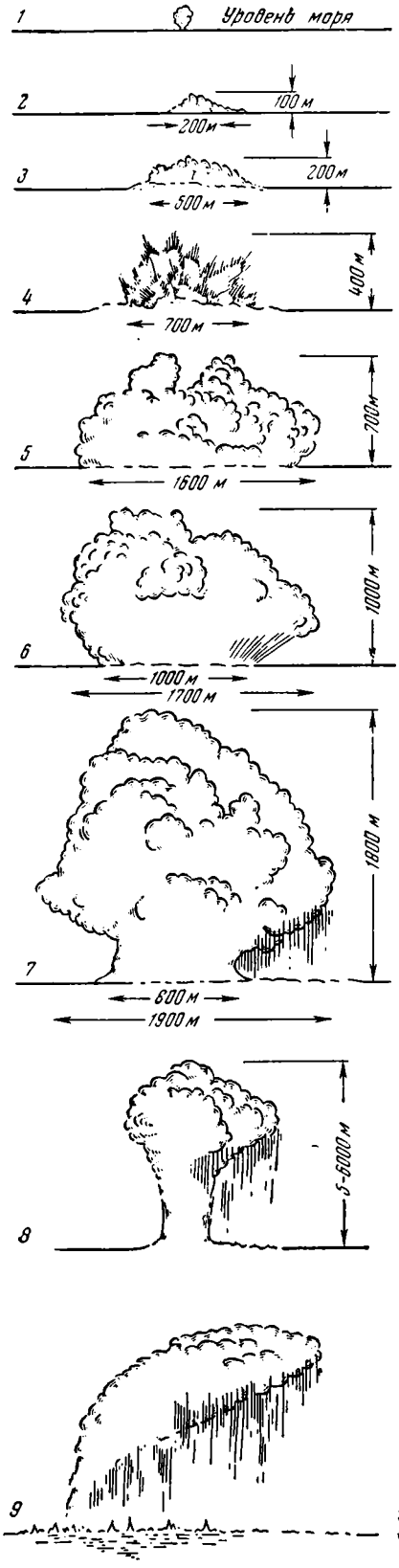
Выше уже упоминалось о том, что в этом районе подводная вулканическая активность многократно наблюдалась в течение последних 50 лет. При этом проявления активности иногда ограничивались резким изменением цвета морской воды до мутно-желтого. Так было, например, в мае 1934 г., когда проходящими судами было отмечено появление желтого пятна и серный запах на площади около 200 *м* в диаметре.

Во время подводного извержения 1952—1953 гг. неоднократное появление вулканических пород рифа Медзин каждый раз сопровождалось интенсивным изменением цвета морской воды. Так, это явление отмечалось 17 сентября 1952 г., в самый первый этап возрождения вулканической активности, 11 марта 1953 г., когда желтое пятно, осмотренное с самолета, достигло размеров 2×4 *км*, 14 апреля 1953 г. и во многие другие дни (Morimoto a. Ossaka, 1955). Дитц (Dietz, 1954_2) приводит выразительные фотографии, показывающие, что обесцвечивание морской воды наблюдается на значительной площади и осуществляется совершенно спокойно, без волнений и возмущений (фиг. 15—16). И только лишь, когда раскаленная, обогащенная выделяющимися газами лава поднимается к поверхности воды (как мы это знаем по извержению Тулумана), происходит сильный взрыв с выбросом обломков лавы,пемзы, пепла и выделением больших количеств пара (фиг. 17). Именно такой взрыв в сентябре 1952 г. послужил причиной гибели японского гидрографического судна «Кайе-Мару — 5» с 9 исследователями и 22 моряками на борту.

Моримото и Оссака (Morimoto a. Ossaka, 1955), наблюдавшие подводное извержение 23 сентября 1952 г. с моря, пишут, что риф Медзин в это время представлял собой три отдельные скалы, торчавшие на 1,5 *м* над поверхностью воды в отлив и исчезающие в прилив. Море было спокойным, за исключением бурунов вокруг скал на площади 1—2 *км* в диаметре и постоянного потока мутной воды желтого цвета, образованного подводными эмиссиями. Мутный поток начинался у скал Медзин среди плавающей белой пемзы и пепла и протягивался на юго-восток по течению Куросио со скоростью 0,8—1,5 *км* в час. Количество взвеси в воде достигало 30 *мг/л*. Было отмечено присутствие взвешенной серы, запах сероводорода иногда чувствовался на палубе корабля при пересечении мутной полосы. Вода мутного потока на поверхности имела желто-грязную окраску, прозрачность 3 *м*, pH = 7,5—7,7. На глубине 25 *м* загрязняющий вулканический



Фиг. 17. Эксплозивный взрыв в районе рифа Медзин (Dietz, 1954_2)



материал отсутствовал, окраска воды была оливково-желтая или оливково-зеленая, pH = 8,5. Поток по четкой границе соприкасался с неизмененной водой Куросио, обладающей голубым цветом, прозрачностью 23 *м* и pH=8,5.

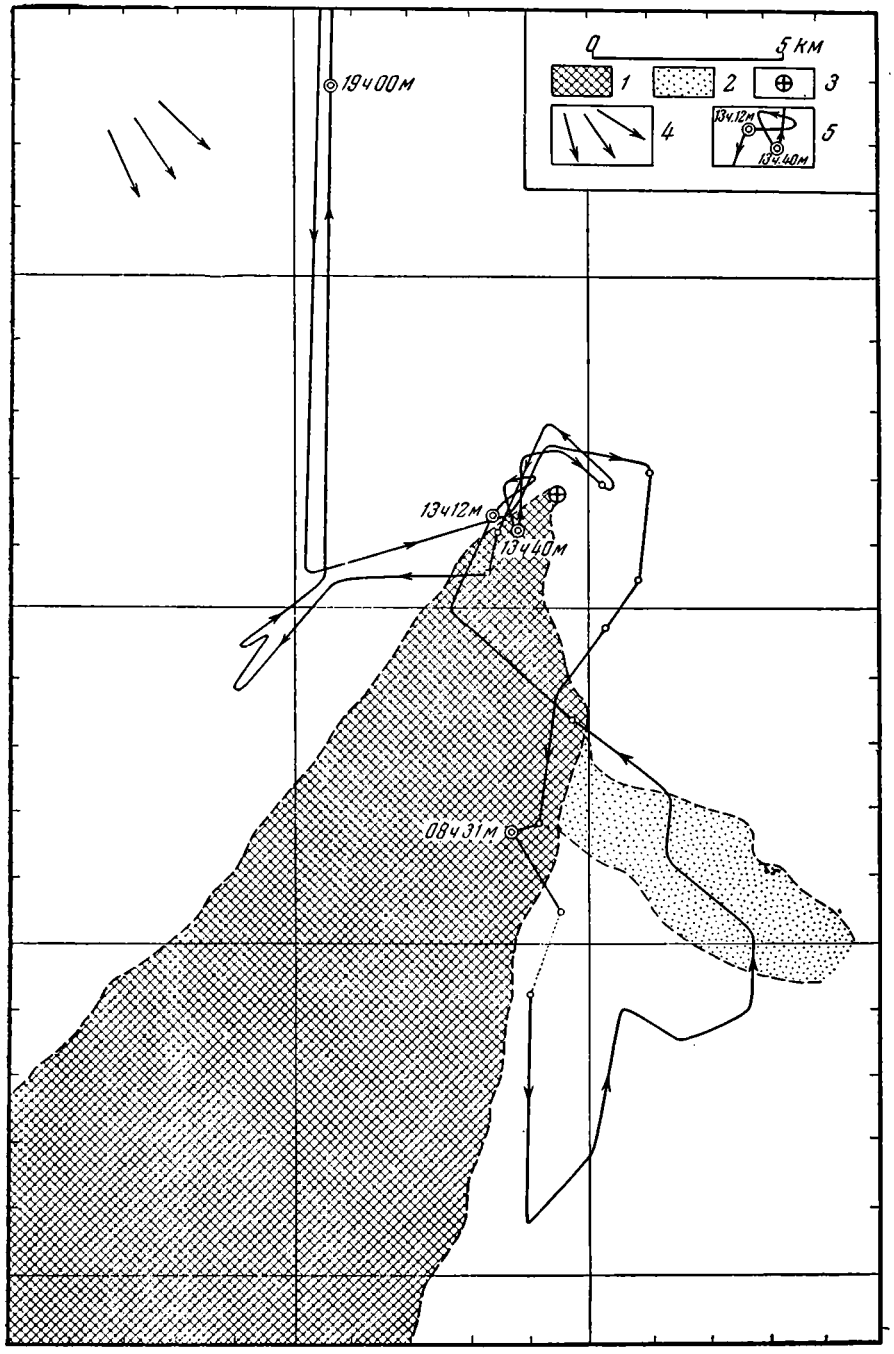
В это же время с близкого расстояния было описано четыре эксплозивных взрыва, происшедших вблизи скал рифа Медзин и очень походивших на извержение гейзеров. В течение нескольких минут перед взрывом вблизи центра извержения поднимался синеватый темный дым. Затем вода, темно-красная по цвету, резко вспучивалась, и сквозь образовавшийся купол прорывался султан зеленоватой воды с обломками лавы на гребне. Султан сначала с большой скоростью расширялся во всех направлениях, затем внезапно опадал и обволакивался клубами белого дыма. Белый клубящийся дым смешивался с черными клубами вулканического пепла, и все это вместе в виде огромного кочана цветной капусты быстро поднималось вверх, отрываясь от уровня моря и достигая тысячеметровой высоты. На подветренной стороне из тучи начинал выпадать вулканический пепел, а с темно-зеленой и пузырящейся морской поверхности продолжал выделяться пар (фиг. 18).

Как можно видеть из описания, эксплозии рифа Медзин, так же как и вулкана Тулуман, происходили непосредственно у поверхности воды и не оказывали никакого влияния на характер мутного потока.

На составленной Моримото и Оссака схеме мутного потока (фиг. 19) отчетливо видно, что этот поток подчиняется исключительно движению воды течения Куросио и совершенно не зависит от направления ветра, сносящего в сторону плавающие по поверхности пемзу и шлак. Это объясняется тем, что растворившиеся в морской воде вулканические газы на глубине двигаются вместе со всем потоком воды. Близ поверхности воды в результате ряда причин — таких как падение давления, окисление

Фиг. 18. Зарисовки эксплозивного взрыва в районе рифа Медзин (Morimoto, Ossaka, 1955)

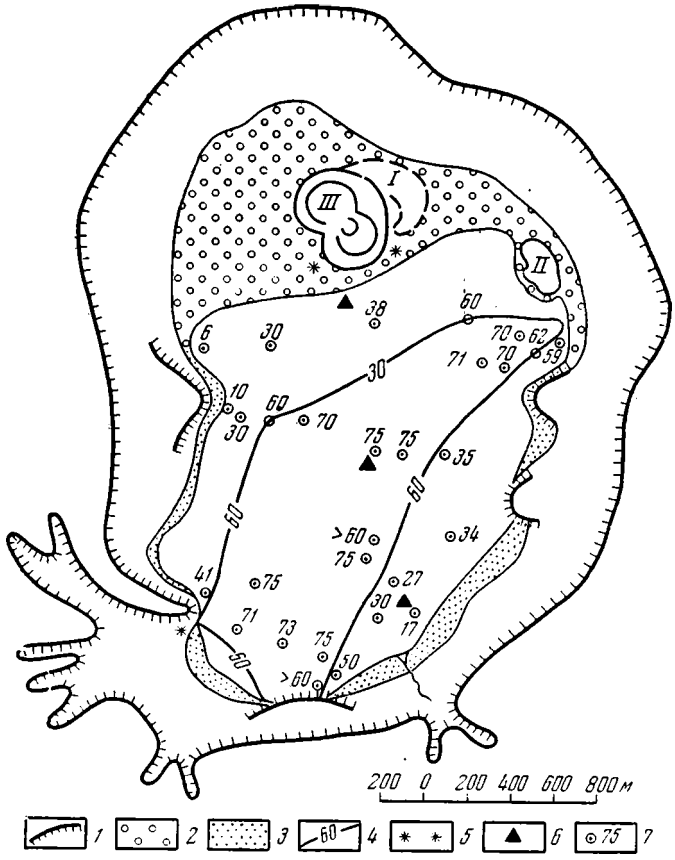
1 — начало взрыва; *2* — через 10 сек.; *3* — через 30 сек.; *4* — через 1 мин; *5* — через 2,5 мин; 6 — через 5 мин.; *7* — через 6,5 мин.; *8* — через 10 мин. *9* — через 20 мин. после начала взрыва



Фиг. 19. Перемещение продуктов подводного извержения рифа Медзин в зависимости от направления течения и ветра (Morimoto, Ossaka, 1955)

1 — мутный поток с частицами серы и запахом сероводорода; *2* — пемза и шлак; *3* — риф Медзин; *4* — направление ветра; *5* — путь корабля

поверхностным кислородом — характер газового раствора резко меняется. CO_2 и, вероятно, частично SO_2 выделяются в спонтанном состоянии, H_2S окисляется с выделением серы, другие летучие компоненты в результате эвакуации CO_2 из раствора также частично переходят во взвесь. Выделение этой взвеси осуществляется довольно медленно и происходит лишь непосредственно в верхнем слое массы воды, насыщенной газами и постепенно



Фиг. 20. Кальдерное озеро Бирюзовое (о. Симушир)

1 — крутые обрывы внутренней кальдеры вулкана Заварицкого; *2* — свежий пирокластический материал извержения 1957 г.; *3* — пляжи, образовавшиеся после падения уровня воды в озере; *4* — изобата 60 *м*; *5* — точки отбора проб воды источников; *6* — точки отбора проб воды озера; *7* — отметки глубин озера в (метрах).

I — место шлакового конуса, образовавшегося ранее 1916 г. и уничтоженного извержением 1957 г.; *II* — экструзивный купол, образовавшийся между 1916 и 1933 гг.; *III* — экструзивный купол и лавовый поток извержения 1957 г.

относимой морским течением от очага вулканизма. Поэтому мутный поток, в отличие от мгновенно выброшенных на поверхность моря пемзы и шлака, не подчиняется другим гидродинамическим факторам — таким как ветер, волнение и т. д.

Изменение цвета морской воды, вызываемое химическими процессами, отмечается почти при каждом описании подводных вулканических извержений. На это явление обращают внимание даже люди, не занимающиеся вулканологией. Так, капитаны Аляскинской коммерческой компании Хагу и Андерсон, проходившие в 1883 г. мимо острова-вулкана

Новый Богослов (Алеутская дуга) вскоре после его образования, отмечали широкие полосы красной и зеленой воды в 300 *м* от острова, причем выброшенный на всю длину 40-метровый лот не достал дна (Davidson, 1884). В океанологии существует даже специальный термин «обесцвеченная вода», которым называют слои воды над районами кратеров известных участков подводного вулканизма, утратившие нормальный цвет и отличающиеся от воды, окружающей эту область (Buljan, 1955).

Каков же химизм изменений, вызываемых вулканическими эксгаляциями в морской воде? Чтобы ответить на этот вопрос попытаемся детально рассмотреть еще одно подводное извержение — на этот раз на дне обширного кратерного озера, заполняющего кальдеру действующего вулкана Заварицкого на о-ве Симушир (Курильская островная гряда).

Бирюзовое озеро, названное так за необычайно красивый голубовато-зеленый цвет воды, имеет площадь около 4 *км*^{2} и максимальную глубину 75 *м*. Оно заполняет кальдеру, образовавшуюся в результате взрыва по эксплозивному рву меридионального простирания с последующим расширением за счет обрушения стен (Горшков, 1960). Остаток этого рва и сейчас виден в рельефе дна озера (фиг. 20). Озеро питается атмосферными водами, которые собираются с площади около 25 *км*^{2} и не имеет поверхностного стока. Подземная связь с океаном также отсутствует, так как уровень озера устойчиво превышает уровень океана на 40 *м*. В последние десятилетия (до 1916 г., между 1916 и 1931 г., а также в ноябре 1957 г.) в северной части озера происходили вулканические извержения с образованием шлаковых конусов и экструзивных куполов, часто изменявших конфигурацию озера (Горшков, 1960). Газообразные продукты этих извержений фильтровались через толщу воды озера, частично растворялись в ней и в той или иной степени влияли на ее состав. Таким образом, на примере замкнутого Бирюзового озера можно достаточно достоверно наблюдать ничем не маскируемое воздействие газовых эманаций на воду в ходе подводного извержения, фиксирующееся в изменении химического состава воды.

Анализ самой ранней пробы, взятой японским исследователем Харада 9 сентября 1933 г., т. е. после образования по крайней мере двух экструзивных куполов в северной части озера, показал, что в воде Бирюзового озера кислотность весьма незначительна и над всеми другими солями существенно преобладает NaCl. «Представляет большой интерес то обстоятельство,— пишет Харада,— что главной составной частью воды из озера является NaCl и на первый взгляд она сходна с морской водой, а также и то, что плотность ее составляет около $^1/_9$ плотности морской воды» (Харада, 1934).

В пробе воды, отобранной в озере 22 года спустя Ю. С. Желубовским [1], главенствующей солью продолжал оставаться NaCl, составляющий 84,5% всех солей. Кроме NaCl, пересчет на эквивалентные количества показал присутствие KCl (7,2%), сернокислых солей Na, Mg и Ca (6%), а также углекислых солей Ca (2,3%). Общая минерализация воды значительно уменьшилась, однако содержание ионов хлора оказалось не меньшим, а даже несколько большим, чем в пробе Харада (табл. 3). При этом несколько повысилось соотношение $Cl' : SO_4''$. В 1933 г. оно составляло 11,10, а в 1955 г.— 11,25.

12 ноября 1957 г. в северной части кальдеры, заполненной озером, началось извержение, приведшее к образованию нового шлакового конуса и экструзивного купола. Ход извержения, наблюдавшегося жителями пос. Косточко и китокомбината Скалистый, подробно описан Е. К. Мархининым (1960). По наблюдениям местного врача В. Е. Устиновского, «Бирюзовое озеро все парило. Пар сплошными хлопьями застилал водную

[1] Результат анализа любезно сообщен нам О. Н. Толстихиным.

поверхность. Временами среди пепельно-белых клубов пара проглядывала волнистая поверхность озера. Чувствовался резкий запах сернистых газов. На зубах ощущался песок. Через каждые 10 мин. в северо-западной части озера в районе действующего кратера происходили взрывы, напоминавшие взрывы артиллерийских снарядов и бомб, и поднимались столбы песка и камней» (Мархинин, 1960, стр. 9). 12 декабря Е. К. Мархинин совместно с В. Е. Устиновским и Б. А. Скороходовым спустились непосредственно к берегу Бирюзового озера. «Озеро было окутано паром. Действующий кратер на северо-западном берегу имел вид громадной черной клешни, сложенной глыбами лавы. Фумаролы выбрасывали мощные белые клубы пара и в центре действующего кратера, и с его северо-восточной внешней стороны, менее сильные струи пара выходили в ряде мест вокруг кратера» (там же, стр. 11). Вода в озере значительно нагрелась и в день спуска достигала 34°. Резко изменился состав воды: в пробе, взятой Е. К. Мархининым 12 декабря 1957 г., удалось установить резко повышенную общую минерализацию (сухой остаток 4062,0 *мг/л*), понижение pH (до 2,95), увеличение содержания хлора и особенно значительное SO_4'', появление растворенных железа и алюминия (табл. 3).

Таблица 3

Состав воды Бирюзового озера (в *мг/л*) по данным различных исследователей

Компоненты	9 сентября 1933 г., по Харада, аналитик Есимура	1955 г., по Ю.С. Желубовскому, аналитик Т. В. Долматова	12 декабря 1957 г., по Е. К. Мархинину, аналитик Е. П. Рябичкина
Al'''	—	—	17,7
Fe'''	0,05	—	13,0
Mn''''	0,05	—	—
Ca''	111,0	46,0	151,0
Mg''	—	6,0	48,5
K'	—	109,0	—
Na'	1152,0	757,0	—
Cl'	1160,0	1253,0	1448,4
SO_4''	104,5	111,4	923,1
CO_3''	21,2	Нет	Нет
HCO_3'	—	49,0	»
SiO_2	58,6	96,2	—
P_2O_5	0,65	—	—
Сухой остаток	3768,4	2450,0	4062,0
pH	6,3	—	2,95

В результате извержения 1957 г. северная треть Бирюзового озера оказалась засыпанной свежими продуктами извержения, главным образом пирокластическим материалом. На этой площадке образовался новый андезитовый экструзивный купол диаметром около 300 *м* и высотой 10 *м*. По границе между монолитным телом купола и брекчиевой корой, окружающей ее подножье, поднимались дымы фумарол. К юго-востоку от купола к озеру спустился короткий 300-метровый язык лавового потока, остановившийся всего в нескольких метрах от берега. Уровень воды в озере упал на 6—8 *м*. Вдоль всего вновь образовавшегося северного берега на протяжении более 1,5 *км* поднимались паровые струи. Температура поверхностной воды близ берега оставалась высокой, а в районе нового эруптивного тела образовались горячие источники (85—90°), впадающие в озеро.

Исследование фумарольных газов, выполненное И. И. Товаровой (1960) как для фумарол купола, так и для газовых струй, более древней, отмечавшейся всеми предыдущими исследователями термальной площадки юго-западной части озера, дало очень интересные результаты. Оказалось, что конденсаты фумарольных газов содержат в основном анионы SO_4'', причем на свежем куполе их роль значительно большая, чем на старой термальной площадке (84,4 *мг. экв.*% всех анионов конденсата фумарольного газа свежего купола против 60,5 *мг·экв.*% всех анионов конденсата фумарольного газа термальной площадки). Это вполне увязывается с тем обстоятельством, что с самого начала извержения в воду озера стало поступать значительное количество сернистых газов. В то же время вытекающий у подножья купола горячий источник, в воде которого отфильтрована основная часть вулканических газов, содержит в своем составе главным образом NaCl, составляющий 76,5% всех растворенных солей. Газ же фумарол, «пробулькивающих» через воду вблизи берега, на 85% представлен CO_2. Отсюда следует очень важный вывод: вулканические газы, попадая в приповерхностную, насыщенную грунтовыми водами зону, резко дифференцируются, причем эта дифференциация обусловливается физико-химическими свойствами самих газов. Интенсивно растворяющийся в воде HCl поглощается грунтовыми водами на самом первом этапе соприкосновения газов и вод; «отфильтрованные» таким образом сернистые газы либо фиксируются в водах озера («в случае пробулькивания»), либо удаляются в атмосферу; CO_2 уходит в атмосферу во всех рассматриваемых случаях.

И. И. Товарова обратила внимание еще на одно важное обстоятельство: конденсаты фумарольных газов молодого купола, образовавшегося на площадке из пирокластического материала в северной трети озера, имеют слабо кислую, почти нейтральную реакцию (pH=5,5—5,6) и содержат большое количество катионов металлов — главным образом Na, K и Fe (в сумме около 90% всех катионов), что свидетельствует в данном случае об активном взаимодействии паров и газов (или вод, насыщенных вулканическими газами) с окружающими породами. Об этом же говорят и налеты возгонов сульфатов кальция, магния, алюминия, железа, в обилии распространенные близ выходов фумарол.

Во время полевых исследований в июле 1958 г. мы отобрали ряд проб воды озера и втекающих в него горячих ручьев по меридиональному профилю с севера на юг (см. фиг. 20); результат анализа этих проб сведен в табл. 4.

Анионный состав воды горячих ручьев у подножья купола характеризуется весьма высоким содержанием хлора (86,2% всех анионов) и некоторым количеством ионов SO_4'' (11,6%), так что соотношение $Cl' : SO_4''$ равно 7,42. Эти анионы, без сомнения, накопились за счет растворения в воде хлористого водорода и сернистого газа. При этом все водородные ионы образовавшихся кислот оказались почти полностью замещены катионами щелочных металлов, главным образом натрия (89,5% всех катионов), что привело к значительному увеличению pH (>8,4). Примерно такой же по своему облику является вода небольшого ручья, стекающего в озеро с более древнего юго-западного сольфатарного поля. Катионный состав этой воды также характеризуется преобладанием Na (85,7% всех катионов), роль хлора еще более велика (93,7% всех анионов). Как и воды источников у подножья купола, вода ручья юго-западного сольфатарного поля обладает щелочной реакцией (pH>8,4). Этот ручей в зависимости от атмосферных осадков то исчезает, то появляется вновь.

Вода самого озера, в отличие от воды поступающих в него горячих источников, характеризуется кислой реакцией; pH ее повышается от 3,30 в южной части до 4,95 в северной, подверженной активному воздействию остывающего эффузивного выброса. Анионы представлены Cl' и SO_4'',

Таблица 4

Состав воды Бирюзового озера и впадающих в него горячих ручьев в июле 1958 г. (сборы К. К. Зеленова, аналитик М. А. Канакина)

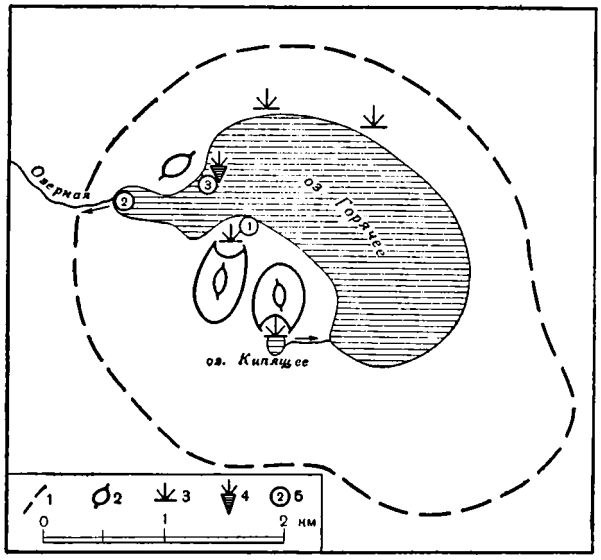
Компоненты	Горячий ручей у подножья купола			Северная часть озера			Центральная часть озера			Южная часть озера			Горячий ручей юго-западного сольфатарного поля		
	мг/л	*мг·экв/л*	*мг·экв %*	*мг/л*	*мг·экв/л*	*мг·экв %*	*мг/л*	*мг·экв/л*	*мг·экв %*	*мг/л*	*мг·экв/л*	*мг·экв %*	*мг/л*	*мг·экв/л*	*мг·экв%*
$H^{\cdot}$	Нет	—	—	0,01	0,01	0,01	0,17	0,17	0,27	0,54	0,54	0,97	Нет	—	—
$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	0,85	0,09	0,11	7,38	0,82	1,30	11,61	1,29	2,07	9,18	1,02	1,83	0,65	0,07	0,11
$Al(OH)^{\cdot\cdot}$	Нет	—	—	8,14	0,37	0,59	0,88	0,04	0,07	0,44	0,02	0,03	Нет	—	—
$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	1,66	0,09	0,11	6,56	0,35	0,56	6,36	0,34	0,55	4,99	2,27	0,48	1,50	0,08	0,13
$Ca^{\cdot\cdot}$	75,05	3,75	4,71	143,00	7,15	11,38	172,50	8,62	13,86	189,50	9,47	16,97	47,50	2,35	3,79
$Mg^{\cdot\cdot}$	20,72	1,70	2,13	23,50	1,93	3,07	37,00	3,04	4,89	30,00	2,48	4,44	20,72	1,70	2,75
$K^{\cdot}$	107,5	2,75	3,45	71,25	1,82	2,90	90,00	2,31	3,71	90,25	2,31	4,14	180,00	4,61	7,45
$Na^{\cdot}$	1640,75	71,33	89,49	1150,0	50,00	79,57	1059,20	46,05	74,02	905,00	39,35	70,51	1220,61	53,07	85,77
$Li^{\cdot}$	—	—	—	2,75	0,39	0,62	2,5	0,35	0,56	2,5	0,35	0,63	—	—	—
$\sum$	—	79,71	100,00	—	62,84	100,00	—	62,21	100,00	—	55,81	100,00	—	61,88	100,00
Cl'	2303,29	64,95	86,24	1746,64	49,20	80,14	1627,89	45,85	78,27	1593,26	44,88	79,74	2058,37	57,98	93,69
SO_4''	419,75	8,74	11,61	585,25	12,19	19,86	609,12	12,69	21,66	542,40	11,30	20,08	140,94	2,94	4,75
HSO_4'	Нет	—	—	Нет	—	—	3,88	0,04	0,07	9,70	0,10	0,18	Нет	—	—
HCO_3'	98,82	1,62	2,15	»	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	58,56	0,96	1,56
$\sum$	—	75,31	100,00	—	61,39	100,00	—	58,58	100,00	—	56,28	100,00	—	61,88	100,00
$\Delta\Sigma$	—	4,40	—	—	1,45	—	—	3,63	—	—	0,47	—	—	—	—
Сухой остаток	4816,0	—	—	4008,0	—	—	3816,00	—	—	3616,0	—	—	3988,0	—	—
SiO_2	350,0	—	—	200,0	—	—	201,00	—	—	193,0	—	—	203,0	—	—
P	Не опр.	—	—	0,88	—	—	0,91	—	—	0,88	—	—	Не опр.	—	—
F	3,2	—	—	3—4	—	—	4,00	—	—	3,2	—	—	0,2	—	—
Br	Следы	—	—	1,0	—	—	3,00	—	—	0,5	—	—	Следы	—	—
I	0,25	—	—	Следы	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	0,25	—	—
B_2O_5	Не опр.	—	—	16,70	—	—	9,74	—	—	8,70	—	—	Не опр.	—	—
pH	>8,4	—	—	4,95	—	—	3,81	—	—	3,30	—	—	>8,4	—	—

Таблица 5

Состав воды Бирюзового озера в июле 1959 г.
(сборы К. К. Зеленова, аналитик М. А. Канакина)

Компоненты	Северная часть озера близ купола			Центральная часть озера			Южная часть озера		
	мг/л	*мг·экв/л*	*мг·экв %*	*мг/л*	*мг·экв/л*	*мг·экв %*	*мг/л*	*мг·экв/л*	*мг·экв %*
$H^{\cdot}$	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,08	0,08	0,08	0,15
$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	5,57	0,62	1,11	7,73	0,86	1,64	9,86	1,09	1,99
$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	1,30	0,05	0,09	0,97	0,05	0,09	0,95	0,05	0,09
$Ca^{\cdot\cdot}$	146,50	7,32	13,09	141,15	7,06	13,49	137,57	6,88	12,56
$Mg^{\cdot\cdot}$	51,75	4,25	7,60	66,00	5,43	10,38	49,00	4,03	7,36
$Na^{\cdot}$	957,25	41,61	74,44	850,00	36,95	70,61	910,00	40,43	73,80
$K^{\cdot}$	57,50	1,47	2,63	65,00	1,67	3,19	57,50	1,47	2,68
$Li^{\cdot}$	4,00	0,57	1,02	1,87	0,27	0,52	5,21	0,75	1,37
$\sum$	—	55,90	100,0	—	52,33	100,0	—	54,78	100,00
Cl'	1515,08	42,72	79,63	1504,19	42,42	79,90	1503,20	42,39	79,89
SO_4''	525,00	10,93	20,37	512,50	10,67	20,10	512,50	10,67	20,11
$\sum$	—	53,65	100,0	—	53,09	100,0	—	53,06	100,00
$\Delta\Sigma$	—	2,25	—	—	0,76	—	—	1,72	—
Сухой остаток	3708,0	—	—	3668,0	—	—	3644,0	—	—
SiO_2	211,0	—	—	218,0	—	—	197,0	—	—
pH	5,09	—	—	4,36	—	—	4,15	—	—

причем, несмотря на преобладание хлора, SO_4'' играет заметную роль (в центре озера $Cl' : SO_4'' = 3{,}61$). Среди катионов по-прежнему главенствует натрий, доля которого особенно велика в северной части (80% всех катионов). Наряду с этим существенное значение приобретает кальций, содержание которого повышается с севера на юг от 11 до 17%. Продолжает находиться в растворе значительное количество алюминия и железа, однако меньшее, чем было зафиксировано непосредственно после извержения.



Фиг. 21. Озеро Горячее (Головнинское) в кальдере вулкана Головнина

1 — граница кальдеры; *2* — экструзивные купола; *3* — наземные фумарольные поля; *4* — подводное фумарольное поле; *5* — точки отбора проб воды

В июле 1959 г. нам удалось снова посетить Бирюзовое озеро. На куполе по-прежнему продолжалась устойчивая фумарольная деятельность; так же интенсивно, как и в 1958 г., парила северная кромка озера. Прозрачность воды заметно уменьшилась, цвет ее стал густым, масляно-зеленым. Уровень воды в озере упал еще на 1,8—2 *м*, причем обнажившаяся часть дна по всей окружности озера оказалась покрытой тонким желто-коричневым налетом свежевыпавшего лимонита.

Анализ проб воды озера, отобранных примерно в тех же местах, что и в 1958 г., показал, что солевой состав воды в общем почти не изменился, причем пробы на разных участках профиля отличались друг от друга гораздо менее резко, чем год назад (табл. 5). Тем не менее удалось отметить, что по сравнению с 1958 г. в воде озера несколько понизилась концентрация водородных ионов (pH = 4,15—5,09), чуть увеличилось отношение $Cl' : SO_4''$ (до 3,97 в центре озера), более чем вдвое выросло количество растворенного магния и очень резко упало содержание растворенного железа. Именно этот процесс интенсивного, почти полного выпадения гидроокислов железа в осадок и обусловил как заметную мутность воды, так и оранжевую лимонитовую кайму вокруг озера.

Сравнение серии анализов, характеризующих воду Бирюзового озера в 1933, 1955, 1957, 1958 и 1959 гг. позволяет расшифровать условия формирования и причины изменения солевого состава этой воды. Основной хлоридно-натриевый фон вероятнее всего сформировался под влиянием серии извержений, протекавших до 1931 г. в северной части заполненной водой кальдеры (см. фиг. 20). Это можно предположить, наблюдая в настоя-

щее время интенсивное улавливание хлористого водорода водой, соприкасающейся с горячими породами экструзивного купола, и энергичный обмен ионов водорода в этой воде на ионы натрия. При этом затухание процесса, как показывает анализ вод юго-западного сольфатарного поля, приводит к повышению отношения $Cl' : SO_4''$ (табл. 4). После извержения 1957 г. под воздействием обилия выделившихся и профильтровавшихся сквозь озеро вулканических газов в воде озера повысилось содержание хлора, фосфора (более чем в три раза) и особенно SO_4'', ибо сернистые газы, как показали непосредственные наблюдения на озере (Мархинин, 1960) и анализы конденсатов фумарольного газа (Товарова, 1960), играли в момент

Таблица 6

Состав воды Горячего (Головнинского) озера в кальдере вулкана Головнина

Компоненты	Кислый источник действующего фумарольного поля		Истоки р. Озерной		Подводное фумарольное поле	
	мг/л	*мг·экв* %	*мг/л*	*мг·экв* %	*мг/л*	*мг·экв* %
Катионы						
H^+	38,05	53,98	2,77	30,85	1,63	23,42
Al^{3+}	177,45	27,98	7,16	8,80	0,86	1,30
Fe^{3+}	22,26	1,69	2,71	1,56	0,26	0,15
Fe^{2+}	67,00	3,39	Нет	—	Нет	—
Ti^{4+}	Нет	—	»	—	»	—
Ca^{2+}	67,90	4,81	35,00	19,49	31,25	22,41
Mg^{2+}	57,25	6,67	14,40	13,14	15,12	17,82
Na^+	20,00	1,23	52,50	25,38	52,00	32,47
K^+	Нет	—	1,10	0,33	2,06	0,71
Li^+	1,25	0,25	0,31	0,45	0,81	1,72
Анионы						
Cl'	90,78	3,95	191,48	58,69	201,41	85,28
HSO_4'	1859,49	29,62	23,28	2,61	3,88	0,60
SO_4''	2064,0	66,43	170,88	38,70	45,12	14,12
Сухой остаток	6524,0	—	444,0	—	428,0	—
SiO_2	280,1	—	37,2	—	49,5	—
pH	1,57	—	2,60	—	2,82	—
Кислотность	53,20	—	1,64	—	—	—

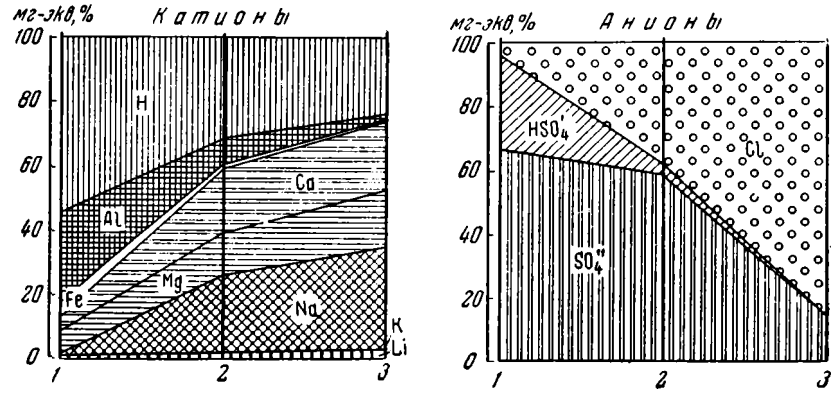
извержения весьма существенную роль. Кроме того, в момент извержения в водах озера появилось растворенное железо. В дальнейшем железо начало усиленно выделяться из раствора, влияние сернистых газов заметно уменьшилось, и только хлориды натрия продолжали поступать в Бирюзовое озеро с прежней (если не большей) интенсивностью.

Для полноты картины химизма подводных вулканических процессов небезынтересно несколько подробнее остановиться на описании еще одного подводного вулканического процесса — выхода газов подводного фумарольного поля на дне кальдерного озера действующего вулкана Головнина (о. Кунашир, Курильская островная гряда). Это фумарольное поле мне удалось наблюдать в августе 1958 г. непосредственно под водой при помощи водолазного аппарата типа ИПА-3.

Головнинское озеро (фиг. 21) занимает северо-восточную половину обширной кальдеры вулкана Головнина, диаметром около 3 *км* и имеет глубины, в некоторых местах превышающие 60 *м*. Общий объем воды озера составляет около 15 млн. $м^3$. По берегам озера расположено несколько сольфатарных полей с обширными зонами осветленных пород, мощными газо-

выми выходами и небольшими термальными источниками, вода которых характеризуется низким pH (около 1) и сравнительно высоким содержанием железа и алюминия (табл. 6). На крайней западной оконечности озера из него вытекает речка Озерная, состав воды которой приблизительно соответствует среднему составу воды озера.

Подводное фумарольное поле расположено в северо-западной части озера на крутом подводном склоне (40—50°), начинающемся примерно в 10 *м* от берега с глубины около 2 *м*, и занимает площадь около 400 $м^2$, с которой поднимаются многочисленные струйки газа разной интенсивности. С берега поле отчетливо выделяется общей белой окраской, которая складывается



Фиг. 22. Состав воды оз. Горячего (Головнинского) в кальдере вулкана Головнина

1 — кислый источник наземного фумарольного поля; *2* — истоки р. Озерной; *3* — подводное фумарольное поле

из целой серии отдельных мелких бесформенных белесых пятен, приуроченных к газовым выходам. Вода озера над полем и у берега, куда она сгоняется волнением, имеет голубой оттенок и сильно опалесцирует.

Подводный склон усеян крупными глыбами андезита, среди которых, вероятно, есть и коренные выходы, принадлежащие находящемуся у берега экструзивному куполу. Выходы газов приурочены либо к трещинам в андезитах, либо к округлым воронкам, по краям которых расположены крупные камни, а в центре — мелкий песок. Из многих воронок видимых выделений газов нет, однако песок в центре таких воронок заметно теплый и даже горячий. В этих местах конденсируется водяной пар. Струйки газа имеют умеренную температуру; резкое повышение температуры ощущается лишь в иле, на глубине 20—30 *см*. Близ выходов газов и в горячих воронках скапливается большое количество мелких желтовато-зеленых хлопьевидных водорослей, а дно воронок обычно заполнено тесно прижимающимися друг к другу ручейниками с домиками, склеенными из песчинок. Над самым дном скапливается чрезвычайно легко взмучиваемая и очень медленно оседающая взвесь тончайших белых частичек серы.

Никакого видимого изменения пород, хоть сколько-нибудь напоминающего изменения наземных фумарольных полей, на подводном фумарольном поле нет. В местах интенсивного выхода газов из трещин наблюдается лишь незначительный черный налет сернистого железа и желтые пятна налета серы. Во всем остальном породы подводного фумарольного поля не отличимы от неизмененных эффузивных пород на берегу.

Однако вода подводного фумарольного поля резко отличается по соотношению растворенных в ней элементов (как катионов, так и анионов) от остальной воды озера и особенно от воды кислых источников, впадающих в озеро с наземных фумарольных полей (см. табл. 6). Если в кислых источ-

никах основными катионами являются железо и алюминий, содержание которых в эквивалентных количествах в 2,5 раза превышает содержание натрия, кальция и магния, то в воде подводного фумарольного поля, наоборот, содержание натрия, кальция и магния в 52 раза превышает содержание железа и алюминия, т. е. соотношение $Na+Ca+Mg : Al+Fe$ над подводным фумарольным полем в 130 раз больше, чем в воде наземных терм (фиг. 22). Основными анионами кислых термальных источников являются SO_4'' и HSO_4' (соответственно 66, 43 и 29,62 *мг·экв* %), а воды подводного фумарольного поля — хлор (85,28 *мг·экв* %).

Резкое преобладание щелочных металлов в воде подводного фумарольного поля объясняется, по-видимому, тем, что при непосредственном выходе в обширный водоем растворяющиеся газы не в состоянии формировать концентрированных кислот типа наземных терм. Поэтому кислотного разложения пород в том виде, как оно наблюдается на суше, под водой не происходит, и из слагающих дно эффузивов выносится лишь сравнительно незначительное количество легко растворимых щелочных металлов. Преобладание хлора можно объяснить высокой растворимостью хлористого водорода, в то время как сероводород окисляется до элементарной серы и лишь частично переходит в сульфат-ион. Тонкие частицы выделяющейся серы, отчетливо видимые под водой, как раз и образуют те светлые пятна вокруг выходов газов, которые создают общий белый фон фумарольного поля. CO_2 не растворяется в воде и составляет основную массу (82,5%) газов, уходящих в атмосферу. Вместе с вулканическими газами на площади подводного фумарольного поля выходит значительное количество водяного пара, который конденсируется и тем самым заметно понижает в этом месте общую минерализацию придонной воды.

Изложенный материал, собранный на Камчатке и Курилах, на Азорских островах и в зоне Фиджи, у берегов Новой Гвинеи и в других местах, убедительно показывает, что очевидный бесспорный вывод вулканологов, занимающихся изучением наземных вулканов о том, что в числе основных продуктов вулканической деятельности наряду с лавами и пеплом всегда ощутимо присутствует определенный набор вулканических газов и летучих компонентов, подтверждается в ходе наблюдений за подводным вулканизмом. Различие заключается в том, что в условиях наземного вулканизма значительная часть летучих и газов рассеивается в атмосфере, в то время как в ходе подводных извержений основная масса этих соединений улавливается толщей воды. Происходящие при этом химические реакции направлены в первую очередь на замену водородных ионов растворившихся в воде кислых газов ионами щелочей и щелочных металлов (главным образом натрия, кальция и магния), что приводит к формированию в воде большого количества хорошо растворимых галоидов и сульфатов.

В то же время нельзя не отметить, что приведенные описания извержений затрагивают исключительно сушу, островные дуги и морское мелководье вулканических зон. Только в этих областях вулканизм проявляет себя эруптивными взрывами, приковывает к себе внимание исследователей и позволяет проводить непосредственные наблюдения. Однако несравнимо более обширные области развития вулканической деятельности, как мы это уже знаем из анализа рельефа дна океанических впадин, скрыты от нас многокилометровой толщей воды Мирового океана. Как протекает вулканизм в батиальных и абиссальных глубинах? Здесь мы должны отвлечься от непосредственных наблюдений и, имея в виду основную направленность процесса, установленного в наземных условиях, призвать на помощь физико-химию, эксперимент, логику, аналогию сходных процессов и геологическую историю Земли.

Для того, чтобы уяснить механизм глубоководного извержения, следует прежде всего напомнить, что давление столба воды в 1000 *м* грубо соответствует давлению в 100 *атм*. Следовательно вулканический процесс в абиссальных глубинах океанов проходит под давлением 500—600, а иногда и 1000 *атм*.

Уже только одно это обстоятельство влечет за собой очень важное следствие. Как известно, указанное давление значительно превышает критическое давление всех газовых компонентов лавы (соответственно для H_2O, HCl, H_2S, SO_2 и CO_2 критические давления составляют 217,7, 83,0, 89,0, 77,9 и 72,9 *атм*). Это значит, что все упомянутые компоненты находятся в глубинах океана в однофазовом состоянии и какое-либо парообразование или спонтанное выделение газа полностью исключено. Иными словами, на большой глубине не может происходить никаких вулканических взрывов и стало быть невозможно образование пирокластического материала. Механизм подводного извержения, или, лучше сказать, излияния, принципиально мало чем отличается от интрузивного внедрения. Разница заключается в том, что в случае интрузии летучие компоненты, миграция которых прекрасно разобрана недавно Краускопфом (1960), перемещаются по ослабленным зонам среди твердых вмещающих пород и в благоприятных условиях концентрируются в отдельных участках, а в случае подводного излияния улавливаются подвижной толщей воды и рассеиваются в ней.

Однако насыщение летучими компонентами морской воды отнюдь не беспредельно. Известно, что в обычных поверхностных условиях растворимость разных газов в воде резко различна. Так, например, при +20° и атмосферном давлении в одном объеме воды может раствориться 442 объема хлористого водорода, 2,582 объема сероводорода, 39,97 объема сернистого ангидрида и 0,878 объема углекислого газа. Повышение давления резко увеличивает растворимость таких газов, как углекислота. Так, при той же температуре (20°) и давлении 50 *атм* в одном объеме воды растворяется уже 25,7 объемов углекислого газа. В значительно меньшей степени увеличение давления влияет на растворимость хлористого водорода, так как последний в водном растворе практически целиком диссоциирован на ионы $H^{\cdot}$ и Cl' и при растворении большая часть его молекул исчезает из раствора, распадаясь на ионы (Бродский, 1948).

Иначе влияет на растворимость газов повышение температуры. Так, растворимость углекислоты при 50 *атм* при повышении температуры от 20 до 60° падает от 25,7 до 10,2 объемов в одном объеме воды, а при 100 *атм* и 100° составляет лишь 9,7 объема. По разобранной уже причине растворимость хлористого водорода, как и в случае повышения давления, реагирует на повышение температуры менее резко: в атмосферных условиях при повышении температуры от 0 до 50° она уменьшается всего в 1,4 раза, в то время как растворимость углекислоты в тех же условиях уменьшается почти в четыре раза.

К сожалению, в литературе, насколько мне известно, нет ни экспериментальных, ни расчетных данных относительно растворимости хлористого водорода и сернистых газов в интересующих нас пределах давления и температуры. Однако то, что известно о других газах (углекислый газ, метан, водород, азот) показывает, что закон Генри, устанавливающий в растворе пропорциональность весовой концентрации газа его давлению, применим с соответствующими поправками и в области высоких давлений (Кричевский, 1946; Намиот, 1960). А это позволяет предположить (разумеется, в самой грубой схеме) некоторое постоянство по крайней мере порядков соотношений растворимостей различных газов при разных давлениях. По-видимому, существующее в нормальных условиях соотношение растворимостей в воде HCl: $CO_2 : SO_2 = 100\ m : 10\ n : 1\ p$ (где m, n и p — числа одного порядка) не может очень резко изменяться при повышении как давления,

так и температуры в рассматриваемых нами пределах. Отсюда весьма вероятно, что весовые концентрации основных анионов морской воды, соотношение между которыми устойчиво составляет Cl': SO''_4: HCO'_3 = 19 360 : : 2701 : 128 (по Полдерварту, 1957) отнюдь не случайны и отражают растворимость соответствующих газов, например, в условиях перехода воды из надкритического состояния в жидкую фазу.

Как убедительно показал А. П. Виноградов (1959), вода гидросферы вместе с кислыми газами является продуктом дегазации мантии. Есть все основания предполагать, что глубоководные вулканические излияния являются тем основным механизмом, посредством которого океаны постоянно пополняются не только водой, но и соответствующим комплексом растворенных в ней солей.

При разборе химизма подводных извержений в кратерных озерах вулканов Головнина и Заварицкого уже отмечалось, что в условиях большой обводненности и при температурах остывающей лавы наблюдается интенсивный процесс замены водородных ионов растворенных в воде кислых газов на ионы щелочей, главным образом Na. Повышение давления и присутствие углекислоты значительно увеличивают активность этого процесса. В этом отношении интересен опыт С. И. Набоко и В. Г. Сильниченко (1960), при котором раствор, образовавшийся после 15-дневной обработки измельченного андезита солянокислым раствором с pH-2 подвергался (в присутствии того же измельченного андезита) воздействию углекислоты при температуре 210—220° и давлению 23—25 *атм*. В результате произошла полная замена водородных ионов растворенного хлористого водорода натрием, а pH резко поднялось от 2,95 до 6,30 (табл. 7).

Таблица 7

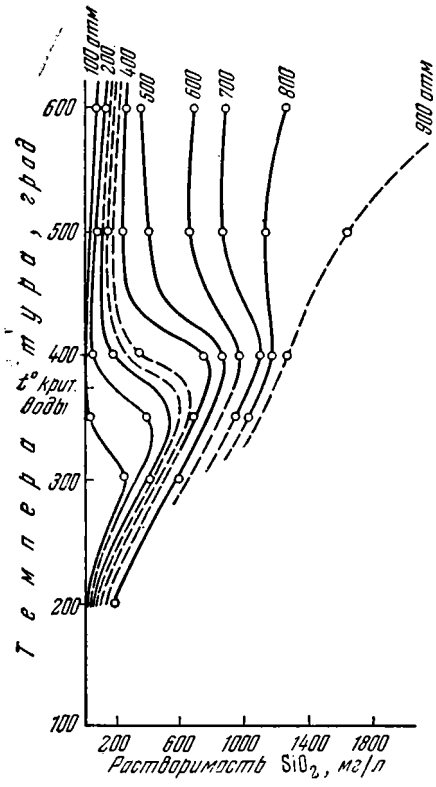
Метаморфизм солянокислого раствора под воздействием CO_2
[по Набоко и Сильниченко, 1960]

Компоненты	HCl + вода + андезит; T = 100°; p = 1 атм		Раствор + андезит + CO_2; T = 210—220°; p = 23—25 атм	
	г/л	*мг·экв/л*	*г/л*	*мг·экв/л*
Al^{3+}	0,0576	6,405	0,0060	0,667
Fe^{3+}	0,0310	1,665	0,0199	0,069
Ca^{2+}	0,0476	2,375	0,0490	2,445
Mg^{2+}	0,0030	0,247	0,0090	0,740
Na^+	0,0393	1,709	0,2390	10,390
K^+			0,0830	2,121
H_2SiO_3	0,1299	—	0,8460	—
HCO_3^-	Нет	—	0,0490	0,803
Cl^-	0,3540	10,012	0,3540	10,012
pH	2,95		6,30	

Многочисленные опыты по взаимодействию воды и пород в условиях высоких температур и давлений были проведены целым рядом исследователей и в том числе Н. И. Хитаровым (1953, 1957). Эти опыты даже без учета влияния кислых газов показали высокую активность и реагирующую способность формирующихся растворов, усиливающуюся по мере усложнения их продуктами гидролиза (Хитаров, 1953). Так, растворимость кремнезема в воде, достаточно большая в условиях высоких температур и давлений (фиг. 23), в присутствии NaOH или бикарбоната натрия возрастает в несколько раз.

Отсутствие достаточного экспериментального материала не позволяет в настоящее время говорить о конкретных химических реакциях, проходящих на дне океанов в ходе глубоководного вулканизма. Однако, используя известный экспериментальный материал и зная направленность и физико-химические условия этого процесса, уже сейчас можно представить его себе хотя бы в очень грубых чертах.

Как мы уже говорили, глубоководное извержение по своему характеру ближе всего напоминает интрузивное внедрение. Раскаленная лава, преодолевая высокое гидростатическое давление столба воды, медленно растекается по океаническому дну, отвердевая в результате соприкосновения с относительно бесконечными по своей теплоемкости холодными водами океана. В период остывания лава отдает воде большое количество летучих компонентов, активно ассимилирующихся природной водой, находящейся в это время в надкритических условиях температуры и давления. Именно в этот момент морская вода снабжается тем обширным комплексом разнообразных элементов, включая редкие газы, который резко отличает ее от всех других природных вод и сближает с конденсатом вулканических эманаций (Вернадский, 1936). Не следует забывать, что в числе летучих компонентов главенствующую роль занимают отделяющиеся от лавы вода и кислые газы, значительно разубоживающие концентрации других летучих.



Фиг. 23. Изобары устойчивости кварца в воде (Хитаров, 1953)

В ходе дальнейшего остывания лавы (а процесс этот, вероятно, сравнительно быстрый) вода первая из всех летучих компонентов переходит точку критической температуры и растворяет в себе кислые газы (HCl, H_2S, SO_2, CO_2), все еще находящиеся в надкритическом состоянии, в соотношениях, соответствующих их растворимостям ($HCl : SO_2 : CO_2 = 100$ m: 10 n : 1 p). Образовавшийся раствор начинает (вернее продолжает) активно взаимодействовать с еще горячей лавой, обменивая водородные ионы на щелочи (главным образом натрий), растворяя кремнекислоту и другие компоненты. В ходе этих реакций, количественно ограниченных растворимостью соответствующих газов, и формируется морская вода, являющаяся по существу со всем своим солевым составом и растворенными летучими компонентами одним из основных продуктов дифференциации остывающей магмы. В отличие от наземных условий эта часть магмы улавливается океаном, являющимся гигантским термостатом и одновременно бесконечно и постоянно пополняющимся как за счет летучих (вода, кислые газы, хлориды металлов, фосфор), так и за счет продуктов реакции этих летучих с остывающей лавой (натрий, кальций и магний, железо и марганец, кремнезем и другие элементы). Именно этим процессом, начавшимся на заре геологической истории Земли и продолжающимся по сей день, можно объяснить обилие в морской воде натрия и хлора, соотношение растворенных в морской воде солей и сравнительное постоян-

ство этого соотношения как по всей массе гидросферы, так и в геологическом времени.

Несколько слов по поводу представлений о формировании солей морской воды путем разрушения изверженных пород суши. Мне кажется, что в вопросе об источнике солей морской воды и осадочных полезных ископаемых нами допускалась та же логическая ошибка, что и нашими предками, утверждавшими, что Земля является центром Вселенной, а Солнце, Луна и другие планеты и звезды вращаются вокруг нее. Незнание окружающего мира порождает мнение, что то, что хоть немного известно — главное и должно определять все остальное. Поэтому, несмотря на полнейшее несоответствие состава продуктов разрушения суши составу солей морской воды, и по сей день ведутся бесконечные поиски оправдания этому несоответствию.

Существует большое количество довольно сходных подсчетов (Гольдшмидта, Юри и других), определяющих количество изверженных пород, которое необходимо разрушить для того, чтобы получить соответствующий состав морской воды. Даже не принимая во внимание то обстоятельство, что в этих подсчетах малейшая ошибка обычно множится на 10 более чем в десятой степени, я остановлюсь на наиболее простом подсчете Полдерварта (1957), установившего, что на каждый квадратный сантиметр земной поверхности приходится 3380 *г* растворенного в морской воде натрия, а в пересчете только на поверхность суши — 11 565 *г* на квадратный сантиметр. Предполагая, что натрий получен из наиболее обогащенных им гранитов (в среднем 3,48% Na_2O), нетрудно подсчитать, что для формирования морской воды с каждого квадратного сантиметра суши необходимо смыть 1720 *м* гранитной толщи.

Однако подобные рассуждения можно проводить лишь весьма отвлеченно от геологической истории Земли, в которой, если ее внимательно рассматривать, совершенно нет места подобному массовому процессу разрушения гранитов. Н. С. Шатский, например, указывает, что максимальный смыв с Балтийского щита за время с древнего палеозоя не превышал первых сотен метров (Шатский, 1947). В основном хемогенными породами (карбонатами и сульфатами) покрыты древние щиты Сибирской платформы (Архангельская, Григорьев, Зеленов, 1960). То же можно сказать об Американской и о других древних платформах.

Допущение (несмотря на вопиющее противоречие с геологической историей) интенсивного разрушения гранитов поднимает не менее важный вопрос о местонахождении других продуктов разрушения, например калия, отсутствующего в морской воде и находящегося в гранитах примерно в тех же соотношениях, что и натрий. Упорные попытки объяснения этих и многих других (по существу неразрешимых с точки зрения наземного формирования солевого состава океанических вод) вопросов всевозможными частными допущениями о том, что раньше было нечто такое, чего сейчас нет, ведут в конце концов к извращению не только геологической, но и общей истории развития Земли как планеты.

Несостоятельной, на мой взгляд, кажется и попытка компромиссного решения этого вопроса А. П. Виноградовым, утверждающим, что катионы солей морской воды «безусловно» земного, а анионы вулканического происхождения. В его представлении «с поверхности океана испаряется огромная масса воды, которая, конденсируясь, захватывает газы атмосферы и вулканические газы, собирается на суше, дренирует ее и разрушает» (Виноградов, 1944, стр. 3). Но вулканические газы, вырывающиеся в атмосферу, возвращаются на сушу в весьма небольшом количестве. Как видно из приведенной цитаты, А. П. Виноградов не принимает во внимание подводного вулканизма, с учетом которого надобность в путешествии анионов на сушу «за катионами» полностью отпадает. Как видно из всего

изложенного выше, есть все основания предполагать формирование солей морской воды и особенно хлористого натрия в ходе подводных излияний. Таким образом разрешаются неразрешенные с точки зрения терригенного поступления солей вопросы о подавляющем преобладании растворенного в морской воде натрия под всеми другими компонентами, исчезает необходимость поисков продуктов разрушения гигантских объемов изверженных пород и становятся ненужными представления об ином составе первоначальной земной коры. По-видимому, признаваемая сейчас всеми дегазация мантии (Виноградов, 1959) осуществляется в основном через толщу океанической воды, которая, сама являясь продуктом дегазации, кроме того, играет роль уловителя других разнообразных летучих продуктов. Основная масса газов выделяется в ходе вулканического процесса совместно с конденсирующимися парами воды и другими летучими компонентами на дне океанов. О масштабах этого процесса можно судить как по количеству самой океанической воды, так и по количеству растворенного в ней хлористого натрия, практически не поступающего с речной водой в океан. В ходе этого процесса формирующаяся морская вода оказывается обогащенной, помимо хлористого натрия, железом и марганцем, кремнеземом и фосфором, карбонатами и сульфатами. Дальнейшее изменение этой воды, вызванное охлаждением, понижением давления и потерей растворенной углекислоты, ведет к последующей дифференциации ее состава и образованию хемогенных осадков кремнезема, фосфора, марганца, железа, а в условиях удаления в атмосферу паров H_2O (испарение в аридном климате) карбонатов магния и кальция, гипса, каменной соли.

Обратимся теперь к конкретным условиям и примерам формирования, перемещения и накопления перечисленных компонентов. Тесная генетическая связь широко распространенных осадочных кремнистых образований типа яшм и кремнистых сланцев с подводным вулканизмом почти ни у кого не вызывает сомнений. Об этом неоднократно писали Девис, Талиаферро, В. П. Батурин, М. С. Швецов и многие другие исследователи. Сравнительно недавно обширная литература по этому вопросу была проанализирована Г. А. Каледой (1956), сделавшим также интересный посчет порядка соотношений между объемом кремнистых пород и синхронных им порфиритов, диабазов и их туфов. Для девонских отложений Южного Тянь-Шаня это соотношение оказалось равным 1 : 6, для восточного склона Урала 1 : 10. Много новых мыслей высказал Н. С. Шатский, выделивший понятия яшмовой, кремнисто-сланцевой и отдаленно-кремнистой формаций и показавший их пространственную связь с подводными вулканогенными образованиями (Шатский, 1954, 1955). М. А. Петрова (1958), разобрав экспериментальный материал и данные по гидротермальным источникам, пришла к выводу, что «...основная масса кремнезема в вулканических областях поступает при подводных извержениях вулканов в результате взаимодействия раскаленной лавы и пирокластического материала с морской водой» (Петрова, 1958, стр. 55).

В уже упоминавшихся опытах Н. И. Хитарова (1953) десятичасовая обработка образцов гранодиорита и аркозового песчаника водой и водными растворами бикарбоната натрия в автоклаве-экстракторе при температуре 430—460° и давлении 400—500 *атм* показала, что в раствор в этих условиях переходит значительное количество SiO_2 (табл. 8), увеличивающееся по мере усложнения раствора биокарбонатом натрия (табл. 9). Важно подчеркнуть, что приведенные в табл. 8 определения кремнезема сделаны в охлажденном растворе. Как пишет Н. И. Хитаров, «...абсолютное содержание SiO_2 в растворе в условиях опыта, до охлаждения, должно быть еще большим. Это особенно относится к опытам, где гидротермальная обработка велась с раствором бикарбоната натрия. Значительное количество кремнезема в этом случае было сброшено при охлаждении в виде гелевидных образований» (Хитаров, 1953, стр. 197). В природных условиях

Таблица 8

Результат обработки гранодиорита и аркозового песчаника водой при температуре 430—460° и давлении 400—500 *атм*

(по Хитарову, 1953)

Компоненты	Гранодиорит		Аркозовый песчаник	
	мг/л	*мг·экв/л*	*мг/л*	*мг·экв/л*
$K^{\cdot}$	2,0	0,05	1,9	0,05
$Na^{\cdot}$	46,5	2,02	90,0	3,90
$Ca^{\cdot\cdot}$	25,5	1,27	23,7	1,18
$Mg^{\cdot\cdot}$	36,3	2,90	Нет	—
Σ		6,24		5,13
Cl'	18,7	0,52	9,3	0,27
HCO_3'	91,5	1,50	9,0	0,17
CO_3''	36,0	1,20	27,0	0,90
SO_4''	Нет	—	Нет	—
Σ		3,22		1,32
$HSiO_3$	232	3,02	293	3,81
Σ		6,24		5,13
SiO_2 (своб.)	219	—	162	—
$\Sigma\ SiO_2$	400	—	390	—
Σ минеральных солей	625	—	588	—

высокое содержание растворенного кремнезема отмечается в перегретых водах, имеющих на глубине температуру, вероятно, выше 150° и выходящих на поверхность в виде горячих гейзеров в вулканических областях Камчатки, в Новой Зеландии и в Иеллоустонском парке (Иванов, 1958). При охлаждении кремнезем выделяется из воды гейзеров и накапливается на термальных площадках в виде гейзерита.

Нет никакого сомнения, что изменение режима температуры и давления соответственно влияет на поведение кремнезема и в ходе подводного излияния. На первом этапе взаимодействия воды с раскаленной лавой крем-

Таблица 9

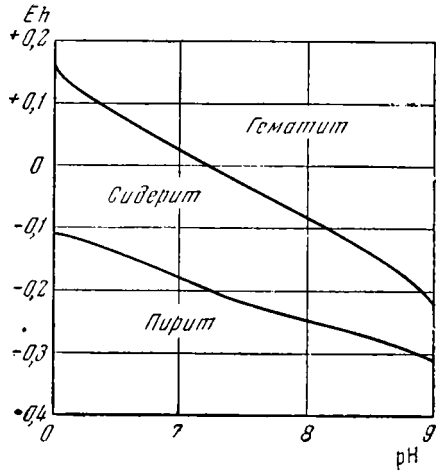
Результат обработки аркозового песчаника водными растворами бикарбоната натрия при температуре 430—460° и давлении 400—500 *атм*

(по Хитарову, 1953)

Действующий раствор	Концентрация	Содержание, *мг/л*						
		$K^{\cdot}$	$Na^{\cdot}$	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	Cl'	SO_4''	SiO_2
H_2O	—	2,0	90,0	23,7	Нет	9,3	Нет	390
$NaHCO_3$	0,1 н	2,9	—	11,2	»	11,2	—	492
$NaHCO_3$	1,0 н	56,4	—	2,95	»	7,5	Следы	690

незем активно растворяется; затем, при охлаждении, избыток кремнезема начинает выделяться в виде геля. По всей вероятности, те яшмы районов подводного вулканизма, которые тесно связаны с излившимися лавами, образовались главным образом в результате простого охлаждения насыщенной кремнеземом воды. Последующее перемещение водных масс, содержащих кремнезем, за пределы района вулканической деятельности может привести их в конце концов в более мелководную зону, где в результате снижения давления начнется новое выделение кремнезема, а стало быть и новое формирование яшм и сланцев, составляющих основу отдаленно-кремнистых формаций.

Вообще говоря, одной из характернейших черт подводного вулканизма является широкое распространение его продуктов в массе всего водного бассейна, далеко за пределы зоны непосредственного излияния. Это касается и железных руд, часто переслаивающихся с кремнистыми сланцами. Как мы уже знаем, железо поступает в водный бассейн в первую фазу подводного излияния, главным образом в легко отделяющемся от магмы соединении с хлором ($FeCl_3$).



Фиг. 24. Поля устойчивости гематита, сидерита и пирита в зависимости от pH и Eh (Krumbein, Garrels, 1952)

Выдвинутая недавно шведским геологом Офтедалем (Oftedahl, 1958) теория «эксгалятивно-осадочных» руд железа, свинца, цинка и меди, основанная на поступлении этих металлов в водный бассейн в виде вулканических эксгаляций в ходе подводных излияний, достаточно убедительно расшифровывает непонятное с других точек зрения одновременное широкое развитие железорудных месторождений в весьма ограниченный отрезок времени. Можно только присоединиться к мнению Офтедаля, объясняющего таким образом кратковременное появление значительных количеств железа в осадочных породах конца нижнего ордовика на обширной территории Европы от Центральной Швеции до Северной Испании. Следует, однако, отметить, что Офтедаль, к сожалению, приписывает всю эксгалятивную деятельность исключительно кислому вулканизму, не принимая во внимание среднего и основного, за что главным образом и подвергается своими коллегами заслуженной критике. Опираясь на опыты Крумбейна и Гаррелса (Krumbein a. Garrels, 1952), установивших поля устойчивости гематита, сидерита и пирита в зависимости от pH и окислительно-восстановительного потенциала (фиг. 24), Офтедаль указывает на возможность образования в определенных условиях осадконакопления не только лимонитовых и гематитовых, но и хемогенных сидеритовых и пиритовых руд. Многообразие устойчивых минеральных соединений железа наряду с существованием двух форм (закисной и окисной) с резко различными условиями растворимости приводит к широкому разнообразию железорудных осадочных месторождений — от непосредственно связанных с зоной вулканических излияний (например Лан-Дилль) до потерявших всякую видимую связь с вулканическим очагом (железистые кварциты). Однако почти во всех случаях железные руды, образовавшиеся в результате накопления продуктов подводных вулканических излияний, могут довольно часто содержать заметные количества кремнезема, марганца, фосфора, ванадия, серы и других элементов вулканических эксгаляций. Количе-

ство этих примесей, различное в различных типах руд, меняется в зависимости от большей или меньшей сходимости физико-химических условий садки железа и сопутствующих ему компонентов. Благодаря тому, что диапазон условий, благоприятных для накопления железных руд, довольно широк, мы можем встречаться с самыми разнообразными примесями (даже не принимая во внимание различия в составе эксгаляций).

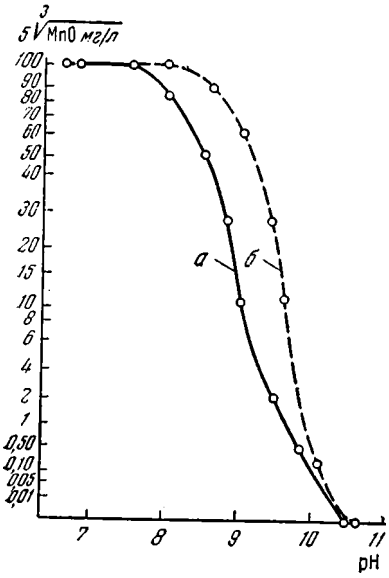
Давно известно, что с кремнистыми морскими осадочными породами — кремнистыми сланцами, яшмами, опоками, спонгилитами — обычно генетически связаны осадочные морские месторождения марганца, в которых нередко сосредоточены громадные запасы руд. «Судя по чередованию слоев, осадки гидроокислов марганца и кремнезема отлагались либо последовательно, либо одновременно. Массовое осаждение гидроокислов железа, а также глиноземистых осадков, в момент осаждения гелей марганцевых соединений или вовсе не проявлялось (третичные месторождения), или происходило обособление с образованием самостоятельных фаций (палеозойские месторождения Казахстана)» (Бетехтин, 1946, стр. 30). Н. С. Шатский (1954), используя обширный материал по месторождениям марганца, главным образом Урала и Казахстана, поставил вопрос о принадлежности отложений этого типа к вулканогенно-осадочным — «вулканогенно-кремнистым» формациям. Арну и Рутье (Arnould et Routhier, 1956) выделили месторождения марганца Калифорнии и Новой Каледонии, связанные с подводными базальтово-андезитовыми излияниями, в особый «вулканическо-седиментационный» тип, по их мнению, довольно широко распространенный. Постепенно остается все меньше и меньше геологов, сомневающихся в тесной генетической связи подводных вулканических излияний и месторождений марганца.

Геохимия этого элемента, обладающего большим количеством разновалентных соединений, изучена довольно слабо. Основные вехи этих исследований изложены в работе Л. П. Листовой (1961). Здесь я упомяну только, что наиболее устойчивые соединения марганца весьма подвижны в широких пределах концентрации водородных ионов и, по данным Бриттона (1936), начинают выпадать из раствора при значениях pH = 8,5 (гидроокись), 8,68 (основной карбонат), 7,6 (средний карбонат). Именно это обстоятельство и служит причиной разделения марганца и железа при осаждении. «Наиболее вероятно,— пишет Л. П. Листова,— что разделение железистых и марганцевых отложений происходит вследствие более быстрого осаждения железа из раствора при окислении в том случае, если среда постепенно изменяет реакцию от слабокислой до щелочной. Этим путем разделение может осуществляться в природе вследствие происхождения раствора, содержащего Fe и Mn, через известняк, причем растворенное железо будет осаждаться в известняке, а остающийся раствор приобретает высокое отношение Mn : Fe. Эти выводы сделаны на основании экспериментов автора. Тонко истертый базальт растворялся в течение одного часа в 1 N H_2SO_4, при этом был получен раствор, содержащий 5 *мг/л* Mn и 230 *мг/л* Fe, к которому для нейтрализации прибавлялся NaOH, так что pH раствора составлял около 6—7. При pH около 7 железо постепенно выпадало и через два дня его уже нельзя было обнаружить в растворе, а марганец практически еще целиком оставался в растворенном состоянии».

В последующем из этого раствора марганец, по мнению автора, легко может выделиться совершенно изолированно от железа в виде MnO_2, достаточно только, чтобы pH было выше 8 (Листова, 1961, стр. 22). В ходе подводного излияния роль «известняка» выполняет интенсивно идущая реакция замены ионов водорода на Na, в результате которой концентрация водородных ионов заметно понижается.

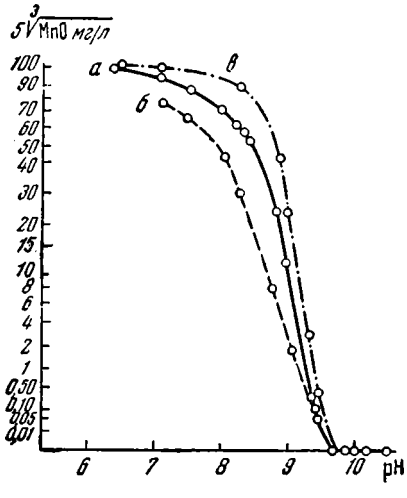
Следует заметить, что константы, полученные при изучении «чистых» растворов, не всегда выдерживаются в случае сложного многокомпонентного соединения, каким является морская вода, особенно в момент своего

формирования. Это довольно хорошо видно на графиках, составленных Л. П. Листовой (1961) для разных растворов. В морской воде, особенно в присутствии солей железа, кривая осаждения гидроокислов марганца несколько сдвигается в сторону более низких pH (фиг. 25—27). В то же время Краускопф (Krauskopf, 1957) указывает, что высокие содержания кремнезема (180—500 *мг/л*) предотвращают осаждение коллоидов из растворов



Фиг. 25. Осаждение гидрата закиси марганца из растворов его солей в зависимости от исходных значений pH среды (Листова, 1961)

а — из раствора $MnCl_2$; *б* — из раствора $MnSO_4$



Фиг. 26. Осаждение гидроокиси марганца в системе $MnCl_2$ — NaON — морская вода в зависимости от исходных значений pH среды (Листова, 1961)

а — морская вода нормальной солености; *б* — 2N солености; *в* — 0,5 *N* солености.

с концентрацией Fe и Mn около 50 *мг/л*, даже при pH = 9. Вероятно, этим может объясняться тесная ассоциация марганца и кремнезема в осадках: удаление из раствора кремнезема автоматически влечет за собой немедленное выпадение гидроокислов марганца и железа, если последнее к этому времени еще сохранялось в растворе.

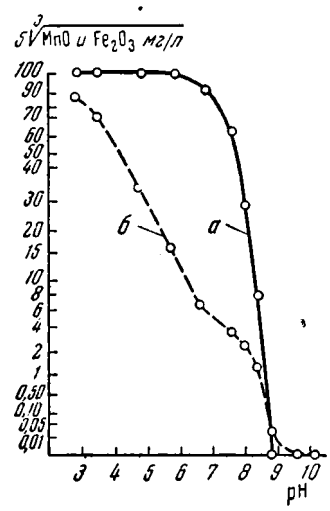
В современных вулканических областях наблюдаются отложения марганца из вод термальных источников с высокими значениями pH.

В Восточных Кордильерах Центральной Боливии горячие источники с водой кальциево-хлоридного типа отлагают пласты и линзы коричневого полосатого опала, участками содержащего небольшие темно-коричневые включения двуокиси марганца, а также слои плотного серого известковистого осадка, включающего линзы пористой черной марганцевой руды, мощностью иногда более 1 *м* (Lindgren, 1922).

В Японии залежи марганца, являющегося продуктом отложений горячих источников, известны в префектурах Ямагата, Симанэ, Тоттори, а особенно крупные — на южном склоне горы Адзаму на о. Хоккайдо, где марганцевые отложения четырех сливающихся источников с pH 7,4—8,9 покрывают землю черным порошком двуокиси марганца на площади около 2000 $м^2$ и продолжают накапливаться и в настоящее время (Кимура и Сима, 1954).

На Камчатке установлено повышенное содержание марганца на термальных площадках источников Паужетки (Набоко и Пийп 1961).

Значительное обогащение марганцем (до 10% MnO_2) наблюдается в отложениях кратерного Головнинского озера (о. Кунашир, Курильская гряда), выведенных на поверхность из-за неоднократных вулканических проявлений в заполненой водой обширной кальдере вулкана Головнина и вскрытых Серной протокой, соединяющей небольшое Кипящее озеро с Головнинским (см. рис. 23). Эти бывшие озерно-кратерные отложения, представленные в основном чередованием слоев пирокластического материала различной крупности, равномерно и на большом протяжении сцементированы лимонитом, причем в отдельных участках и прослоях вместо лимонита оказалась плотная коржевидная фиолетово-черная марганцевая руда. Отчетливо видно, что как лимонитизация, так и обогащение марганцем происходили в то время, когда описанные отложения были еще на дне озера и, следовательно, подвергались воздействию подводных вулканических процессов. Наконец, одним из замечательных открытий последних лет является обнаружение неисчерпаемых по существу запасов железо-марганцевых конкреций на дне океанов.



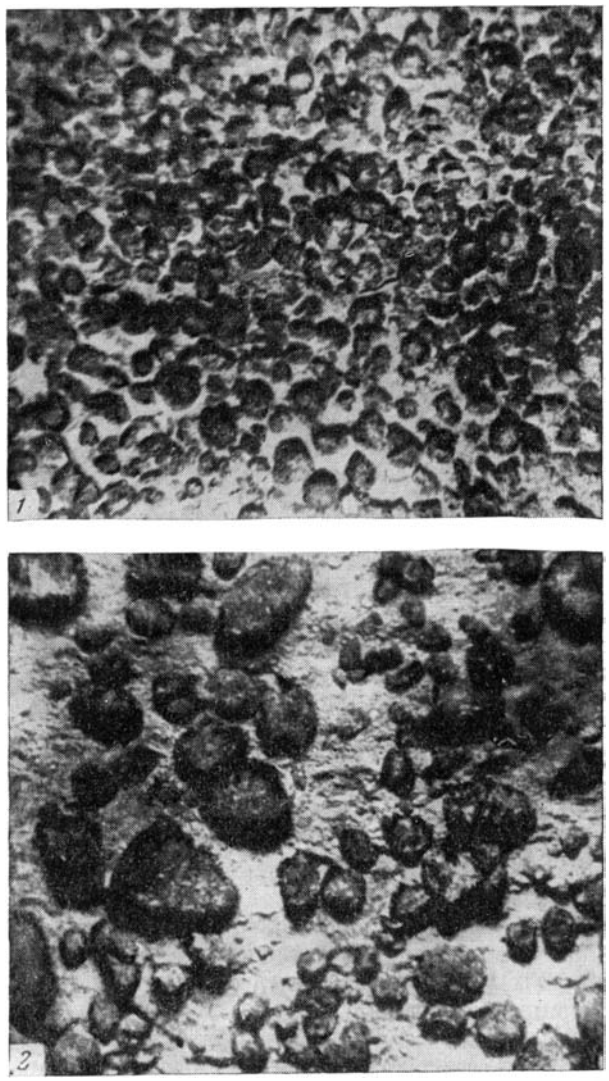
Фиг. 27. Осаждение гидроокислов марганца (*а*) и железа (*б*) в системе $MnSO_4$ — $FeSO_4$ — NaOH — морская вода в зависимости от исходных значений pH среды (по Листовой, 1961)

«Железо-марганцевые образования в виде зерен, корок и конкреций встречаются в осадках Мирового океана повсеместно. Мелкие зерна — микроконкреции (0,2—0,5 *мм* в диаметре) — составная часть глубоководной красной глины и карбонатных осадков. Марганцевые корки покрывают гальку, обломки затонувших предметов и остатки мертвых организмов, плиты туфогенного материала и выходы коренных пород на дне океана. Мощность этих корок колеблется от 0,1 до 2—3 *см*, достигая на вершинах отдельных подводных гор 11—12 и более сантиметров.

Широко распространенные в осадках Тихого океана конкреции содержат значительные количества марганца (до 39,6%), железа (от 3,7 до 20,8%), кобальта (до 0,92%), никеля (до 1,43%), меди (до 1,81%)» (Зенкевич и Скорнякова, 1961, стр. 47).

Применение подводной фотографии, значительно продвинувшей вперед познание строения морского дна, показало, что «... большие площади дна океана (от 20 до 52%) заняты марганцевыми конкрециями в областях их высоких концентраций, а на вершинах отдельных подводных гор они еще более обширны (до 80—90%) и напоминают булыжную мостовую». Территориально «...области сплошных марганцевых «мостовых» отмечены главным образом в северо-восточной и юго-восточной котловинах и в северной тропической части Тихого океана. Так, к востоку от Гавайских островов концентрация марганцевых конкреций достигает 38% площади, к западу — 52% (фиг. 28), а в юго-восточной котловине — 50%» (там же, стр. 50). Последняя оценка дана по подсчетам участников американской экспедиции Даунвинд Менарда и Шипека, установивших, что дно юго-восточной котловины Тихого океана от одной четверти до половины площади сплошь покрыто конкрециями (Menard a. Shipek, 1958). Среднее весовое содержание конкреций в областях их рудных концентраций, обследованных «Витязем», оказалось равным 0,86 $г/см^2$ или 8600 $т/км^2$ (табл. 10). Примерные же запасы конкреций для всего Тихого океана в одном только поверхностном слое, по подсчетам Н. Л. Зенкевича и Н. С. Скорняковой, составляют почти 90 миллиардов тонн.

Составленная Н. Л. Зенкевичем и Н. С. Скорняковой на основании данных подводных фотографий, дночерпательных проб и примерной оценки траловых проб ряда экспедиций («Витязя», «Оби» и зарубежных исследователей) первая карта распределения и концентрации железо-марганцевых



Фиг. 28. Марганцевые конкреции на дне Тихого океана.

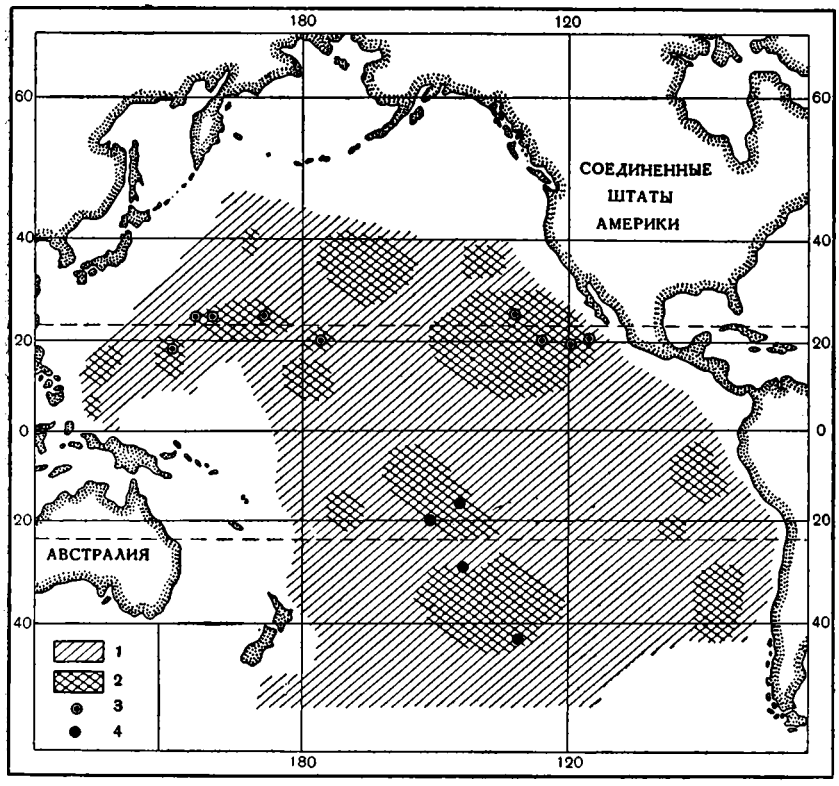
1 — к северу от Срединно-Тихоокеанских подводных гор (24°0,1′ с. ш., 163°0,2′ в. д. на глубине 5573 м; *2*— в районе Магеллановых подводных гор (17°38′ с. ш., 153°54¹ в. д) на глубине 5718 м. Фото Н. Л. Зенкевича (Зенкевич и Скорнякова, 1961).

конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана (фиг. 29) при всем своем несовершенстве убедительно показывает, что наибольшие концентрации марганца приурочены к обширным глубоководным котловинам, на дне которых часто разбросаны многочисленные вулканические сооружения (Удинцев, 1960; Menard, 1959). Представляется, что и здесь марганец и железо, равно как кобальт, никель и медь, являются продуктами глубо-

Таблица 10

Распределение и концентрация железо-марганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана
(по Зенкевичу и Скорняковой, 1961)

Северная широта	Долгота	Глубина, *м*	Площадь, занятая конкрециями, %	Весовое содержание конкреций	
				г/см²	*т/км²*
17°38′	153°54′в	5718	26	0,46	4600
24°55′	132°18′з	4975	25	0,95	9500
20°00′	113°57′з	3780	34	0,60	6000
19°40′	120°16′з	4104	38	1,00	10000
19°57′	126°06′з	4545	21	0,36	3600
19°57′	171°39′з	3680	50	0,89	8900
24°01′	174°59′в	5383	38	0,92	9200
24°01′	163°02′в	5573	52	1,90	19000
Среднее		4717	36	0,86	8600

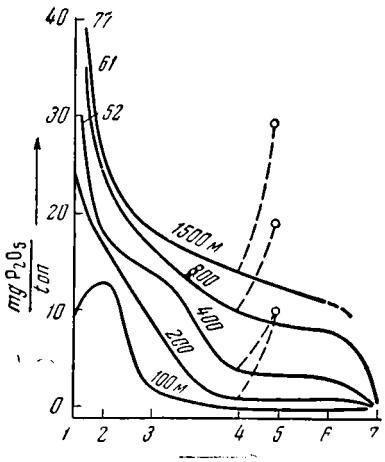


Фиг. 29. Карта распределения и концентрации железо-марганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана (Зенкевич и Скорнякова, 1961)

1 — область распространения конкреций; *2* — зоны высоких (рудных) концентраций конкреций; *3* — фотографические станции «Витязя»; *4* — фотографические станции Даунвинд

ководных вулканических излияний, попавшими вместе с другими летучими в толщу воды и затем выделявшимися из нее в силу геохимических особенностей этих элементов.

С рядом вулканогенно-кремнистых геосинклинальных толщ, помимо марганца, бывают связаны также крупнейшие пластовые месторождения фосфоритов, достаточно подробный обзор которых был сделан Н. С. Шатским (1955). Сравнительно недавно фосфориты стали обнаруживаться и непосредственно среди морских вулканогенно-осадочных отложений. Так, многочисленные месторождения хемогенных фосфоритов обнаружены в верхнемеловой эффузивно-осадочной толще Грузии (Нарчемашвили, 1958) и в третичных эффузивно-осадочных породах Сахалина (Бродская, 1959).



Фиг. 30. Содержание фосфатов в водах Средиземного моря на профиле от Гибралтара к востоку (Buljan, 1955)

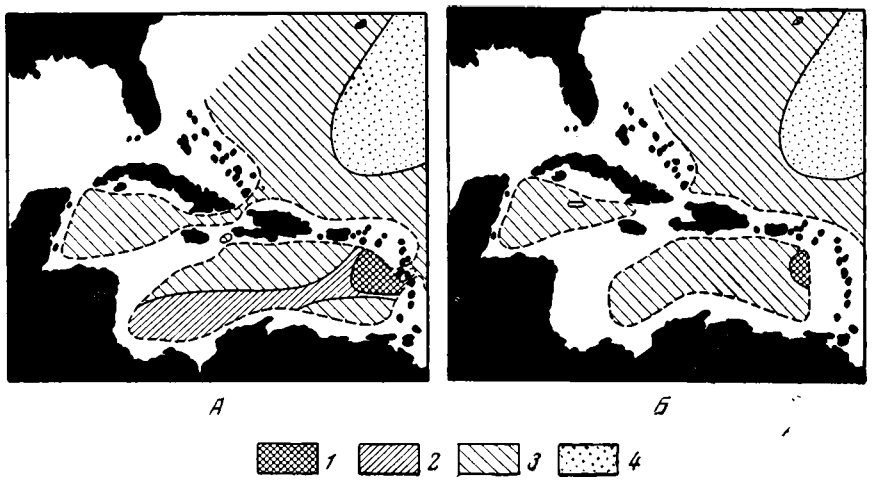
1 — Кадисский залив; *2* — море Альборан; *3* — Балеарское море; *4* — участок между Сардинией, Тунисом и Сицилией; *5* — Тирренское море; *6* — Ионическое море; *7* — Эгейское море

Каково же поведение фосфора в ходе подводных вулканических процессов? Как известно, присутствие фосфора среди летучих компонентов дегазирующейся лавы весьма обычно. Наблюдения японского океанографа Окада (Okada, 1936), сделанные в районе вулканического острова Ивозима-Синто непосредственно после его возникновения в результате подводного извержения у берегов Японии в декабре 1934 г., показали, что количество растворенного фосфора в воде на глубине 100—200 *м* возросло до 50—60 *мг/м*^{3} или до 0,5—0,6 *мг/л*. После подводного извержения 1957 г. в кальдере вулкана Заварицкого (Курильские острова), как нам удалось установить, содержание фосфора в воде Бирюзового озера повысилось от 0,65 *мг/л* перед извержением до 2,12 *мг/л* после извержения.

Бульян (Buljan, 1955), рассматривая повышенное содержание фосфора в водах Тирренского моря по сравнению с сопредельными морями (фиг. 30), убедительно объясняет это повышение влиянием распространенного в Тирренском море подводного вулканизма. Именно в этом районе Средиземного моря комплексной океанографической экспедицией 1959 г. на судне «Академик Вавилов» обнаружен новый «активный в недалеком прошлом», а вероятно действующий и сейчас подводный вулкан, возвышающийся на 2800 *м* над уровнем дна (Емельянов, 1961). О протекающих на дне Тирренского моря эксгаляционных процессах свидетельствует сообщение Дитца о необычной пробе воды, отобранной Томпсоном и Брауном в Тирренском море во время плавания «Дана». «Проба воды, взятая вблизи дна, имела более высокую температуру, чем окружающая вода. При этом вода в пробе сильно пузырилась, но не было возможности уловить выделяющиеся газы. Попытка повторить пробу была безуспешной. По мнению Томпсона, на морском дне должен быть какой-то источник газа, однако наблюдение казалось таким странным (so bizarre), что не было опубликовано» (Buljan, 1955, стр. 53).

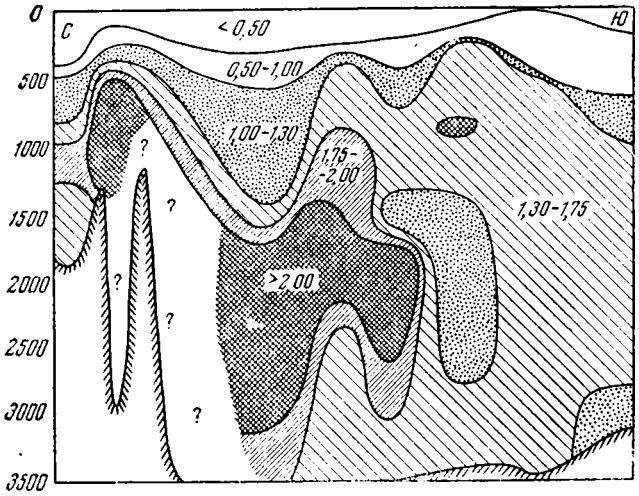
Чрезвычайно интересные карты и профили, показывающие распределение фосфора в водах Карибского моря, были составлены по материалам экспедиции на «Атлантике» в 1933 г. Ракестрау и Смитом (Rakestraw a. Smith, 1937). На этих картах отчетливо видно, что максимум растворенного фосфора находится в районе вулканических островов Малой Антильской дуги, известной как интенсивным наземным (Мон-Пеле, Суфриер, Сент-

Винсент и др.), так и подводным вулканизмом. Особенно показательны в этом отношении карты больших глубин — 2000 и 3000 *м* (фиг. 31). Чем ближе к поверхности, тем больше на запад распределяются фосфаты по Карибскому морю, что вызвано его особенностью «моря текущих вод».



Фиг. 31. Горизонтальное распределение фосфатов в водах Карибского моря, в *мг/л* (Rakestraw, Smith, 1937):
А — на глубине 2000 *м*, *Б* — на глубине 3000 *м*, *1* — > 2,00; *2* — 2,00—1,75; *3* — 1,75—1,25; *4* — 1,25 5—0,50.

Как известно, воды Атлантического океана интенсивно проникают в Карибское море через проливы Малых Антильских островов, создают сильное течение с востока на запад и формируют «начальные воды Гольфстрима»,



Фиг. 32. Вертикальное распределение фосфатов в водах Карибского моря по меридиану о. Санта—Крус, в миллиграммах на литр (Rakestraw, Smith, 1937)

выходящие из Мексиканского залива и быстро устремляющиеся через Флоридский пролив (Валло, 1948). Составленные карты убедительно показывают, что воды Атлантики совершенно не приносят фосфора и что современные фосфоритовые желваки многочисленных банок Флоридского про-

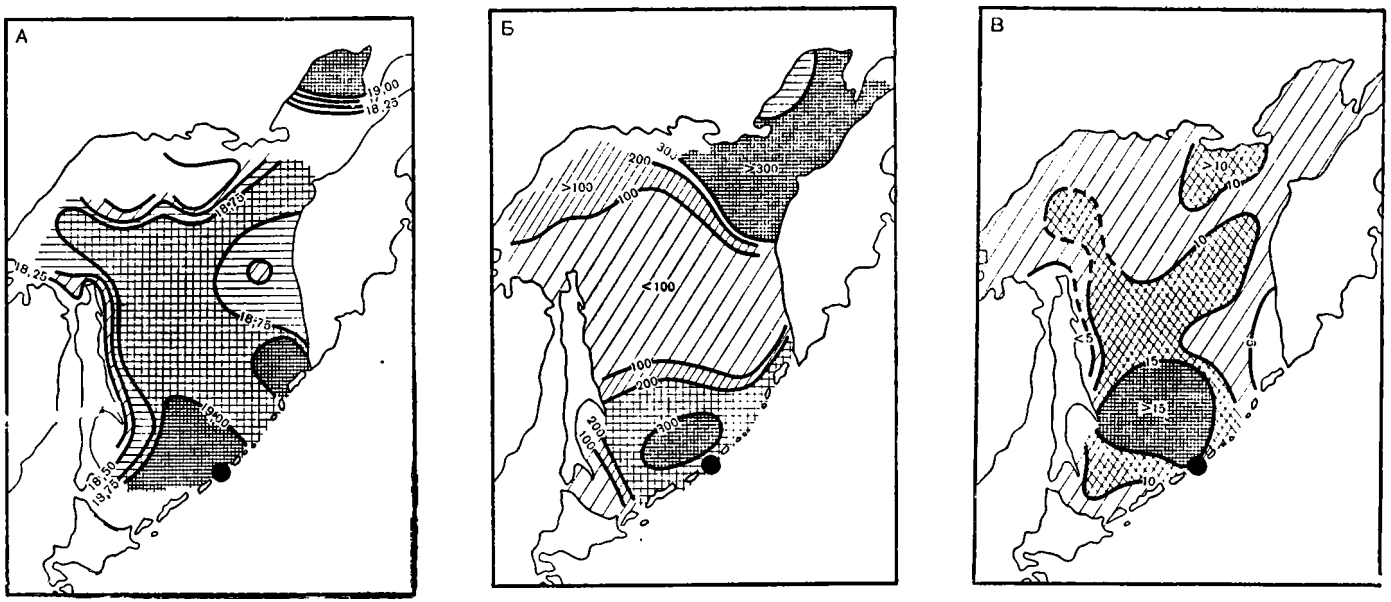
лива образованы за счет фосфора, принесенного из Карибского моря. Особенно наглядно указывает на источник фосфора профиль, составленный Ракестрау и Смитом по меридиану о. Санта-Крус вдоль Малой Антильской гряды и пересекающий подводный вулканический аппарат (фиг. 32).

Дальнейшую судьбу попавшего в океаническую воду фосфора весьма убедительно показал в своей достаточно хорошо известной теории А. В. Казаков (1939). К этой теории, вероятно, мало что можно прибавить; гораздо больше она нуждается в освобождении от сложных и ненужных рассуждений об обстоятельствах массовой гибели морских животных. Если иметь в виду, что фосфор постоянно поступает в придонные океанические воды в ходе подводных эксгаляций, то сам собой отпадет целый ряд вопросов и прояснится много конкретных геологических положений, якобы несовместимых на первый взгляд с этой теорией.

Количество примеров формирования кремнистых, марганцовистых, фосфоритовых и других осадков под влиянием подводного вулканизма даже в современных морских водоемах, вероятно, можно было бы значительно умножить, если бы океанологи уделили хотя бы малую толику внимания этому вопросу. Однако традиционный подход к океаническим осадкам как к исключительно терригенным образованиям затушевывает возможность выявления влияния вулканизма даже там, где он несомненно существует. Характерной в этом отношении является работа С. В. Бруевича «К химии осадков Охотского моря» (1956). В заключительных выводах автор указывает, что в числе других физико-географических и биотических черт «...физический и химический облик осадков Охотского моря определяется... д) сильной сейсмической и вулканической деятельностью в южной части моря...» стр. 129). Как ни странно, это декларативное упоминание о вулканизме является единственным на всех шести печатных листах работы. А ведь той же экспедицией «Витязя» на северо-западном склоне внутреннего хребта Курильской дуги и на дне южной впадины Охотского моря открыто около 30 подводных вулканов, часть которых находится на одних и тех же тектонических линиях с действующими вулканами островов Курильской гряды и «...предположительно может быть активной...» (Удинцев, 1955). Не влиянием ли этих вулканов, особенно многочисленных в районе глубокого и широкого пролива Буссоль, объясняется повышение хлорности, отчетливо показанное на картах С. В. Бруевича (1956), а также содержания фосфора и кремния в грунтовых растворах донных осадков этой части Охотского моря (фиг. 33)? Не по этой ли причине повышено также содержание марганца в осадках этой части моря, установленное Э. А. Остроумовым (1955)? В свете изложенного механизма глубоководного вулканического процесса все эти особенности осадконакопления в Охотском море могут найти единое и достаточно простое объяснение.

Трудным и на первый взгляд неразрешимым вопросом является вопрос о масштабах этого явления. Действительно, чем измерить интенсивность подводного вулканизма? Однако, если признать, что подводный вулканизм является одним из основных механизмов дегазации мантии, а океаническая вода, как предполагают А. П. Виноградов (1959), В. В. Руби (1957) и другие, является продуктом этой постоянно идущей дегазации, то ответ окажется чрезвычайно простой: в общем планетарном масштабе древние накопления железа, марганца, фосфора и кремнезема должны быть соизмеримы с выделившейся из мантии водой, грубо говоря, с объемом Мирового океана, а накопления карбонатов, сульфатов и галоидов должны быть соизмеримы с той частью выделившейся воды, которая в ходе дальнейшей дегазации безвозвратно израсходовалась на создание кислорода атмосферы (Руби, 1957).

На поднимающихся над океаном континентах в то же время происходит постоянная переработка твердых продуктов вещества мантии, переместившихся к поверхности Земли. Под действием разнообразных факторов, под-



Фиг. 33. Схема распределения хлорности (*А*), фосфатного фосфора (*Б*) и кремния (*В*) в грунтовых растворах верхнего(дночерпательного) слоя осадков (Бруевич, 1956). Черным кружком помечена зона интенсивного подводного вулканизма в проливе Буссоль

чиняющихся главным образом климатическим условиям, эта переработка в пределах континента может привести к коренной перестройке минералогического состава пород и к формированию целого ряда россыпных, остаточных и седиментационных месторождений. Обломочный материал, образующийся в результате действия экзогенных факторов, сносится во внутриконтинентальные бассейны или сгружается на шельфовую площадку по окраине континентов. Этот процесс был во всех деталях подробно рассмотрен Н. М. Страховым и его сотрудниками, изучившими осадки крупных внутриконтинентальных водоемов СССР и процессы их образования (Страхов и др., 1954). В этой работе Н. М. Страхов довольно четко отделил осадконакопление во внутриконтинентальных водоемах от океанического осадконакопления. К сожалению, в своей последующей работе Н. М. Страхов отбросил это разделение и, произвольно распространив закономерности, установленчые во внутриконтинентальных морях, на весь Мировой океан, резко сузил этим понимание общего процесса литогенеза (Страхов, 1960).

Но может быть вынос химических веществ — а он в последних работах оценивается в 2600 млн. *т* в год (Алекин и Бражникова, 1961) — имеет какое-либо определяющее влияние на соленость океанических вод?

Мне не хотелось бы просто оперировать со «средними» числами с 10—15 нулями, хотя они достаточно убедительно показывают, что даже рядовое извержение одного наземного вулкана, выбрасывающего в короткий промежуток времени 2—3 $км^3$ материала, вполне соизмеримо с годовым сносом с суши (12 $км^3$), не говоря уже о таких извержениях, как Кракатау (18 $км^3$), Тамбора (30—150 $км^3$) и многих других (Влодавец, 1959). Мне представляется, что подводные извержения по своим масштабам несоизмеримо перекрывают наземные.

Даже если отбросить в сторону резкое несоответствие солевых составов пресных и морских вод и представить себе поступление солей и питательных веществ в океан только с суши, то для Тихого океана, например, при отношении водосборной площади к площади бассейна (B/L), равном 0,04 (Страхов и др., 1954) совершенно очевидно, что 1 $м^2$ водосборной площади должен постоянно снабжать питательными веществами живые организмы, обитающие в 100 000 $м^3$ океанической воды. А если учесть к тому же, что биомасса приустьевых частей рек (даже таких, как Амазонка) ассимилирует более 90% выносимых питательных веществ — фосфатов, натратов и др. (Харвей, 1948), то окажется, что живые организмы, обитающие в 100 000 $м^3$ океанической воды, практически должны прокормиться веществами, снесенными менее чем с 0,1 $м^2$ суши. Совершенно ясно, что при таком «голодном пайке» не может быть и речи о возникновении каких-либо «запасов» фосфатов и нитратов, поступивших в глубинные океанические воды с суши.

Попытка сгладить это противоречие понятием о «круговороте веществ» кажется мне несостоятельной, ибо органическая жизнь — это всего лишь одна из форм состояния минеральных веществ, тем или иным способом поступивших в океан, и поэтому никак не может рассматриваться как «источник» того или иного компонента. И логика вещей подсказывает, что в основном именно морские животные живут и умирают там, где находится изобилие необходимых им веществ, а не эти вещества формируются там, где умирают животные. Поэтому в случае терригенного поступления питательных веществ вся жизнь океана теплилась бы только у устьев рек или даже просто в реках, а океаны были бы почти совершенно безжизненными. Однако мы знаем, что океан практически во всей своей массе богат разнообразными живыми организмами, и что подводные вулканические процессы вызывают обычно пышный расцвет органической жизни (Buljan, 1955). Многообразие форм жизни на всем пространстве Мирового океана говорит в пользу того, что эндогенный источник поступления веществ в океаны

ощутимо противостоит терригенному выносу. Об этом же, как уже отмечалось, косвенно свидетельствует также относительное постоянство состава океанической воды в пространстве и времени.

В различные этапы геологической истории Земли, вероятно, были несколько другие, возможно и отличные от современных, соотношения между поступлением терригенного и вулканогенного материала. Установление этих соотношений, особенно в древних геосинклинальных областях, непосредственно связанных с Мировым океаном и характеризующихся интенсивным подводным вулканизмом,— насущная задача современной литологии. Однако общий план развития этих соотношений, как показывают установленные закономерности размещения осадков, существенно не менялся.

Представление о всеразрешающей роли экзогенных факторов при формировании осадочных месторождений составилось, по-видимому, в результате того, что изучение осадочных пород и эндогенных процессов пошло в истории геологии резко различными путями. В этом — одна из отрицательных сторон обособления науки об осадочных породах, ибо изучение общего процесса формирования земной коры в ходе дегазации мантии оказалось незаслуженно ограничено пределами материков, а более частный случай разрушения и рассеяния продуктов образовавшейся коры на континентах, оторванный от общего процесса, столь же незаслуженно оказался распространенным на обширные пространства Мирового океана. Весьма смутно представляя себе процессы эндогенного перераспределения вещества, литологи, в том числе морские геологи, стремятся приписать результат подводной дегазации мантии более привычным для них экзогенным процессам. Гораздо справедливее рассматривать формирование «морских осадочных» месторождений, так же как и эндогенных месторождений, в общем плане процесса перераспределения вещества мантии Земли. По-видимому, именно в этом состоит (за редкими исключениями) так долго разыскиваемая литологами-осадочниками специфика «рудного» процесса в отличие от почти все нивелирующего (пусть в разных климатических зонах по-разному), экзогенного «кларкового» процесса. И бесполезно искать переходы от кларков к руде там, где материал руды и вмещающих ее пород поступал по существу разными путями.

В заключение мне снова хочется вернуться к представлениям В. И. Вернадского, замечательного геохимика нашего времени, бросившего большое количество смелых мыслей непосредственно через голову поколения. Развивая стройное рассуждение о роли углекислоты в морских водах, он совершенно неожиданно отметил, что «вероятно, в это представление будет внесена значительная поправка, когда будут учтены вулканические процессы дна океана» (Вернадский, 1936, стр. 421). Сейчас уже настало время для внесения таких поправок в общую теорию литогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

Алекин О. А., Бражникова Л. В. К познанию стока растворенных веществ земной суши. —Гидрохим. материалы, 1961, 32.

Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленов К. К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраины Сибирской платформы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 33.

Безруков П. Л. и др. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1958, вып. 13.

Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1946.

Бриттон Х. Т. С. Водородные ионы. Пер. с англ. М.— Л., ОНТИ, 1936.

Бродская Н. Г. Фосфатонакопление в третичных отложениях Сахалина.— Сообщ. Сахалин. комплексн. науч.-исслед. ин-та АН СССР, 1959, вып. 7.

Бродский А. И. Физическая химия, т. 2. Изд. 6. Госхимиздат, 1948.

Бруевич С. В. К химии осадков Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1956, 17.
Валло К. Общая география морей. Пер. под ред. Н. Н. Зубова, М.—Л., 1948.
Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. 2. История природных вод, ч. 1, вып. 3. Л., Химтеорет. издат., 1936.
Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов морской воды.— Успехи химии, 1944, 13, вып. 1.
Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
Влодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. В кн.: «Проблемы вулканизма». Ереван, 1959.
Горшков Г. С. Каталог действующих вулканов Курильских островов.— Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1957, № 25.
Горшков Г. С. Кальдера Заварицкого.— Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1960, № 30.
Емельянов Е. М. Новые данные по осадкам Средиземного моря.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 6.
Живаго А. В. Тектоника и геоморфология дна южной части Индийского океана. Междунар. геол. конгресс, 21 сессия. Докл. сов. геол., Проблема 10. М., 1960.
Зеленов К. К. 1. Вынос растворенного аллюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 3.
Зеленов К. К. 2. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 8.
Зенкевич Н. Л., Скорнякова Н. С. Железо и марганец на дне океана.— Природа, 1961, № 2.
Иванов В. В. Основные закономерности формирования и распределения термальных вод Камчатки.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1958, вып. 13.
Казаков А. В. Фосфатные фации, т. 1. М.—Л., ГОНТИ, 1939.
Каледа Г. А. Периодизация геологической истории кремнезема. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3 и 4. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
Кимура, Сима. Зависимость между горячими источниками и залежами руд (сообщ. 3). Результаты геохимических исследований, проведенных в районе марганцевого месторождения Адзаму (о. Хоккайдо).— Касаку кэнкюсе хококу, 1954, 30, № 2. (Текст. на япон. яз.).
Кленова М. В. Работы по геологии моря в Атлантическом океане.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.
Краускопф К. Б. Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 660° С. В кн.: «Проблемы эндогенных месторождений, т». 1. Изд-во иностр. лит-ры, 1960.
Кричевский И. Р. Фазовые равновесия в растворах при высоких давлениях. Госхимиздат, 1946.
Лисицин А. П. Осадкообразование в южных частях Тихого в Индийского океанов. Междунар. геол. конгресс, 21 сессия, докл. сов. геол. Проблема 10. М., 1960.
Листова Л. П. Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца. Изд-во АН СССР, 1961.
Мархинин Е. К. Извержение вулкана Заварицкого на острове Симушир осенью 1957 г.— Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1960, № 29.
Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1959, вып. 16.
Набоко С. И., Пийп Б. И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка).— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
Набоко С. И., Сильниченко В. Г. К вопросу о роли углекислого газа в поствулканическом процессе.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1960, вып. 18.
Намиот А. Ю. О растворимости газов в воде под давлением.— Ж. физ. хим., 1960, 34, № 7.
Нарчемашвили О. В. Верхнемеловые фосфориты Грузии.— Труды Гос. науч.-исслед. ин-та горно-хим. сырья, 1958, вып. 4.
Обручев В. А., Влодавец В. И. Вулканы. БСЭ, т. 9, 2-ое изд. М., 1952.
Остроумов Э. А. Распределение марганца в донных отложениях Охотского моря.— Изв. АН СССР, серия геол. 1955, № 5.
Петрова М. А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1958, 39.
Полдервart А. Химия земной коры. Пер. с англ. В кн.: «Земная кора». Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
Руби В. В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы. Пер. с англ. В кн.: «Земная кора». Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
де ля Рю Э. О. Рождение острова.— Курьер Юнеско, 1959, № 1.
Саваренский Е. Ф. Землетрясения и вулканы. Морской атлас, т. 2, карта 11. М., 1953.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, Изд-во АН СССР, 1960.
Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
Сузюмов Е. М. Новый вулкан на Азорских островах.— Природа, 1959, № 12.
Товарова И. И. Фумарольная деятельность в кальдере Заварицкого.— Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1960, № 30.
Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1955, 12.
Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. Международ. геол. конгресс, 21 сессия, докл. сов. геол., проблема 10. М., 1960.
Харада Д. Новый центральный конус в кратерном озере Мидорико остров Симушир. Средние Курилы.— Бюлл. Японск. вулканол. об-ва, 1934, 2, № 1. (Текст на япон. яз.).
Харвей Х. В. Современные успехи химии и биологии моря. Пер. с англ. Изд-во АН СССР, 1948.
Хитаров Н. И. О некоторых гидротермальных экспериментах. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии, т. 2». Изд-во АН СССР, 1953.
Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях.— Геохимия, 1957, № 6.
Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ, ст. 3.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам, вып. 2», Изд-во АН СССР, 1955.
Agostinho J. Volcanic activity in the Azores.— Bull. volcanol., ser. 2, 1937, 11.
Arnould A., Routhier P. Les gîtes de manganèse «Volcans sédimentaires» de Nouvella Calèdonie. Un «type» de manganese meconnu: le type volcano sédimentaire. XX Congr. Geol. Internat., Sympos. sobre yacimientos de manganeso. T. 4. Asia y Okeania. Mexico, 1956.
Buljan M. Deep submarine volcanism and the chemistry of the ocean.— Bull. volcanol., sèr. 2, 1955, 17.
Davidson G. The New Bogosloff volcano in Bering Sea.— Science. N. Y., 1884, 3, N 57.
Dias A. A. M. A crustal deforming agent and the mechanism of the volcanic activity in the Azores.— Bull. volcanol., sér. 2, 1959, 21.
Dietz R. S. 1. The explosive birth of Myojin Island.— Nat. Geogr. Mag., Washington, 1954, 105, N 1.
Dietz R. S. 2. Marine geology of Northwestern Pacific: description of Japanese bathymetric chart N 6901.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, 65, N 12.
Dietz R. S., Sheehy M. J. Transpacific detection of Myojin volcanic explosions by underwater sound.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, 65, N 10.
Fries C. J. Volumes and weights of pyroclastic material, lava and water erupted by Paricutin Volcano, Michoacan, Mexico.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1953, 44, N 4.
Krauskopf. C. Separation of manganese from iron in sedimentary processes.— Geochim. et. cosmochim. acta, 1957, 12, N 1—2.
Krumbein W. C., Garrels R. M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation — reduction potentials.— J. Geol., 1952, 60, N 1.
Lacroix A. Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genése des roches pyroclastiques qu'elles constituent.— Contenaire Soc. géol. France, livre jubilaire, 1830—1830, 1930, 2.
Lindgren W. Recent deposits of a thermal spring in Bolivia.— Econ. Geol., 1922, 17, N 3.
Machado F. Submarine pits of the Azores plateau.— Bull. volcanol. sér. 2, 1959, 21.
Menard H. W. Archipelagic aprons.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1956, 40, N 9.
Menard H. W. Geology of the Pacific Sea floor. Experientia, 1959, 15/6.
Menard H. W. a. Shipek C. J. Concentrations of manganese nodules.— Nature, 1958, 182.
Morimoto R., Ossaka J. The 1952—1953 submarine eruption of the Myojin Reef near the Bajonaise Rocks, Japan.— Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., 1955, 23, pt. 2.
Oftedahl Ch. A theory of exhalative- sedimentary ores.— Geol., fören. i Stockholm förhandl., 1958 80, H. 1, N 492.

O k a d a T. Report of the oceanographical observations in the neighbouring seas of a new volcanic island «Jwozima Sinto» in July 1933.— J. Oceanogr., 1936, N 1.
R a k e s t r a w N. M., S m i t h H. P. A contribution to the chemistry of the Carribean and Cayman seas.— Woods Hole Ocean Inst. Collected Reprints, 1937, N 140.
R e y n o l d s M. A., B e s t J. G. The Tuluman volcano St. Andrew strait, Admiralty islands.—Rept. Dept. Nat. Development of Australia, 1957, N 33.
S h a n d S. J. Rocks of the Mid-Atlantic ridge.— J. Geol., 1949, 57, N 1.
T a z i e e f f H. L'éruption 1957—1958 et la tectonique de Faial (Asores).— Bull. Soc. géol. Belgique, 1958, 67, N 1.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

(Труды, выпуск 81, 1963)

И. В. ХВОРОВА, М. Н. ИЛЬИНСКАЯ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДВУХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Среди многих факторов, влияющих на состав и строение вулканогенно-осадочных формаций, существенное значение имеет тип эруптивной деятельности. Последняя определяет не только характер вулканических пород, но часто оказывает влияние и на связанные с ним осадочные образования. Чтобы выяснить, как же конкретно разные типы извержений могут сказываться на седиментации, мы выбрали для изучения два вулканогенно-осадочных комплекса, близкие по возрасту и местоположению, но формировавшиеся при различных типах эрупций.

Рассматривая историю вулканизма Уральской геосинклинали, В. М. Сергиевский (1960) установил для ее начальных этапов широкое развитие двух повторяющихся вулканогенных серий: кератофирово-спилитово-диабазовой и порфиритово-туфовой. Каждая из них формировалась при разном типе эрупций: первая связана главным образом с трещинными излияниями, а вторая — с вулканами центрального типа.

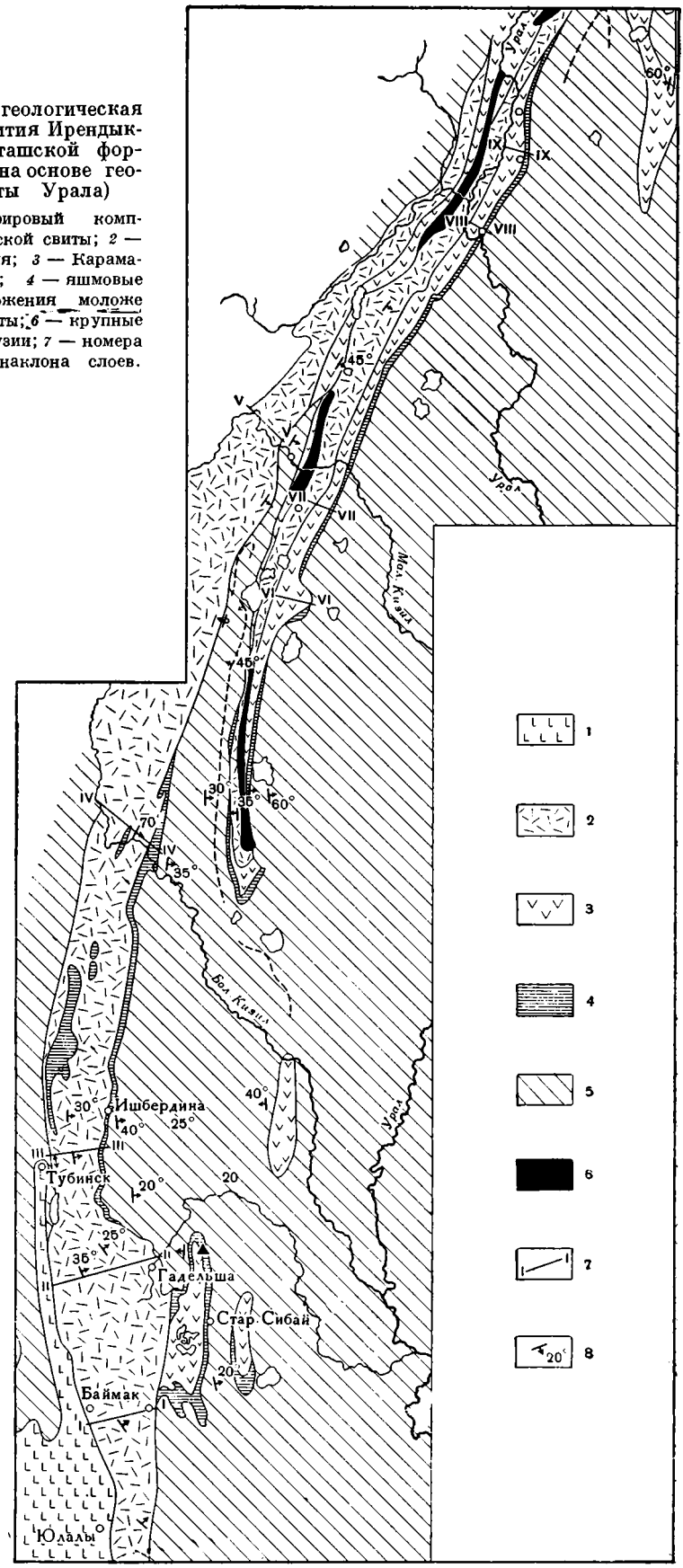
Серии эти широко распространены вдоль всего Урала, но особенно удобны для изучения на восточном склоне Южного Урала, где они типично выражены, хорошо обнажены и где наиболее отчетливо выявляется их пространственное взаимоотношение. С каждой из этих серий тесно связаны определенные осадочные образования; с первой — яшмы, со второй — различные механические осадки, продукты отложения и перемыва вулканокластического материала. Примером первого вулканогенно-осадочного комплекса может быть карамалыташская свита, примером второго — ирендыкская. Каждый из этих комплексов, с нашей точки зрения, представляет собой особую формацию. Характеристике их и посвящена настоящая статья.

Мы не рассматриваем здесь формации как четко оконтуренные геологические тела, связанные с определенными структурами, и ограничиваемся характеристикой пород и их комплексов, чтобы показать некоторые особенности литогенеза в вулканических областях. Нам представляется, что приводимые данные полезны с точки зрения накопления материалов по литологии вулканогенно-осадочных формаций.

Пользуясь случаем, благодарим Е. К. Устиева и Т. И. Фролову, прочитавших статью в рукописи и сделавших ряд ценных замечаний.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

Упомянутые выше отложения лучше всего обнажены в пределах так называемой Приирендыкской зоны (Либрович, 1932), где они изучались нами приблизительно от широты дер. Юлалы на юге, до Учалинского района на севере (фиг. 1).



Фиг. 1. Обзорная геологическая схема полосы развития Ирендыкской и Карамалыташской формаций (составлена на основе геологической карты Урала)

1 — диабазово-кератофировый комплекс баймак-бурибаевской свиты; *2* — Ирендыкская формация; *3* — Карамалыташская формация; *4* — яшмовые горизонты; *5* — отложения моложе карамалыташской свиты; *6* — крупные серпентинитовые интрузии; *7* — номера профилей; *8* — углы наклона слоев.

Стратиграфия. В 1932 г. Л. С. Либрович выделил среди палеозойских отложений восточного склона Южного Урала ирендыкскую свиту; свита эта была разделена им на две толщи: нижнюю — эффузивно-туфовую и верхнюю — яшмовую, названную бугылыгырской. Первая включала как эффузивно-туфовый комплекс, слагающий Ирендыкский хребет, так и эффузивные породы, развитые восточнее и обнажающиеся в ядрах некоторых антиклинальных структур. По-видимому, к этой же свите им были отнесены и вулканогенные образования, обнажающиеся западнее хр. Ирендык, между последним и антиклинорием Уралтау. Возраст ирендыкской свиты был определен как нижнедевонский, с оговоркой о возможной принадлежности той или иной ее части к силуру. Основанием для определения возраста свиты была в то время единственная находка палеонтологических остатков в известняках, развитых среди вулканогенных пород на р. Таналык, у дер. Адилькино. Мощную туфогенно-кремнистую толщу, покрывающую бугылыгырские яшмы, Л. С. Либрович выделил в улутаускую свиту. Большинство последующих исследователей, не меняя принципиально схемы Л. С. Либровича, лишь детализировали и несколько «перекраивали» ее. Основные изменения сводятся к следующему. Эффузивно-туфовая толща ирендыкской свиты Л. С. Либровича была разделена Ф. И. Ковалевым на три свиты: баймак-бурибаевскую, ирендыкскую и карамалыташскую. При этом бугылыгырская яшмовая толща либо выделялась в самостоятельную свиту (Ковалев, Херасков), либо относилась к улутауской (Шарфман, 1960; Нестоянова, 1958).

Разделение мощного вулканогенного комплекса прочно вошло в практику геологических исследований и несомненно является рациональным; однако следует иметь в виду, что все три свиты не являются четко ограниченными стратиграфическими комплексами, и между ними существуют частичные фациальные взаимопереходы. Отчленение бугылыгырских яшм от карамалыташского эффузивного комплекса, на наш взгляд, не оправдано. Основанием для выделения яшм из состава карамалыташской свиты послужило представление о несогласном их залегании. Действительно, в определенных местах яшмы переходят с карамалыташских эффузивов на ирендыкские туфы, но при этом они связаны с подстилающими отложениями постепенным переходом. Как будет показано дальше, такое взаимоотношение яшм с более древними вулканическими породами обусловлено не угловым несогласием, а выклиниванием спилитово-кератофирового комплекса в западном направлении, и отчасти фациальным переходом его в породы верхов ирендыкской свиты. В этом отношении наши наблюдения согласуются с данными Н. П. Хераскова, считающего карамалыташский спилитово-кератофировый комплекс фацией верхней части ирендыкских порфиритов.

Если последовательность упомянутых свит в основном ясна, то их возрастная принадлежность вызывает большие разногласия. Ирендыкская свита одними исследователями относится к силуру (Андронов, 1961; Сергиевский, 1960), другими — частично к силуру, частично к нижнему девону (Шарфман, 1960), третьими — к девону (Нестоянова, 1960). Такие разногласия объясняются исключительно слабой палеонтологической охарактеризованностью разреза. Единичные находки определимых палеонтологических остатков в редких линзах известняков, не дают пока возможности точно решить вопрос о возрасте сложно дислоцированного, мощного, фациально изменчивого комплекса отложений, к тому же формировавшегося в обстановке расчлененного вулканического рельефа.

Положение карамалыташской свиты более определенно. В ряде мест в известняковых линзах и гальках, приуроченных к низам свиты, встречены нижнедевонские (кобленцкие) органические остатки. В верху свиты, ниже бугылыгырских яшм или примерно на их уровне, во многих местах присутствуют известняки или известняковые конгломераты с остатками

кобленцкой или эйфельской фауны. Это позволяет многим геологам (Сергиевский, 1960; Нестоянова, 1960 и др.) уверенно относить карамалыташскую свиту к кобленцкому ярусу. В тех случаях, когда из состава карамалыташской свиты не выделяют бугылыгырские яшмы, свиту эту можно в основном считать кобленц-эйфельской. Конечно и здесь определение возраста лишь приближенно, так как палеонтологические находки редки, особенно в низах свиты.

Для задач нашего исследования важно основываться на правильной последовательности отложений. Общепринятая стратиграфическая схема не вызывает в этом отношении больших сомнений; принадлежность же рассматриваемых свит к тому или иному подразделению общей стратиграфической шкалы не имеет в данном случае решающего значения. Поэтому, не углубляясь в существо вопроса, мы принимаем утвердившиеся представления, отраженные в решениях совещания по унификации стратиграфических схем Урала.

Среди указанных отложений мы выделяем, как говорилось, две формации: порфиритово-туфовую и спилитово-кератофирово-яшмовую. Первая соответствует всей ирендыкской свите, а в северной части района (к северу от р. Большой Кизил) включает и порфиритовую фацию баймак-бурибаевской свиты. Вторая формация охватывает карамалыташскую свиту и бугылыгырскую толщу. Следует заметить, что если и выделять бугылыгырские яшмы как самостоятельное подразделение местной стратиграфической шкалы, то все равно они должны быть отнесены к той же формации, что и карамалыташские эффузивные образования, так как они генетически тесно связаны со спилитовым вулканизмом. Таким образом, Карамалыташская формация состоит из двух комплексов: нижнего, в котором преобладают эффузивные породы (спилитово-кератофировый комплекс), и верхнего, где преобладают яшмы.

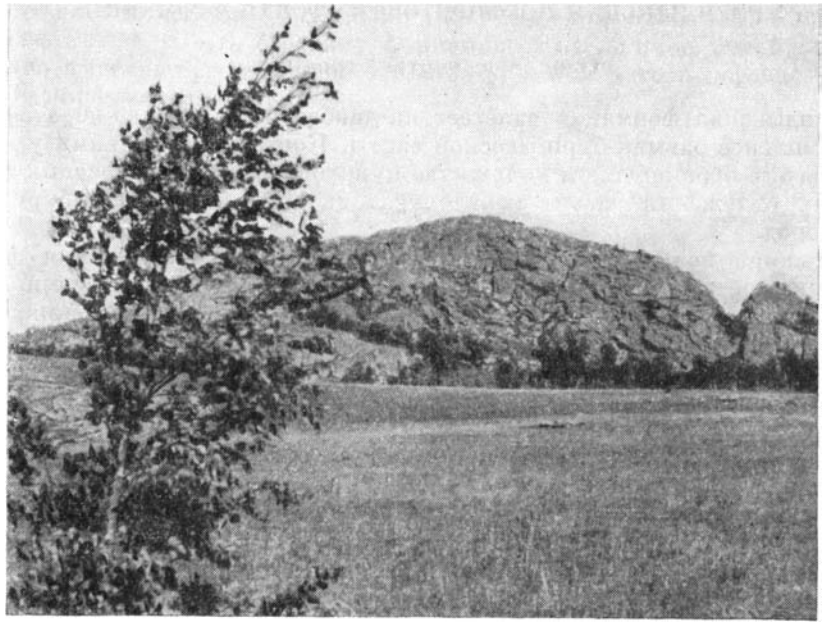
Тектоническое строение. Тектоника района была подробно изучена при геологических съемках, проводившихся Южно-Уральским геологическим управлением. В литературе этот вопрос освещен в работах Л. С. Либровича (1936), О. Н. Нестояновой (1940, 1960), В. С. Шарфмана (1960) и др. В настоящей статье мы лишь очень кратко рассмотрим основные черты тектонического строения, чтобы читателю, не знакомому с геологией района, было понятно соотношение рассматриваемых отложений.

Главной структурой здесь является Ирендыкская моноклиналь. Основная ее часть образована породами ирендыкской свиты, слагающими отчетливо выделяющийся в рельефе Ирендыкский хребет и его северные продолжения — хребты Крыкты и Куркак. Западный склон хр. Ирендык повсюду крутой, часто скалистый, восточный же более пологий, местами залесенный. Вершина хребта отмечена цепью скалистых выступов, резко выделяющихся на узком, но довольно ровном водоразделе (фиг. 2).

Породы в пределах хребта наклонены к востоку, в одних пересечениях круто (65—70°), в других — более полого (25—40°). В самой западной части выходов слои дислоцированы более круто, часто стоят на голове, причем тогда они нередко рассланцованы и пронизаны кварцевыми жилами.

Западнее хр. Ирендык широкое развитие имеют вулканические породы баймак-бурибаевской свиты и молодые девонские осадочные образования. В ряде мест ирендыкские туфы западного склона хребта почти вплотную соприкасаются с трансгрессивной серией зилаирских (фаменских) отложений, наклоненных преимущественно на восток, что позволило Ф. Н. Шахову (1928) предполагать здесь взбросовые нарушения.

Восточнее выходов ирендыкской свиты почти на всем протяжении структуры развиты улутауские слои, причем между ними повсюду, за небольшим исключением, прослеживается толща бугылыгырских яшм. Карамалыташский спилитово-кератофировый комплекс появляется в пределах



Фиг. 2. Скалистые выходы порфиритов на вершине хр. Ирендык

Ирендыкского поднятия лишь спорадически. Вместе с тем мощные карамалыташские эффузивы выходят на поверхность в ядрах антиклиналей, расположенных к востоку от Ирендыкской моноклинали: в Карамалыташской, Сибайской, Бакрузякской и Юлдашевско-Узынкырской структурах (см. фиг. 1). В первых трех антиклиналях основание карамалыташской свиты не вскрыто, в последней же можно наблюдать налегание спилитов на ирендыкские слоистые туфы. За исключением Бакрузякской антиклинали, всюду здесь в кровле эффузивных пород развиты бугылыгырские яшмы.

Юлдашевско-Узынкырская структура, в пределах которой лучше всего видно строение Карамалыташской формации, имеет субмеридиональное простирание и прослеживается через всю северную половину района (см. фиг. 1). Характерной ее особенностью является резкая асимметрия, причем последняя связана не только с разным наклоном слоев, но подчеркивается разной мощностью и соотношением отложений. В ядре структуры обнажаются ирендыкские породы, на восточном крыле покрываемые мощной толщей отложений карамалыташской формации; западное крыло структуры очень крутое, осложненное разрывами, по которым местами внедрялись серпентиниты. Карамалыташская формация здесь имеет небольшую мощность, а местами вообще представлена только верхним яшмовым комплексом.

Между Ирендыкской моноклиналью и Юлдышевско-Узынкырской антиклиналью прослеживается синклиналь, где широко развиты средне- и верхнедевонские, преимущественно осадочные образования. Шарнир ее погружается в южном направлении, в связи с чем она расширяется; особенно резкое расширение синклинали происходит к югу от периклинального окончания Юлдашевско-Узынкырской антиклинали.

К северу синклиналь сужается, осадочные девонские отложения в ее пределах появляются лишь спорадически, а выступающие здесь более древние карамалыташские (?) слои сильно дислоцированы, разорваны и среди них появляются крупные интрузии основного и ультраосновного состава.

ИРЕНДЫКСКАЯ ПОРФИРИТОВО-ТУФОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Основные черты строения

Ирендыкская формация залегает на диабазово-спилитово-кератофировом комплексе баймак-бурибаевской свиты. Контакт между ними удается наблюдать в ограниченном количестве пунктов; иногда в основании ирендыкских отложений развит конгломерат из обломков баймак-бурибаевских пород.

Формация испытывает существенные фациальные изменения вдоль Ирендыкской структуры и, чтобы дать представление о характере последних, рассмотрим ее строение по нескольким широтным пересечениям.

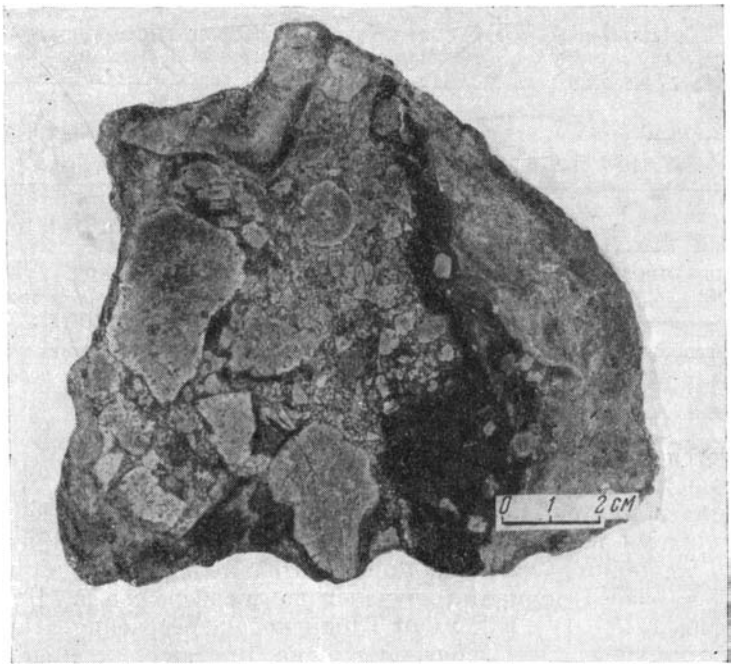
В южном, Баймак-Файзулинском пересечении (см. фиг. 1, I—1) в составе формации много как эффузивных, так и вулканокластических пород, обычно массивных, что затрудняет определение мощности отложений. Ирендыкские породы прослеживаются в широтном направлении на расстоянии 8—9 *км*, и только в одном пункте удалось определить элементы залегания пород (СВ 75°∟65°). С запада на восток (снизу вверх) здесь обнажаются:

	Мощность в *м*
1. Грубые несортированные агломераты авгитовых и плагиоклазовых порфиритов. Ширина выхода 1,5 *км*	
2. Кварцевые порфириты и их лавобрекчии. Ширина выхода 500—700 *м*	
3. Массивные грубозернистые туфы авгитовых порфиритов, местами с примесью агломератового материала. Ширина выхода 1 *км*	
4. Туфы средне- и мелкозернистые, переслоенные туффитами; по простиранию быстро выклиниваются	до 150
5. Грубые агломераты авгитовых и плагиоклазовых порфиритов, среди которых развиты пачки массивных грубозернистых туфов. Ширина выхода 2,5 *км*	
6. Массивные туфы плагиоклазовых порфиритов внизу с агломератовым материалом, состоящим из обломков кварцевых, плагиоклазовых и авгитовых порфиритов. Ширина выхода 600 *м*	
7. Плагиоклазовые порфириты, на некоторых участках с кварцем; местами отмечается сильная серицитизация. Ширина выхода у дороги Баймак — Сибай 250 *м* (к северу быстро увеличивается).	
8. Массивные грубо- и среднезернистые туфы плагиоклазовых, реже авгитовых, порфиритов	около 200
9. Авгитовые порфириты с брекчиевидной структурой. Ширина выхода 200—250 *м*	
10. Кератофиры местами миндалекаменные, вверху обогащенные плагиоклазами. Ширина выхода около 100 *м*	
11. Шлаковые агломераты и грубые шлаково-витро-кристаллокластические туфы, среди которых присутствуют небольшие пласты плагиоклазовых порфиритов и кератофиров. Кроме обычного зеленокаменного изменения, породы подвергались кальцитизации и серицитизации. В кровле толщи развит двухметровый пласт сильно гематитизированной кератофировой брекчии (фиг. 3.) Ширина выхода толщи 600 *м*	
12. Миндалекаменный порфирит, серицитизированный и окварцованный; полевые шпаты замещены серицитом, но кое-где сохранились остатки микроклина. Много кварцево-гематитовых прожилков	45
13. Сильно гематитизированный и измененный агломерат. В основании — линза (1 *м*) темно-красной тонкозернистой гематитово-кремнистой породы	5
14. Перерыв в обнажении	15
15. Красные бугылыгырские яшмы.	

В рассмотренном разрезе формация имеет большую мощность (4—5 *км*) и в ее составе преобладают агломераты и туфы. Эффузивные породы развиты в нижней половине и в верху формации, причем среди них много плагиоклазовых порфиритов, иногда с кварцем.

Характерно развитие в верху разреза кератофиров и шлаковых туфов кератофирового состава. Обращает на себя внимание также необычно широкое развитие здесь серицитизации и присутствие остатков калиевых полевых шпатов.

В 20 *км* севернее, на Талкасско-Гаделышинском пересечении (см. фиг. 1, II—II), строение формации заметно иное. Здесь в ней отчетливо выделяются две толщи: нижняя — агломератово-туфовая и верхняя — порфиритовая.



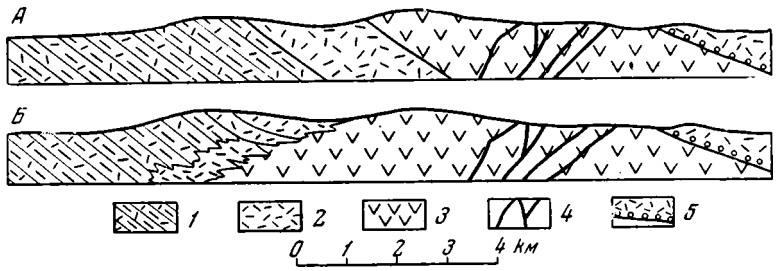
Фиг. 3. Сильно измененная и гематитизированная (темное) кератофировая брекчия

Первая толща начинается валунно-галечным конгломератом, в котором преобладают гальки кератофиров. Выше развиты массивно- и толстослоистые туфы авгитовых порфиритов с отчетливо выраженной асимметрично-ритмичной стратификацией. Многие туфовые пласты разделены тонкослоистыми туффитами. В верхней половине толщи появляются пласты и пачки грубых агломератов. В самом верху туфы становятся массивными. Мощность толщи около 2,5 *км*.

Вторая толща образована авгитовыми порфиритами с подчиненным количеством плагиоклазовых. Широкое развитие имеют лавобрекчии. Ширина выхода порфиритов 5—6 *км*.

Непосредственный контакт между толщами наблюдать не удалось и их взаимоотношение остается невполне ясным. Так как порфириты развиты восточнее туфов, которые всюду довольно полого (25—35°) наклонены на восток, можно предположить, что порфириты лежат выше туфовой толщи и являются образованиями более молодыми. Однако здесь приходится принимать во внимание вулканический рельеф и связанные с ним особенности седиментации. Не лишено вероятности, что по крайней мере часть порфиритов может быть синхронна или даже древнее некоторой части туфов, которые могли формироваться как на склоне крупной вулканической постройки, сложенной эффузивами, так и в прилежащей с запада депрессии (фиг. 4). Поэтому, рассматривая порфиритовую толщу как второй член формации, мы допускаем возможность различно интерпретировать ее соотношение с туфовой толщей.

Всего лишь в 12—13 *км* севернее Талкасско-Гадельшинского пересечения, на широте г. Тубинска (см. фиг. 1, III—III), формация сильно уменьшается в мощности и вместе с тем в ней резко сокращается количество эффузивов. Она образована здесь неравномерно наслоенными туфами плагиоклазовых и авгитовых порфиритов разной зернистости, среди которых



Фиг. 4. Возможное соотношение туфовой и порфиритовой толщ на Талкасско-Гадельшинском участке (два варианта):

А — порфиритовая толща залегает выше туфовой; *Б* — порфиритовая толща частично синхронна туфовой *1* — слоистые туфы; *2* — массивные туфы; *3* — порфириты; *4* — скопление даек; *5* — улутауские отложения

наблюдаются пакеты тонкослоистых туффитов. Сравнительно редко встречаются пласты и небольшие пачки агломератов. В нижней части толщи больше плагиоклазовых туфов, в верхней — авгитовых. В верху формации появляются пласты и линзы роговообманковых порфиритов. Общая мощность формации здесь равна приблизительно 3 *км*.

Севернее разрез формации изучался на левобережье р. Большой Кизил (см. фиг. 1, IV—IV), в 35 *км* от Тубинского пересечения. Породы Ирендыкской формации здесь обнажаются на протяжении приблизительно 6 *км*. С запада на восток (снизу вверх) развиты:

	Мощность в *м*
1. Массивные и неяснослоистые, местами рассланцованные грубо- и среднезернистые сильно измененные туфы плагиоклазовых и авгитовых порфиритов, среди которых встречаются агломераты и небольшие пласты порфиритов. Кроме обычного зеленокаменного изменения, наблюдается интенсивное окварцевание, а местами и серицитизация. По-видимому, туфы обнажены в ядре Ирендыкской антиклинали, причем дислоцированы круто. Ширина выхода около 700 *м*	
2. Мраморизованные известняки, в которых изредка встречаются неправильные участки красной гематитово-кварцевой породы. Ширина выхода около 500 *м*	
3. Плагиоклазовые и авгитовые порфириты, местами сильно серицитизированные, окварцеванные и кальцитизированные; наблюдается сульфидная вкрапленность. Ширина выхода около 500 *м*	
4. Массивные грубозернистые туфы и агломераты плагиоклазовых порфиритов, местами тонко окварцованные и серицитизированные. Массивные туфы чередуются с пачками тонконаслоенных среднезернистых туфов и тонкозернистых туффитов. В одной из них встречен пятиметровый пласт спилита, непосредственно ниже и выше которого развит тонкослоистый, сильно эпидотизированный туффит. Нижний контакт спилита резкий, несколько неровный, верхний же волнистый. Породы круто (65—70°) наклонены на восток.	около 300
5. Сильно вторично измененный шлаковый агломерат, состоящий из обломков красных гематитизированных миндалекаменных вариолитов, шлаков и полностью окварцованных обломков с остатками «оолитоподобной» структуры (аповитрокластический компонент). Порода кальцитизирована	около 30
6. Красный тонкослоистый туффит эпидотизированный и серицитизированный; в породе наблюдается послойное скопление обломков альбитовых кристаллов песчаной и алевритовой размерности. В кровле и подошве туффит переходит в микрослоистую яшму с радиоляриями.	2

7. Довольно однообразная толща туфов авгитовых порфиритов. В толще резко выражена горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием грубых и среднезернистых туфов с пластами и пачками тонкослоистых и тонкозернистых туфов и туффитов. В верхней части ее разреза отложения становятся более грубыми, и среди них появляются агломераты. Особенно хорошо эта толща обнажена в южных обрывах хр. Крыкты	более 3000
8. Перерыв в обнажении, связанный с долиной ручья Кара-Елга . .	500
9. Чередование туфов и тонкослоистых кремнистых туффитов; изредка встречаются пласты сингенетичных кремнистых брекчий; вверху появляются яшмы	75—100

Породы, относящиеся к 9 слою, очень полого наклонены к востоку(15°), в противоположность слоям крыктинской толщи, дислоцированным круто (65—70°). Вероятно, вдоль долины ручья Кара-Елга проходит небольшой тектонический разрыв.

Севернее формация хорошо обнажена в районе р. Малый Кизил (см. фиг. 1, V—V), где в обрывистых склонах долины и в многочисленных железнодорожных выемках можно изучить детали строения отложений. Именно для характеристики формации разрез по р. Малый Кизил является одним из лучших на Южном Урале, и поэтому мы рассмотрим его подробнее. Здесь, как по р. Большой Кизил, много и эффузивных, и вулканокластических пород, причем первые также сосредоточены преимущественно в низу формации. От рассмотренного выше разреза данный разрез отличается отсутствием известняков, гораздо большим количеством грубых агломератов и появлением в верхней половине формации спилитов. В разрезе можно выделить несколько толщ.

1. Порфиритовая толща. На возвышенностях к востоку от ст. Абзаково, приблизительно до ручья Капсак-Елга, обнажаются разнообразные порфириты; преобладают авгитовые разности, местами миндалекаменные с брекчиевидной структурой, реже встречаются роговообманковые порфириты, еще реже спилиты и альбитовые диабазы. В западной части выходов породы сильно изменены, серицитизированы и в них заметна сульфидная вкрапленность. В верху толщи среди порфиритов встречаются пласты и пачки туфов разного состава, преобладают плагиоклазовые разности, но встречаются и туфы, содержащие кварц. Туфы круто наклонены к востоку (СВ 85°∠50°). Ширина выходов порфиритов около 3 *км*.

II. Туфо-агломератовая толща. К востоку от упомянутого выше ручья, на протяжении 3—3,5 *км* развиты главным образом туфы и агломераты, которые прекрасно обнажены в северных склонах долины и железнодорожных выемках. В западных обнажениях слои наклонены к северо-востоку (СВ ∠60°), а в восточных—к юго-востоку (ЮВ 135°∠60°); такое изменение наклона слоев указывает на дополнительные дислокации крыла Ирендыкского поднятия, что осложняет точное определение мощности всей толщи.

Снизу вверх в последней выделяются следующие слои и пачки [1].

	Мощность в м
1. Агломерат грубый, несортированный, состоящий из обломков авгитовых, роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов, часто миндалекаменных; в небольшом количестве присутствуют обломки туфов. В самом верху агломерат переходит в грубый литокластический туф (60 *см*), в котором рассеяны отдельные крупные обломки	22,5
2. Туфы плагиоклазовых порфиритов массивно- и толстослоистые, грубо- и среднезернистые, с небольшими (20—30 *см*) прослоями тонкослоистых туффитов. В грубых туфах рассеяны порфиритовые обломки (до 6 *см*)	5
3. Туфы кристалло-витрокластические, толстослоистые, сильно хлоритизированные, чередующиеся с небольшими пластами мелко- и тонко-	

[1] Слои 1—6 описаны в выемке между 297 и 298 *км*, слой 7 слагает южный отрог хр. Алсынбай-тау.

	зернистых туффитов, верхняя поверхность которых обычно неровная, связанная с размывом	2,5
4.	Плагиоклазовый порфирит с небольшим количеством авгитовых вкрапленников	4
5.	Туфы грубо- и среднезернистые, с отчетливой отсортированной слоистостью; среди них развиты небольшие пласты (10—20 *см*) тонкозернистых туффитов, верхняя поверхность которых обычно размыта	2
6.	Туф авгитово-плагиоклазового порфирита, грубозернистый, массивный, с прослоями, обогащенными плоскими обломками туффитов. Вверху резко увеличивается количество кристаллов авгита и, кроме того, встречен крупный отторженец (8×3 *м*) лавобрекчии авгитового порфирита	55
7.	Массивные агломераты плагиоклазовых и авгитовых порфиритов, чередующиеся с пластами грубо- и среднезернистых туфов. Среди агломератов наблюдаются выходы плагиоклазовых порфиритов. Рассмотренные породы прослеживаются на расстоянии около 1 *км*, но мощность их определить трудно, так как к месту их развития приурочены дислокации, осложняющие крыло Ирендыкской структуры.	

III. Порфиритовая толща. На восточном склоне южного отрога хр. Алсынбай-тау обнажены спилитовые порфириты, часто миндалекаменные. Среди них встречаются грубые, сильно измененные шлаково-кристаллические туфы. Ширина выхода около 500 *м*.

IV. Агломератово-туфовая толща. Еще восточнее развиты агломераты и туфы, вскрытые выемками. Толща состоит из следующих слоев.

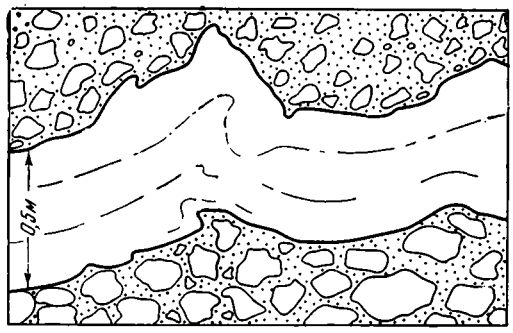
		Мощность в *м*
1.	Туфо-агломерат авгитового порфирита с большим количеством обломков миндалекаменных пород и шлака	4
2.	Туфы разной зернистости, некоторые разности обогащены шлаковыми фрагментами. Туфы слоисты, но слоистость выражена нерезко, причем грубый материал сосредоточен в середине пластов (маятниковая стратификация)	25
3.	Перерыв в обнажении	12
4.	Авгитовый порфирит с сульфидной вкрапленностью	90
5.	Грубозернистые кристалло-литокластические туфы авгитовых порфиритов с примесью шлакового материала	3,5
6.	Агломерат авгитового порфирита	10
7.	Грубозернистые туфы, в нижней части пачки с примесью обломков гравийной размерности. В грубом туфе прослеживается несколько прослоев (10—20 *см*) микрослоистого туффита	37
8.	Туфы грубо- и среднезернистые, крупно- и неясно-слоенные, с редкими прослойками туффитов	32
9.	Перерыв в обнажении	около 80
10.	Агломерат авгитового порфирита, в котором особенно много миндалекаменных обломков, иногда гематитизированных. Связующая масса очень скудная	около 25
11.	Чередование грубых массивных туфов и агломератов авгитовых и плагиоклазовых порфиритов	около 15

V. Эффузивно-туфовая толща. Непосредственно выше рассмотренной грубой туфовой толщи, образованной преимущественно вулканокластическим материалом авгитовых порфиритов, развита толща, где преобладают туфы и агломераты плагиоклазовых порфиритов. В туфах содержится много крупных обломков плагиоклазов и стекла, замещенного бурым и ярко-желтым хлоритом. Встречаются спекшиеся туфы. В толще развито несколько пластов порфирита, отличающегося от обычных ирендыкских порфиритов обилием мелких авгитовых вкрапленников.

Ниже приводится краткая послойная характеристика толщи.

		Мощность в *м*
1.	Авгитовый порфирит	4,5
2.	Агломерат, состоящий из обломков разнообразных порфиритов; встречен обломок серицитизированного диабаза. Между порфиритом и агломератом развит слой (20 *см*) шлакового туфа с крупными обломками плагиоклазов	5

3. Авгитово-плагиоклазовый порфирит 1
4. Грубозернистые массивно- и неяснослоистые туфы, местами обогащенные агломератовым материалом 1,6
5. Перерыв в обнажении 14
6. Чередование агломератов и витро-кристаллокластических туфов; последние в нижней части пластов грубые, а в верхней—мелкозернистые 25
7. Спекшийся шлаково-кристаллический туф (см. табл. IV, 3) 1,5
8. Авгитовый порфирит со спилитовой структурой основной массы 3,5
9. Грубый витрокристаллический туф. Граница с нижележащим порфиритом резкая и слегка волнистая (см. табл. VIII, 2, 3) 2
10. Чередование мощных (2—3 *м*) пластов грубозернистых шлаково-плагиоклазовых туфов и агломератов 9
11. Дальше разрез нарушается круто наклоненной на запад дайкой сильно измененного альбитового диабаза с шаровой отдельностью 4,5
12. Туфы и агломераты, как в слое 10 22
13. Дайка диабаза 2,5
14. Чередование мелко- и среднезернистых кристалло-витро-литокластических туфов с туфами грубыми, витро-кристаллическими; последние иногда обогащены крупными обломками красноватых порфиритов 5,5
15. Спилитовый порфирит, участками с большим количеством миндалин 20



Фиг. 5. Прослой туффита, смятого в оползневые складочки, среди агломератов (зарисовка обнажения)

16. Чередование фисташково-зеленого лито-кристаллокластического мелкозернстого туфа роговообманково-авгитового порфирита и сильно эпидотизированного туффита. В породе резко выражена отсортированная слоистость типа graded bedding (табл. IX, 1), а в самом верху пласта наблюдается тончайшая косая слоистость. Контакт туфа и спилита очень резкий и слабоволнистый 0,25
17. Туф того же состава, что нижележащий, с резко выраженной отсортированной слоистостью: внизу он среднезернистый, выше — мелкозернистый, а в кровле переходит в тонкозернистый туффит 0,3
18. Агломерат авгитового порфирита, грубый, несортированный, с большим количеством миндалекаменных обломков. Некоторые обломки гематитизированы 6
19. Миндалекаменный спилитовый порфирит, вверху с шаровой отдельностью . . . . . около 32
20. Грубый несортированный агломерат авгитового порфирита; многие обломки имеют темно-красный цвет. Обломки расположены беспорядочно, на одних участках они соприкасаются, на других — погружены в грубый туф. В верхней части слоя встречена глыба порфирита, размером более 0,5 *м*. В кровле залегает полуметровый слой мелкозернистого слоистого туфа, с резкими оползневыми деформациями (фиг. 5); характерно, что нижняя поверхность туфа очень резкая 5,5
21. Мелкообломочный агломерат, переходящий вверху в грубый туф 5
22. Агломерат, как в слое 20, но здесь больше красных обломков; местами гематитизированы не обломки, а связующая масса 7,5
23. Миндалекаменный спилитовый порфирит 1,5
24. Туфы массивно-слоистые, разной зернистости 11
25. Агломерат, как в слое 20 7,5

Название породы, номер образца	Данные химического анализа														
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	P_2O_5	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	C
Пироксеново-плагиоклазовый порфирит, 1	48,1	0,46	15,45	2,67	7,10	0,53	0,12	9,65	2,04	2,40	0,66	3,65	0,35	0,04	0,62
2	48,65	0,65	16,04	2,03	6,60	0,39	0,17	9,24	7,79	4,02	0,76	0,68	0,23	0,30	0,12
3	49,23	0,60	13,70	3,49	6,39	0,38	0,20	12,09	7,01	2,49	0,36	2,72	0,18	0,50	0,22
4	51,36	0,60	14,66	2,59	4,59	0,33	0,13	11,95	7,87	4,04	0,24	1,33	0,19	0,45	0,11
5	53,90	0,48	17,49	3,21	4,65	0,52	0,15	9,90	4,76	2,05	0,48	2,77	0,25	Нет	Нет
Плагиоклазовый порфирит, 6	54,34	0,61	17,79	1,96	6,59	0,45	0,17	3,65	4,64	5,78	0,70	3,15	0,25	0,71	0,06
7	58,75	0,48	12,41	5,75	4,10	1,16	0,13	2,85	2,68	4,68	0,42	4,68	0,34	1,38	0,11
Авгитовый андезит (по Дели)	57,50	0,79	17,33	3,78	3,62	0,30	0,22	5,83	2,86	3,53	2,36	1,88	—	—	—
Базальт (по Дели)	49,06	1,36	15,70	5,38	6,37	0,45	0,31	8,95	6,17	3,11	1,52	1,62	—	—	—

VI. Туфово-эффузивная толща. Выше по разрезу увеличивается количество эффузивных пород, среди которых преобладают спилиты. Снизу вверх развиты следующие породы:

	Мощность в *м*
1. Диабаз	около 4
2. Слоистые туфы различной зернистости; местами в них отчетливо сохранилась текстура волновой ряби	7
3. Спилит, пронизанный многочисленными ветвящимися светлыми жилками пренита и кальцита	4,5
4. Спилитовые порфириты, вверху миндалекаменные, с подушечной отдельностью	60

Восточнее развита мощная туфо-агломератовая толща, обнаженная в южном обрыве горы Куркак к северо-западу от дер. Муракаево. Толща эта образована чередованием мощных пластов агломератов и туфов. Агломераты грубо- и мелкообломочные, в основании пластов и пачек почти бесцементные, а в верхней их части переходящие в туфоагломераты. Туфы авгитовых и авгитово-плагиоклазовых порфиритов преимущественно грубо- и среднезернистые; сравнительно редко встречаются небольшие слои мелкозернистых туфов. Толща грубо-и горизонтально слоистая, причем в ней отчетливо проявляется асимметрично-ритмичная стратификация. Такие породы прослеживаются на расстоянии около 2 *км* и мощность их достигает приблизительно 1,2 *км*.

Рассматриваемая толща обычно относится к ирендыкской свите, однако у нас нет уверенности в правильности такого определения ее возраста, и поэтому мы относим ее к Ирендыкской формации условно. Толща эта лежит выше спилитов, ниже которых много шлаковых агломератов и туфов. Обычно спилиты и шлаковые туфы появляются в самых верхах ирендыкской свиты. Поэтому можно предположить, что толщи V и VI рассмотренного разреза здесь венчают ирендыкскую свиту, развитые же восточнее агломераты и туфы являются более молодыми образованиями, может быть грубой фацией улутауских отложений, причем не нижней части последних, где обычно много материала кварцевых альбитофиров, а более высоких слоев, по составу отложений и характеру наслоения очень сходных с указанными агломератами и туфами.

Приведенные разрезы показывают, что в составе Ирендыкской формации

Таблица 1

Ирендыкской формации

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												
a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}$
6,4	7,4	29,7	56,5	—	31,5	52,9	15,6	85,7	7,8	0,7	$\bar{7}$,2	0,9
10,2	5,8	23,3	55,7	—	30,0	49,2	20,8	88,4	6,5	1,1	$\bar{12}$,8	1,8
6,0	6,2	30,3	57,5	—	31,2	39,9	28,9	91,9	10,1	0,9	$\bar{3}$,2	1,0
9,0	5,0	28,6	57,4	—	22,8	45,3	31,9	96,3	7,4	0,9	$\bar{8}$,2	1,8
5,5	9,7	19,4	65,4	—	39,7	44,2	16,1	86,8	15,0	0,7	10,1	0,5
14,0	4,6	17,6	63,8	7,5	46,9	45,6	—	93,0	9,5	0,9	$\bar{5}$,0	3,0
11,4	3,1	14,7	70,8	—	63,9	32,2	3,9	95,0	35,1	0,7	15,7	3,6
11,6	6,3	13,4	68,7	—	53,4	38,1	8,5	69,5	25,4	1,0	7,9	1,8
9,2	6,1	26,8	57,9	—	41,6	39,8	18,6	75,8	17,6	2,0	$\bar{8}$,7	1,5

развито два главных комплекса отложений: эффузивный, представленный в основном порфиритами андезитового, андезитово-базальтового и андезитово-дацитового первичного состава, и туфовый того же состава. В целом формация испытывает существенные изменения, хорошо наблюдаемые по простиранию Ирендыкской структуры. Изменения эти связаны главным образом с переходом эффузивных комплексов в туфовые.

В одних разрезах (Тубинский участок) формация образована почти одними туфами, среди которых много мелкозернистых слоистых разностей, в других (Талкасско-Гадельшинский участок) — нижняя половина представлена туфами, а верхняя — порфиритами и их брекчиями, в третьих — эффузивные породы преобладают в нижней части разреза (реки Большой и Малой Кизил). Характерно появление местами в верху формации небольших пачек спилитов и кератофиров, а также мощных пачек шлаковых агломератов и туфов, среди которых встречаются игнимбриты.

Типы пород и породные ассоциации

Уже из краткого описания разрезов видно, что Ирендыкская формация образована разнообразными породами, принадлежащими преимущественно к группе эффузивных и вулканокластических; собственно осадочные образования имеют в ее составе подчиненное значение. Мы не будем рассматривать все встречающиеся породы и породные ассоциации, а остановимся только на наиболее распространенных, определяющих облик формации.

Эффузивные породы

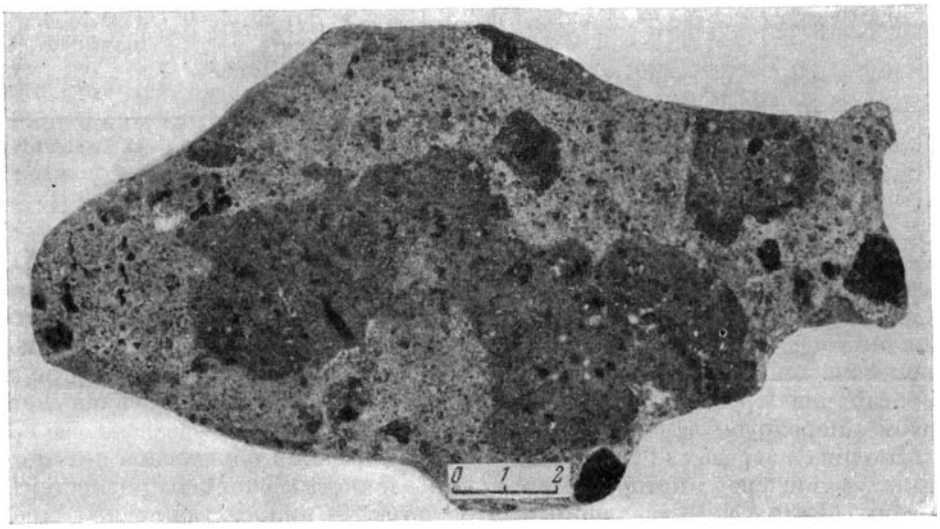
Среди эффузивных пород широкое распространение имеют пироксеновые, роговообманковые и плагиоклазовые порфириты, реже встречаются дацитовые порфириты, а в верху формации, кроме того, местами развиты спилитовые порфириты, кератофиры и альбитовые диабазы.

О химическом составе порфиритов дает представление табл. 1, где приведены также для сравнения близкие к ним по составу анализы авгитового андезита и базальта (по Дели). Порфириты имеют состав нормального ряда, близкий к базальтам, с отклонением в сторону андезитов. Характерной особенностью порфиритов Ирендыкской формации является значитель-

ное и постоянное преобладание содержания натрия над калием (n — 85—96) и магния над железом ($m' : f' > 1{,}5$), что хорошо видно на диаграмме химических составов (см. фиг. 24, стр. 128).

На минеральный состав пород большое влияние оказали процессы зеленокаменного изменения. Плагиоклазы представлены пелитизированным альбитом (An_{1-5}), редко натриевым олигоклазом (An_{11}), остатков более основного плагиоклаза не встречено. В породах много вторичных минералов: актинолита, эпидота, хлорита, пренита, лейкоксена, часто нацело замещающих основную массу, а иногда и многие вкрапленники.

Кроме того, местами отмечается окварцевание или серицитизация, появление вторичного кальцита и серпентина, развивающегося по пироксенам. На некоторых участках проявляется интенсивная гематитизация.



Фиг. 6. Лавобрекчия авгитового порфирита

Несмотря на существенное минеральное перерождение пород, основные черты их структуры сохранились довольно хорошо.

Рассмотрим очень кратко наиболее распространенные типы ирендыкских эффузивных пород.

П и р о к с е н о в ы е п о р ф и р и т ы зеленые, разных оттенков. Основная масса их имеет пилотакситовую структуру, образована она микролитами альбита и агрегатом вторичных минералов: хлорита, микрозернистого эпидота, актинолита; иногда много лейкоксенизированных рудных зерен.

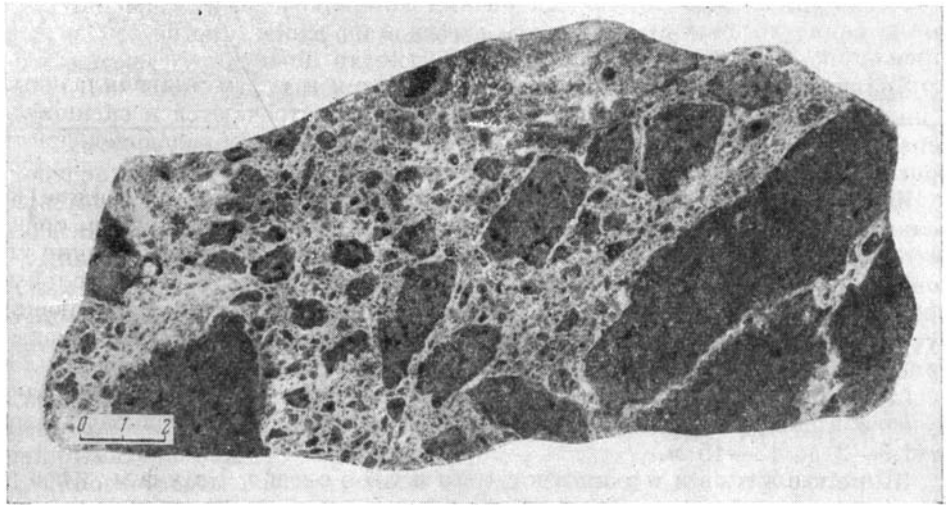
Вкрапленники представлены альбитом и моноклинными пироксенами авгитово-диопсидового ряда, причем преобладает авгит [$(+)2v = 48—55°$; $cNg = 51—56°$]. Кристаллы последнего обычно крупнее альбитовых, достигая иногда 1—2 *см*, и имеют часто хорошую сохранность (табл. I, *1*). Встречаются, однако, разности, где почти нет альбитовых вкрапленников, пироксеновые же очень мелкие, обычно $< 0{,}5$ *мм* (табл. I, *2*).

Среди авгитовых порфиритов широко развиты миндалекаменные разности и лавобрекчии (кластолавы). Последние состоят из мелких и крупных (20—30 *см*) обломков порфирита, обычно неправильной, но обтекаемой формы (фиг. 6), заключенных в порфирите такого же состава, но сильнее измененном. Изредка в лавобрекчиях попадаются красные гематитизированные обломки, резко выделяющиеся среди других. Иногда удается

уловить некоторое различие в составе обломков и связующей массы, например, в них бывает различным относительное количество плагиоклазов и пироксенов.

Роговообманковые порфириты похожи на рассмотренные выше, но темноцветные минералы в них представлены преимущественно роговой обманкой ($cNg = 30°$), вместе с которой в том или ином количестве почти всегда присутствует моноклинный пироксен. Так же, как среди пироксеновых порфиритов, здесь часто встречаются лавобрекчии.

Плагиоклазовые порфириты (таблица I, *3*) имеют пилотакситовую основную массу, в которой рассеяны многочисленные мелкие и крупные (до 1—2 *мм*) альбитовые вкрапленники; местами они образуют гломеропорфировые сростки. В некоторых разностях встречаются



Фиг. 7. Лавобрекчия кварцевого порфирита

мелкие пироксеновые кристаллы, в других — мелкие, оплавленные зерна кварца (табл. II, *1*); увеличение количества этих минералов связывает плагиоклазовые порфириты постепенным переходом с более основными породами — пироксеновыми порфиритами, и с более кислыми — кварцевыми порфиритами. Иногда в основной массе порфиритов появляются рассеянные округлые зерна кварца — метасферолиты (табл. II, *2*), а иногда наблюдаются зачатки микропойкилитовой структуры (табл. II, *3*). И то и другое сближает эти разности плагиоклазовых порфиритов с кератофирами.

Среди рассматриваемых пород широко развиты миндалекаменные разности и лавобрекчии.

Хотя плагиоклазовые порфириты претерпели те же вторичные изменения, что и пироксеновые, но в них гораздо чаще наблюдается серицитизация.

Кварцевые порфириты отличаются от плагиоклазовых присутствием небольшого количества кварцевых вкрапленников, иногда крупных. В породе часто хорошо выражена брекчиевидность, резко подчеркиваемая концентрацией вторичного эпидота в связующей лавовой массе (фиг. 7). Встречаются они много реже, чем пироксеновые и плагиоклазовые порфириты.

Как мы видели, в разрезах формации местами появляются спилитовые порфириты и кератофиры. Породы эти гораздо шире распространены в Карамалыташской формации, при описании которой и будут рассмотрены.

Вулканокластические породы

Ирендыкские вулканокластические породы можно разделить на две группы, отличающиеся и по структуре, и по условиям образования. К первой относятся породы, в составе которых преобладает материал собственно пирокластический, поступивший на поверхность в виде кусочков пластичной горячей лавы, шлака и интрателлурических кристаллов; весь этот материал образовал своеобразные туфы, нередко спекшиеся. Породы второй группы состоят из смеси ювенильного и резургентного материала (обломки пород старых извержений), причем второй играет существенную роль. Весь этот материал претерпел некоторую переработку в поверхностных условиях, что сказалось на облике осадков.

Пирокластические породы

Большая часть пород этой группы относится к туфам плагиоклазовых и пироксеново-плагиоклазовых порфиритов, но встречаются и спекшиеся кератофировые туфы. В зависимости от размера преобладающей части фрагментов и их состава здесь выделяются следующие породы:

Шлаковые агломераты зеленые, массивные, состоящие из мелких и крупных (до 20 *см*) обломков разнообразных порфиритов, среди которых особенно много миндалекаменных разностей. Обломки обычно угловаты, но со сглаженными гранями, хотя встречаются и остроугольные фрагменты. Связующая масса обильна и состоит из плотно прилегающих кусочков хлоритизированного стекла, шлака и крупных плагиоклазовых кристаллов; в некоторых разностях довольно много также кристаллов авгита (таблица III, *1*). Отдельные стекловатые и шлаковые обломки сплющены и приобрели изогнутую форму. Мощность агломератовых пластов от 1,5—2 до 12—15 *м*.

Шлаково-витро-кристаллические туфы порфиритов крепкие, синеватые или темно-зеленые с многочисленными светлыми кристаллами плагиоклазов. Породы имеют различную гранулометрическую характеристику; в основании мощных пластов они обычно грубые, с рассеянными обломками порфиритов мелкоагломератовой размерности, а выше становятся средне- и мелкозернистыми.

Основные компоненты породы — кристаллы, плотные кусочки бывшего стекла, замещенного вторичными продуктами, шлак и литокласты (табл. III, *2*). В зависимости от преобладания того или иного компонента порода приобретает несколько отличный облик. Всегда, однако, доминируют либо кристаллы (табл. IV, *2*), либо витрокласты.

Кристаллы представлены главным образом плагиоклазами, образующими многочисленные гломеропорфировые сростки; многие кристаллы идиоморфны, но некоторые из них были деформированы и поломаны уже в осадке. На поверхности некоторых кристаллов наблюдаются остатки стекловатой массы. В меньшем количестве и не всегда присутствуют осколки пироксена.

Аповитрокластический компонент образован кусочками, состоящими сейчас в основном из бледно-зеленого и ярко-желтого хлорита, иногда с эпидотом, пренитом и кварцем. Форма кусочков неправильная, контуры причудливо извилистые, сами же они нередко уплющены, изогнуты и концы их «растрепаны». Некоторые фрагменты плотные и однородные (табл. III, *3*), но чаще они имеют специфическую «оолитовую» структуру, очевидно, обусловленную соответствующей девитрификацией и хлоритизацией стекла (табл. IV, *1*). В одних фрагментах «оолиты» имеют округлую или эллипсоидальную форму, в других они сплющены и расположены субпараллельно. Размеры «оолитов» от 0,05 до 0,5 *мм*. Много в породе неправильных сильно пузыристых кусочков шлака, тоже хлоритизированного.

Литокласты представлены порфиритами, основная масса которых обычно плохо раскристаллизована, структура ее апогиалопилитовая, а текстура флюидная; литокласты в одних пластах обильны, в других практически отсутствуют.

Гранулометрия туфов характеризуется следующей особенностью. В относительно грубых разностях размер плагиоклазовых кристаллов и их сростков обычно 0,5—1 *мм*, достигая, однако, 2—2,5 *мм*, а в отдельных случаях и 5 *мм*; осколки пироксенов всегда мельче 1 *мм*; обломки стекла и шлака в этих же туфах имеют размеры от 0,8 до 5 *мм* и больше, т. е. в среднем они крупнее кристаллической фракции. В мелкозернистых разностях размер кристаллов 0,1—0,3 *мм*, а размер витрокластов и шлака несколько крупнее — 0,4—0,6 *мм*.

Все обломочные фрагменты плотно прилегают один к другому и не всегда можно определить их контуры. В некоторых шлифах видна сплошная масса с «оолитовой» структурой, где лишь по форме и расположению «оолитов» можно догадываться о первично неоднородной обломочной структуре.

Текстура породы беспорядочная, но с признаками флюидности, что подчеркивают и сплющенные, изогнутые обломки стекла, и текстура литокластов, и расположение плагиоклазов, концентрирующихся извилистыми и прерывающимися цепочками (табл. IV, *3*).

Для рассмотренных пород характерно: 1) высокое содержание кристаллов и стекла, как пористого (шлак), так и плотного; 2) своеобразная форма обломков, указывающая на их пластичность в момент отложения; 3) незначительное количество резургентного материала и принадлежность почти всех обломков к одному типу эффузивных образований (плагиоклазовые порфириты); 4) незначительное количество тонкой фракции; 5) нередко сваренность обломков в одну плотную массу и 6) наличие в слоях следов течения материала.

Многие черты рассмотренных пород сближают их с отложениями некоторых типов раскаленных пирокластических лавин или пенистых лавовых потоков.

Петрографическое изучение отложений современной раскаленной лавины на острове Сан-Висенти (Hay, 1959), например, показало, что они состоят из кристаллов (50%), порфиритового шлака и частиц сходного стекла (36%), а также из обломков непористых пород (14%). Такой состав сходен с составом наблюдавшихся нами отложений. При изучении лавины Сан-Висента было установлено, что она силно обогащена кристаллами по сравнению с исходной лавой; это свидетельствует об отделении значительного количества витрокластического материала, не попавшего в лавину, а рассеянного в виде тонкого пепла на большой площади. Вероятно, таким разделением тонкого и грубого материала, еще в процессе эксплозии, можно объяснить незначительное содержание пепловых частиц в рассматриваемых породах.

Спекшиеся туфы кератофиров — массивные, зеленые; среди них различаются менее грубые разности, внешне похожие на кератофир, и разности, обогащенные агломератовым материалом. И крупные и мелкие обломки представлены кератофирами; одни из них обладают метасферолитовой, другие — флюидальной структурой. Последние часто имеют уплощенную форму, причудливо изогнуты и огибают соседние обломки (табл. V, *1*, *2*). Размеры фрагментов обычно 1—5 *мм*. Связующая масса практически отсутствует и обломки спаяны в плотную породу. Туфы обычно сильно изменены — окварцованы и хлоритизированы. Встречаются такие породы лишь спорадически и приурочены к верхам формации, где, однако, имеют большую мощность. От обычных кератофировых туфов они отличаются отсутствием тонкой и даже мелкой фракции, развитием флюидных текстур как в самих обломках, так и в породе, очень сильным

вторичным изменением, отсутствием слоистости. По общему облику они близки к рассмотренным выше туфам, но имеют другой состав.

Возникли они, очевидно, вблизи очага и представляют собою отложения раскаленных лавин пирокластического материала.

Кристалло-литокластические туфы порфиритов

Туфы данной группы—наиболее характерные и распространенные породы Ирендыкской формации. Мы уже давали им характеристику (Хворова, Ильинская, 1961) и поэтому здесь остановимся на них возможно короче.

В составе туфов большую, а часто и основную роль играет литокластический материал, причем форма фрагментов указывает на то, что в осадок он попал в малопластичном или твердом состоянии. Вероятно, в основном это продукты разрушения пород предыдущих извержений, слагавших вулканическую постройку и заполнявших жерла. Такое образование материала объясняет и его несколько неоднородный состав.

По гранулометрической характеристике среди туфов выделяются агломераты, грубо-, средне- и мелкозернистые туфы.

А г л о м е р а т ы (табл. VI, *1*), как правило, очень плохо сортированы, представляя хоатическую смесь обломков величиной от долей сантиметра до 30—40 *см*; иногда попадаются блоки до 2 *м* в поперечнике. Несмотря на плохую сортировку материала, среди них можно выделить грубо- и мелкообломочную разности, причем последняя отличается от первой отсутствием или незначительным содержанием фрагментов крупнее 8—10 *см*, а иногда и крупнее 5 *см*. Состав обломочного материала, как правило, не очень разнообразный: обычно преобладают пироксеновые и плагиоклазовые порфириты, отличающиеся в разных обломках лишь деталями структуры; иногда, однако, здесь же содержится довольно много диабазов, спилитовых порфиритов и роговообманковых порфиритов, а также спорадически встречаются туфовые и агломератовые обломки. Почти всегда агломераты обогащены миндалекаменными фрагментами. Отдельные обломки гематитизированы.

Форма обломков неправильная, обычно изометричная, угловатая или обтекаемая; отдельные обломки имеют характерные вогнутые грани и сами несколько изогнуты. Поверхность их то ровная, то «корявая», а иногда на них наблюдаются тонкие и длинные шиповидные выступы.

Связующая масса представлена грубым туфом (табл. VI, *2*), чаще она скудная, но в мелкообломочных агломератах обычно довольно обильная.

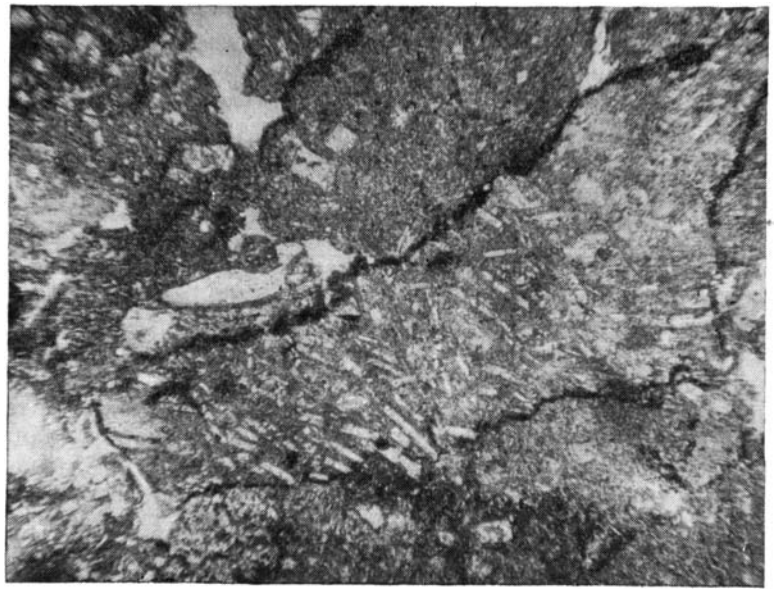
Г р у б о з е р н и с т ы е т у ф ы (табл. VI, *3*) массивные или массивнослоистые. Состоят они из обломков порфиритов — пироксеновых и плагиоклазовых, реже роговообманковых (литокласты), иногда миндалекаменных, а также кристаллов альбита и пироксена (преимущественно авгита); в одних разностях преобладают пироксеновые, в других — плагиоклазовые порфириты. Иногда присутствует небольшое количество шлака. Обычно литокластический компонент доминирует, но некоторые туфы обогащены кристаллами.

Туфы плохо сортированы, представляя смесь обломков размером от 0,2—0,3 до 2—3, а иногда и до 5—7 *мм*. Несмотря на большой диапазон размеров, количество мелкого и крупного материала сравнительно невелико, преобладают обломки величиной либо 1—1,2 *мм*, либо 2—3 *мм*. Нижний предел размерности и у кристаллов и у литокластов один и тот же, верхний же — у первых обычно 0,6—0,8 *мм*, а у вторых — 2—3 *мм* и выше.

Форма обломков определяется их составом: литокласты имеют неправильную, часто причудливую форму, для них характерны перегибы, пережимы, отростки и сферические углубления; пироксены всегда представлены

остроугольными осколками, плагиоклазы же нередко сохраняют призматическую форму.

Цементирующая масса скудная, образованная вторичными минералами: хлоритом, эпидотом, пренитом; иногда она, кроме того, сильно окварцована. На некоторых участках резко выражено конформное соотношение литокластических фрагментов (фиг. 8).



Фиг. 8 Грубозернистый литокластический туф с конформным соотношением обломков. Шлиф. Увел. 45

Среднезернистые туфы (табл. VII, *1*) имеют тот же состав и облик, что и грубозернистые, и отличаются лишь размером обломков: в них преобладает фракция 0,5—1 *мм*; в значительном количестве присутствуют также фракции $>$ 1 *мм* и 0,1—0,5 *мм*, но практически отсутствуют обломки размером 0,05—0,1 *мм* (тонкая фракция). Вместе с тем здесь довольно обильна связующая масса, составляющая около 20% породы. Представлена она вторичными минералами, развившимися, по-видимому, по тонкому пеплу или по пеплу и терригенному, глинистому материалу. Рассматриваемые туфы в общем богаче кристаллами, чем грубые разности, хотя в одних образцах преобладают кристаллы, а в других — литокласты. Различие в величине тех и других здесь не столь контрастно, как в грубых туфах, и не только нижний, но и верхний предел размерности у них близок или даже одинаков.

Мелкозернистые туфы (табл. VII, *2*, *3*) похожи на среднезернистые, но в них преобладают фрагменты величиной 0,1—0,5 *мм*; иногда они содержат значительное количество среднезернистого (25%) и грубозернистого (10—15%) материала и ничтожное количество тонкозернистого (0,05—0,1 *мм*); в других, более мелкообломочных разностях, наоборот, примесь первых двух компонентов незначительна, а тонкозернистый материал составляет 10—15% породы. Как и в других туфах, состав обломков различен в разных образцах: то преобладают кристаллы (плагиоклазы и пироксены), то сильно измененные литокласты, причем вследствие сильного разложения последние обычно имеют форму неправильных комочков и определить их первичный состав не удается. Иногда сохранились

мелкие обломки стекла, полностью замещенные хлоритом. Связующая масса составляет обычно около 20% породы и имеет тот же состав, что и в рассмотренных ранее туфах.

Туффиты

Среди туффитов присутствует две разности — хлоритово-эпидотовая и хлоритово-кремнистая.

К первой относятся синевато- или светло-зеленые крепкие микрозернистые породы с раковистым или шершавым изломом, нередко микрослоистые. Они в основном состоят из хлорита и эпидота с примесью актинолита, образующих беспорядочный и довольно однородный агрегат; в некоторых слоях больше эпидота, в других — хлорита. В такой хлоритово-эпидотовой массе местами рассеяно небольшое количество очень мелких (0,1 *мм* и меньше) угловатых зерен сильно измененных плагиоклазов и пироксенов, местами замещенных актинолитом. Иногда попадаются раковинки радиолярий. По составу порода похожа на связующую массу многих разностей туфов. По-видимому, вторичные минералы здесь возникли по тонкому пеплу и тонкому терригенному материалу, всегда присутствующему среди морских илистых отложений.

Породы второй разновидности внешне похожи на описанные, но они еще более крепкие, с раковистым изломом, иногда окрашенные гематитом в красноватый цвет. Состоят они из хлорита и криптокристаллического кремнезема. Породы эти широко развиты в Карамалыташской формации, где и будут рассмотрены подробнее.

Осадочные породы

Собственно осадочные породы имеют небольшое распространение в формации и представлены обломочными породами, яшмами и известняками.

Среди обломочных пород преобладают конгломераты и гравелиты. И те и другие обычно имеют порфиритовый состав обломков. Последние довольно хорошо окатаны и сортированы. Количество связующей массы, как правило, не велико. Развиты такие породы в виде пластов и линз среди агломератовых толщ. Петрографический состав обломков здесь тот же, что у агломератов, но фрагменты претерпели сортировку и окатывание. Вероятно, в большинстве случаев такие конгломераты возникли от местного перемыва свежих агломератовых накоплений, на что указывает довольно однообразный петрографический состав материала, очень сходный с составом агломератов. Изредка вместе с грубообломочными породами встречаются песчаники, сходные с первыми по составу, но содержащие окатанные обломки кристаллов.

Яшмы в Ирендыкской формации встречаются редко и поэтому рассматривать их здесь мы не будем, тем более, что они ничем не отличаются от яшм Карамалыташской формации, характеристика которых дается ниже.

Известняки мраморизованные, белые и светло-серые, массивные, то крупно-, то мелкокристаллические. На некоторых участках сохранились остатки криноидей и мелкий неопределимый детрит. Характерна пятнистая, неравномерная перекристаллизация и остатки инкрустационных структур, обычных для рифовых образований. Нередко отмечается слабое окварцевание.

Элементарные породные ассоциации

Под элементарными породными ассоциациями мы понимаем характерные, неоднократно повторяющиеся сочетания пород в разрезе. Они обладают определенным набором пород и им свойственна определенная стратификация.

К сожалению, интенсивное зеленокаменное перерождение пород не позволяет выяснить строение собственно эффузивных комплексов, где не различимы отдельные потоки и покровы. Среди туфовых и особенно агломератовых накоплений тоже наблюдаются мощные пачки массивных, неслоистых пород. Однако такие накопления имеют лишь локальное развитие и, по-видимому, связаны с вулканическими постройками. Гораздо шире развиты четко напластованные туфы с определенным порядком в сочетании различных типов пород. Иногда, как мы увидим ниже, этот порядок твердый, нарушаемый лишь эпизодически, а иногда можно уловить лишь общую тенденцию в последовательности наслоения, так как обычная седиментация нарушалась столь часто, что сама беспорядочность стратификации стала ее характерной особенностью.

Рассмотрим две наиболее распространенные породные ассоциации.

Малокизильская туфовая ассоциация наиболее четко выделяется в долине р. Малый Кизил (см. разрез V толщи, стр. 95). Она состоит из следующих пород: 1) порфиритов, 2) шлаковых агломератов, 3) шлаково-витро-кристаллических туфов порфиритов, нередко спекшихся, и 4) хлоритово-эпидотовых туффитов, встречающихся очень редко.

В чередовании пород нет, однако, твердой, строго выдержанной последовательности.

Основной фон разрезов здесь образован переслаиванием шлаковых агломератов и туфов.

Агломераты образуют пласты мощностью от 1,5—2 до 12—15 *м*, туфы— от 1—1,5 до 3—7 *м*. Агломерат обычно имеет резкую нижнюю границу, кверху же быстро сменяется грубым туфом, причем между ними обычно наблюдается небольшая переходная зона, образованная мелкообломочным туфоагломератом. Такое чередование агломератов и туфов иногда нарушается появлением агломератовых пластов, которые и вверху и внизу связаны с туфом постепенным переходом (маятниковая стратификация).

Туфовые пласты иногда грубозернисты, массивны и на некоторых уровнях местами обогащены мелкоагломератовым материалом, а иногда имеют более сложное строение. В низу таких сложных пластов туф грубый, кверху он постепенно сменяется среднезернистым, а затем мелкозернистым. В последнем, в свою очередь, часто наблюдается тонкая слоистость, обусловленная чередованием туфа и туффита.

Таким образом, характерный многослой ассоциации состоит из следующих пород: агломерат → туфоагломерат → грубый туф → среднезернистый туф→мелкозернистый туф. Полные многослои редки, обычно они сокращены за счет двух верхних членов, но иногда отсутствуют два нижние. В целом стратификация толщи грубая и неравномерная, но всегда горизонтальная. Характерно, что при обилии грубых пород здесь отсутствуют сколько-нибудь отчетливо выраженные следы размывов.

В таком чередовании пород отмечаются некоторые отклонения от обычного порядка. Так, в одном из обнажений в агломерате наблюдался пласт (0,5 *м*) мелкозернистого слоистого туфа с мелкими сингенетическими деформациями. Границы его очень резкие и извилистые, оползневого характера (см. фиг. 5). Подстилающий и покрывающий агломерат отличались только грубостью материала (при этом подстилающий агломерат был более крупнообломочным). Такое соотношение пород свидетельствует, что в бассейне временами возникали крупные агломератовые потоки. Вероятно, эти потоки не были связаны с эксплозиями, а возникали при землетрясениях как оползни на склоне вулканической постройки.

Однако главным нарушением рассмотренной последовательности напластования является присутствие эффузивных пород, представленных двумя типами: 1) специфической разновидностью авгитовых порфиритов (табл. I, *2*), для которых характерно обилие мелких пироксеновых фенокристов, полное отсутствие плагиоклазовых фенокристов и спилитоподоб-

ная структура основной массы; 2) порфиритами с большим количеством крупных кристаллов плагиоклаза (табл. I, *3*) и редкими крупными пироксеновыми вкрапленниками. Породы первого типа встречаются чаще.

Порфириты не занимают определенного места в рассмотренном чередовании пород. Пласты авгитовых порфиритов встречаются среди шлаково-плагиоклазовых туфов, среди агломератов, между агломератом и туфами. Как нижняя, так и верхняя (табл. VIII, *3*) границы порфиритов резкие и слабо волнистые. Обычно наблюдается поразительная контрастность состава эффузивной породы и туфа: указанные спилитоподобные авгитовые порфириты залегают среди туфов, в которых кристаллическая фракция представлена почти одними плагиоклазами (табл. VIII, *1*, *2*). То же самое можно наблюдать в тех случаях, когда порфириты развиты среди агломератов (даже если в агломерате много обломков авгитовых порфиритов, последние структурно очень резко отличны от эффузивных порфиритов). Изредка спилитоподобный порфирит покрывается и подстилается небольшими слоями туфа, который имеет сходный состав и содержит многочисленные мелкие кристаллы пироксена. Отметим, что в рассматриваемых толщах присутствуют дайки спилитовых порфиритов, сходных по составу с упомянутыми пластами и генетически им близких.

Плагиоклазовые порфириты теснее связаны с туфами, но появляются в Малокизильской туфовой ассоциации редко. Они имеют небольшую мощность (1,5—2 *м*) и залегают среди туфов того же состава. Сходство между плагиоклазовыми порфиритами и туфами особенно разительно там, где в верхней части пласта порфирит обладает пузыристой структурой (пенистая лава), обогащен плагиоклазами и поэтому иногда трудно решить — имеем ли мы дело с верхами потока или со шлаково-кристаллическим туфом.

Малокизильская ассоциация выделяется среди обычных туфовых накоплений Ирендыкской формации обилием своеобразных пород — игнимбритов и пенистых лав, являющихся отложениями раскаленных пирокластических лавин и горячих пенистых лавовых потоков. Их локальное развитие свидетельствует об известном разнообразии эруптий в Ирендыкской вулканической зоне. Указанные породы имеют андезитовый и андезитово-базальтовый состав (плагиоклазовые порфириты) и развиты в формациях, где преобладают базальты и андезито-базальты. Таким образом, ирендыкские игнимбриты можно отнести к той группе, которую Е. К. Устиев (1961) генетически связывает с основной магмой. Как известно, среди игнимбритов этой группы преобладают кислые разности — продукт дифференциации основной магмы, и лишь исключительно редко встречаются породы андезитово-базальтового и базальтового состава. Очевидно, ирендыкские спекшиеся туфы дают нам еще один пример производных очень слабо дифференцированной магмы. По мощности отложений и распространению на площади эти туфы, конечно, не сравнимы с игнимбритовыми толщами гранитоидного состава, характерными для определенного типа континентальных вулканических формаций.

Современные и молодые ископаемые отложения раскаленных лавин — образования наземные. Мы не знаем — могут ли подобные отложения возникать в подводных условиях, но если основываться на том, что дает нам современность и сравнительно недалекое прошлое, то следует предполагать, что формирование Малокизильской ассоциации происходило в основном на склонах островных вулканических построек.

Судя по обилию шлака в рассматриваемых отложениях и присутствию пенистых лав, магма была богата газами, но эксплозии не имели большой разрушительной силы и материал старых извержений если и примешивался к ювенильному, то в небольших количествах.

Характерно, что в 200-метровой толще рассматриваемых отложений (V толща в разрезе по р. Малый Кизил) отсутствуют нормально-осадочные

породы и почти нет туффитов. Это свидетельствует, на наш взгляд, об относительно быстром формировании осадков и близком их расположении к активному вулканическому очагу.

Как мы видели, в Малокизильской ассоциации встречаются спилитовые порфириты — продукт трещинных излияний,— заметно отличные по структуре и составу от плагиоклазовых порфиритов и спекшихся туфов. Они возникали независимо от обычной эксплозивной вулканической деятельности и их покровы ложились то на агломераты, то на туфы. Излияния спилитовых порфиритов лишь изредка сопровождались выбросом небольшого количества пирокластов.

Это сравнительно небольшие и редкие спилитовые покровы дальше на восток переходят в мощную и однообразную Карамалыташскую спилитовую формацию. Таким образом, места развития Малокизильской ассоциации приурочены к переходной полосе между областями развития отложений двух существенно отличных формаций.

Крыктинская туффитово-туфовая ассоциация распространена в Ирендыкской формации очень широко и определяет, по существу, ее облик. Прекрасные обнажения пород этой ассоциации известны по западному склону хр. Ирендык и в обрывах южного склона хр. Крыкты. Мы уже рассматривали характерные черты строения этой ассоциации (Хворова, Ильинская, 1961) и поэтому здесь охарактеризуем ее кратко.

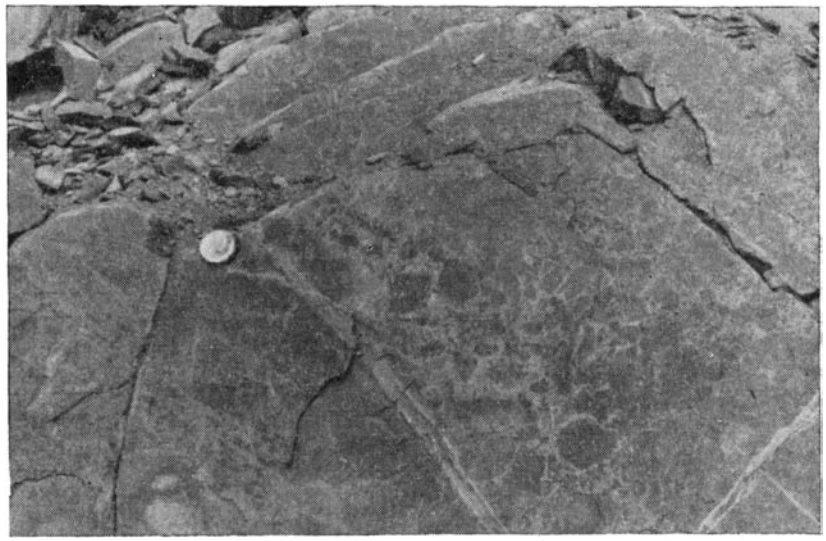
Основными породами, слагающими ассоциацию, являются «полимиктовые» агломераты и кристалло-литокластические туфы порфиритов, а также хлоритово-эпидотовые туффиты. Эффузивные породы встречаются исключительно редко и представлены пироксеновыми порфиритами.

Перечисленные породы слагают мощные толсто- и неравномерно, но всегда горизонтально наслоенные серии. В одних толщах резко выражена асимметрично-ритмичная стратификация, в других она сколько-нибудь отчетливо не проявляется.

Толщи с асимметрично-ритмичной стратификацией образованы пакетами — многослоями, состоящими из следующих пород (снизу вверх):

	Мощность в *м*
1. Агломерат, местами довольно грубый, местами менее грубый, но всегда с небольшим количеством связующей массы	3—5
2. Агломерат мелкообломочный с обильной туфовой связующей массой, количество которой кверху постепенно, но быстро увеличивается, и порода переходит в туфоагломерат. Нижний контакт слоя довольно резкий, с вышележащей же породой туфоагломерат связан постепенным переходом	2—3, иногда меньше
3. Туф массивный, внизу грубозернистый, выше переходящий в среднезернистый и еще выше в мелкозернистый. В этой части многослоя, таким образом, отчетливо выражена отсортированная слоистость (graded bedding)	от 0,3—0,5 (редко) до 3—5, обычно 1,5—2
4. Туффит тонкозернистый, слоистый, часто плитчатый. Слоистость его связана с присутствием в тонкозернистой породе прослоев (от 0,5—1 *мм* до 0,5—1 *см*), обогащенных мелким туфом; в этих тончайших прослоях отчетливо улавливается отсортированная слоистость (graded bedding) (табл. IX, *1*). Как правило, слоистость горизонтальна и лишь изредка наблюдается мелкая косая или волнистая слоистость. Встречаются пласты с сингенетическими деформациями. Нижний контакт туффитов в одних случаях неотчетлив (когда они связаны постепенным переходом с нижележащими мелкозернистыми туфами), в других — очень резкий (табл. IX, *1*, *2*), ровный или волнистый. Верхний контакт всегда очень резкий, так как на тонкую породу непосредственно ложится агломерат следующего многослоя (фиг. 9)	от 0,01—0,02 до 3—4

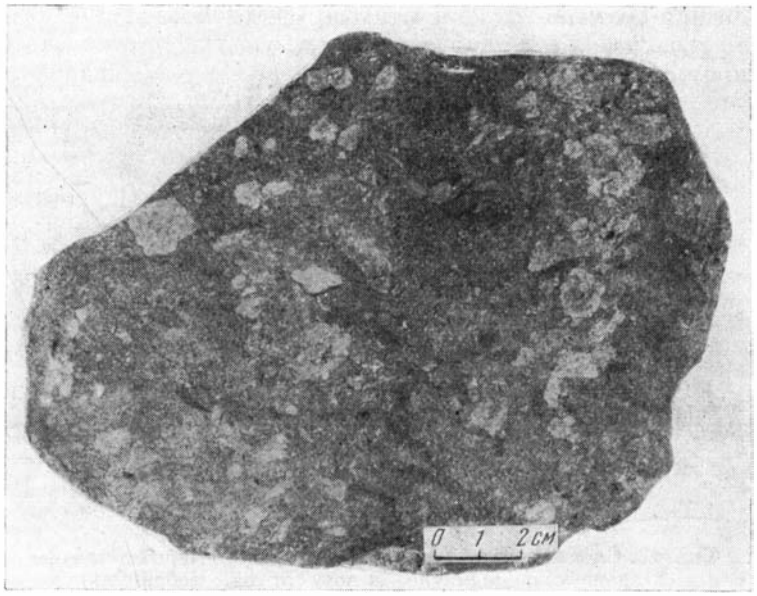
Такие полные многослои встречаются не во всех толщах. В более грубой фации многослои нередко лишены туффита или даже мелкозернистого туфа. Иногда агломератовый слой как самостоятельная порода отсутствует и многослой начинается грубым туфом с рассеянными обломками агломератовой размерности. Кроме того, в таких толщах правильность напластования нарушается появлением мощных пачек (20—30 *м*) сплошных агломератов или массивных туфов. В менее грубых фациях агломераты, как правило, отсутствуют и многослои обычно двучленны: состоят из туфа и туффита (при этом туф в нижней части слоя грубо- или среднезернистый, а вверху — мелкозернистый).



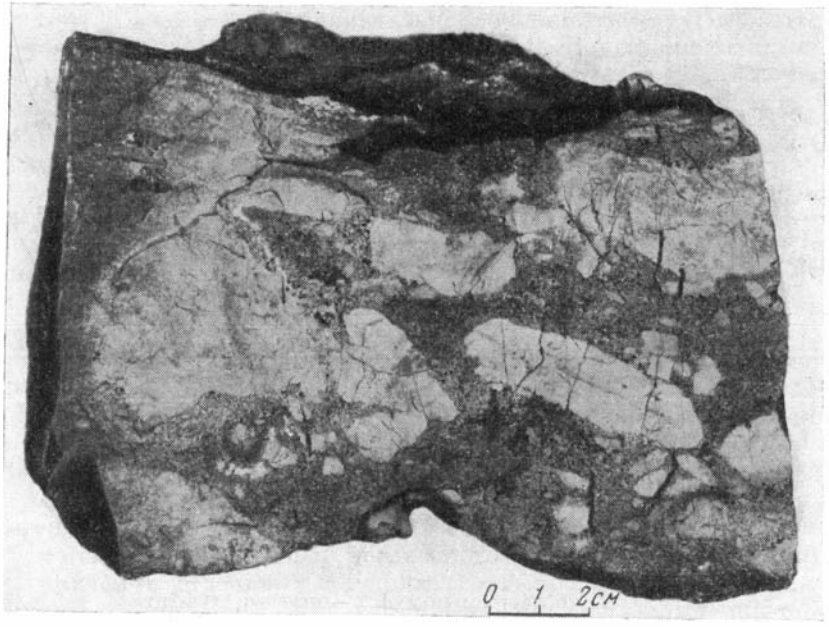
Фиг. 9. Резкий контакт между тонкозернистым туффитом и вышележащим агломератом (р. Малый Кизил)

В некоторых толщах (разрез по р. Большой Кизил), состоящих из тех же типов пород, стратификация заметно отличается от рассмотренной. Здесь наблюдается чередование туфов и туффитов. Туфы обычно грубо- и среднезернистые, иногда обогащенные обломками порфиритов мелкоагломератовой размерности. Мощность пластов от 0,5 *м* до нескольких метров. Отсортированность материала по разрезу пласта либо отсутствует, либо нерезко проявляется только в его верхней части. Агломератовый материал не концентрируется в основании слоя, а либо неравномерно рассеян по всему пласту, либо обогащает его на некоторых уровнях (фиг. 10), не образуя самостоятельных прослоев. Кроме того, в туфе местами содержится много угловатых и слабо окатанных кусочков микрослоистого туффита. На некоторых уровнях их так много, что порода приобретает вид своеобразной брекчии (фиг. 11), состоящей из мелких (3—4 *см*, редко до 30 *см*) плоских, угловатых, реже слабо окатанных кусочков туффита, беспорядочно расположенных в грубом туфе. Иногда можно видеть, что брекчия представляет собою туффитовый слой, разрушенный на месте, причем его отдельные обломки лишь немного смещены. Иногда от такого слоя сохранилось лишь скопление галек (фиг. 12), причем многие из них хотя и крупные, но очень тонкие (фиг. 13).

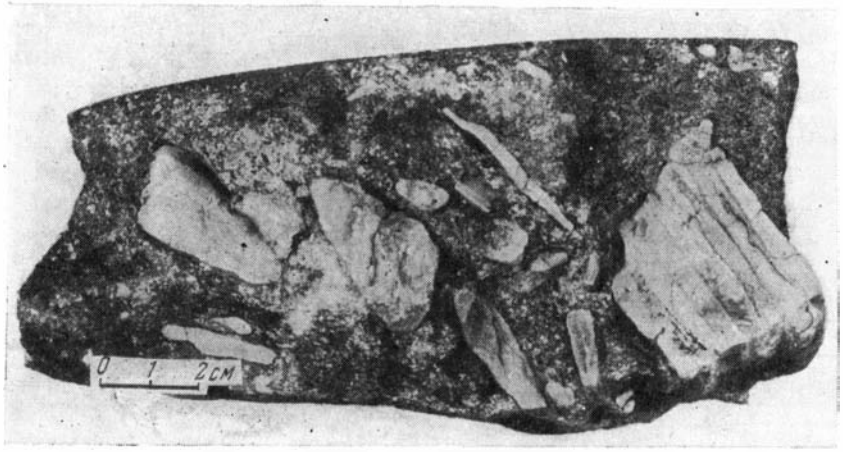
Туффиты в рассматриваемой ассоциации образуют слои толщиной от нескольких сантиметров до нескольких метров. Характерно, что не только верхняя, но и нижняя граница их очень резкая. Мощные туффитовые



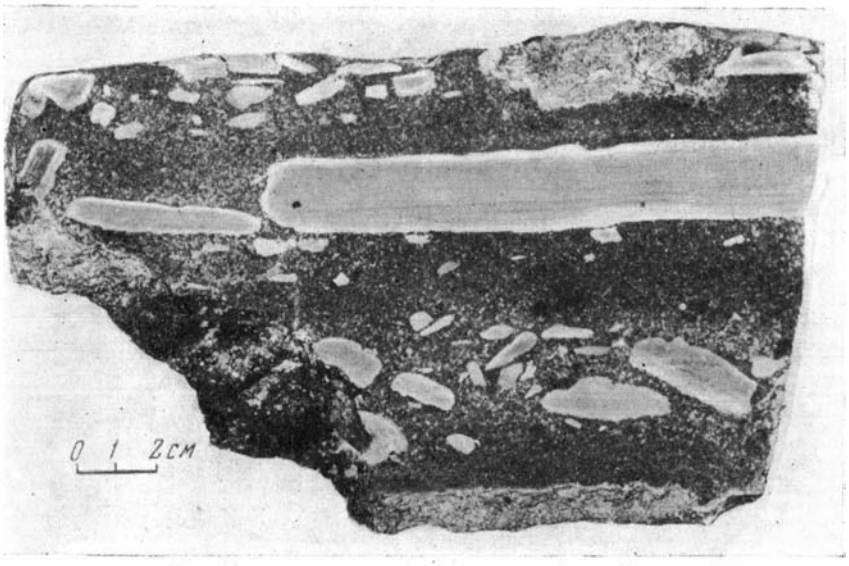
Фиг. 10. Грубозернистый туф с мелкими обломками порфирита (р. Малый Кизил)



Фиг. 11. Сингенетическая брекчия из обломков туффита, заключенных в грубозернистом туфе (р. Большой Кизил)



Фиг. 12. Скопление туффитовых галек в грубозернистом туфе (Юлдашевское поднятие, к югу от оз. Чебаркуль)

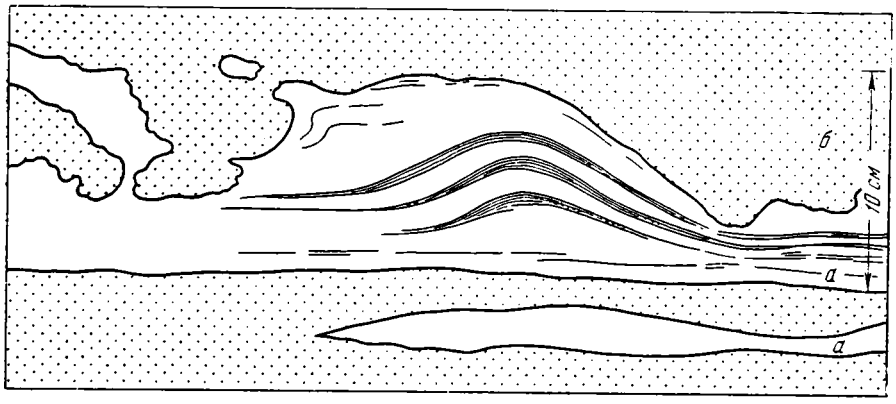


Фиг. 13. Грубозернистый туф с гальками туффита (Юлдашевское поднятие, к югу от оз. Чебаркуль)

пласты и пачки правильно слоисты, в тонких же наблюдаются оползневые деформации и структуры внедрения (фиг. 14).

Изредка в туфовой толще развиты пласты авгитово-плагиоклазовых порфиритов, залегающих среди грубых туфово-агломератовых отложений.

Рассматривая условия формирования Крыктинской ассоциации, необходимо остановиться на двух вопросах — на характере поступления материала и на условиях его переноса и отложения.



Фиг. 14. Тонкий туффитовый прослой (*а*) в грубозернистом туфе (*б*) (река Большой Кизил, зарисовка обнажения)

Состав и агломератов и туфов отличается известной «полимиктовостью», и хотя в каждом отдельном случае преобладают обломки определенных пород (авгитовых или плагиоклазовых порфиритов), здесь же присутствует то или иное, часто значительное, количество другого материала; кроме обломков эффузивных пород, попадаются вулканокластические и изредка интрузивные. Форма обломков обычно неправильно-угловатая и в большинстве случаев нет признаков, указывающих на их пластичное состояние во время отложения. Шлака и витрокластического материала в породах мало. Все это позволяет считать, что в составе отложений большую роль играли продукты разрушения пород предыдущих извержений, слагавших вулканическую постройку. Это обстоятельство, а также обилие материала и большое количество крупных фрагментов, показывает, что извержения, поставлявшие вулканокластические продукты для формирования рассматриваемых отложений, обладали очень большой разрушительной силой. Мы уже видели, что кроме слоистых разностей туфы и агломераты образуют мощные нестратифицированные толщи, представляющие хаотическую смесь очень слабо сортированного материала. Состав этих толщ, очевидно, наиболее правильно отражает первичный состав вулканических выбросов.

Общий облик материала позволяет предполагать вулканский, а в отдельных случаях может быть и ультравулканский тип извержения. Характеризуя эти типы эксплозий, Лакруа (Lacroix, 1930) указывал, что наряду со свежей лавой извергается много обломков ранее образованных пород, причем в отдельных случаях все выброшенные продукты могут быть чужеродными. Взрывы иногда происходят значительно ниже поверхности, при этом они вскрывают конус вулкана и поставляют обломки разного состава. Лавовые частицы выбрасываются в состоянии слишком вязком, чтобы приобрести какую-либо определенную форму. Характерным для вулканских эксплозий является тесное смешение грубых и тонких продуктов. Вблизи кратера образуются хаотические брекчии, которые далее сменяются туфами. Хорошо слоистые туфы, образованные чередо-

ванием лапиллей, гравия и тонких пеплов характерны для отложений рассматриваемого типа.

Не трудно видеть, что рассмотренные выше ирендыкские отложения весьма сходны с продуктами вулканских эксплозий. Однако, как уже давно было установлено, они в целом являются морскими образованиями. Известно, что сильные вулканические взрывы не могут происходить в сколько-нибудь глубоководных условиях. Поэтому следует считать, что кратеры ирендыкских вулканов располагались вблизи уровня моря или даже на небольших вулканических островах, образующих архипелаги.

Места расположения вулканов отмечаются развитием грубых агломератовых накоплений, а также обилием эффузивных образований. Однако на многих участках вся формация представлена слоистыми туфами, чередующимися с тонкими туффитами. Изучение стратификации этих отложений привело нас к выводу (Хворова, Ильинская, 1961), что значительные массы эксплозивного материала выносились с вулканических поднятий мощными турбидными потоками и подводными оползневыми лавинами в относительно глубокие участки моря, где шло довольно медленное и спокойное накопление илистых осадков. Последние, по-видимому, представляли собой смесь глинистого и тонкого пеплового материала. Турбидные потоки обладали различной плотностью: более нагруженные из них отлагали мощные пласты, лишенные отсортированной слоистости, а менее плотные создавали «турбидиты». Причиной возникновения таких потоков были не только сами эксплозии, питавшие их кластическим материалом, но и землетрясения, всегда сопровождающие вулканские извержения и дающие толчек к движению материала, скопившегося на склонах вулканических конусов.

КАРАМАЛЫТАШСКАЯ СПИЛИТОВО-КЕРАТОФИРОВО-ЯШМОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Характеристика формации дана на основе изучения ее отложений в пределах Юлдашевско-Узункырской и Карамалыташской антиклиналей и Ирендыкской моноклинали.

Карамалыташская формация в пределах Юлдашевско-Узункырской антиклинали

Отложения Карамалыташской формации имеют большую мощность и хорошо обнажены вдоль восточного крыла антиклинали. На западном же крыле они либо сильно сокращены в мощности, либо строение их неясно из-за интенсивных дислокаций.

Интересный разрез формации наблюдается на западном крыле структуры, вблизи ее переклинального окончания (Юлдашевский участок). Формация здесь, как и обычно, состоит из эффузивного и яшмового комплексов, но мощность первого очень небольшая. Выше ирендыкских туфов здесь развиты следующие породы:

	Мощность в м
1. Вариолитовый порфирит, местами миндалекаменный, сильно измененный, с обильными красными гематитизированными и окварцованными прожилками и участками	60—65
2. Яшма красная, выклинивающаяся по простиранию	1—2
3. Спилиты, сильно измененные	30
4. Яшмы слоистые, зеленые и красные, полосчатые. К яшмам приурочено небольшое марганцевое оруденение	30—40

Формация здесь состоит, таким образом, из небольшой (<100 *м*) пачки основных эффузивных пород и пачки яшм.

Немного южнее, у периклинального окончания структуры, мощность спилитов, развитых ниже яшмовой пачки, увеличивается и среди них

появляется большое количество линз слоистых красных и черных яшм, а также глыбовых включений перекристаллизованной яшмы.

Спилиты и яшмы прослеживаются к северу вдоль западного крыла структуры всего лишь на расстояние 10—15 *км*. Далее спилиты вообще исчезают, а яшмы в виде небольших линз появляются кое-где на контакте ирендыкской и улутауской свит.

Севернее, строение Карамалыташской формации можно наблюдать уже только на восточном крыле Юлдашевской структуры. На А ю с а з о в с к о м у ч а с т к е (см. фиг. 1, VI—VI), расположенном в 30—35 *км* от места, где прослеживается предыдущий разрез, формация состоит из следующих трех толщ:

1. Спилиты с подчиненным количеством кератофиров. Среди спилитов развиты линзы и пласты (до 20 *м*) красных яшм. Местами появляется много небольших гипабиссальных тел альбитовых диабазов, спилиты и кератофиры тогда пронизаны многочисленными гематитово-кварцевыми жилками. Некоторые кератофиры имеют флюидную текстуру (табл. XIII, *1*, *2*), яшмы же образуют крупные (>1 *м*) глыбообразные включения. Очевидно такие участки связаны с местами (трещинами) излияний и особенно интенсивной гидротермальной деятельности. Ширина выхода толщи около 1,5 *км*.
2. Кварцевые кератофиры, среди которых встречаются пласты кератофиров, реже — спилитов и еще реже — спекшихся туфов. На некоторых участках также встречаются многочисленные пласты и линзы красной микрослоистой яшмы, круто наклоненные к востоку. Ширина выхода толщи 1,5 *км*.

   В южном направлении кварцевые кератофиры быстро уменьшаются в мощности и на их продолжении развиты спилиты и флюидные кератофиры с многочисленными глыбообразными включениями и линзами яшмы.
3. Бугылыгырские красные яшмы, переслоенные зеленоватыми кремнистыми туффитами.

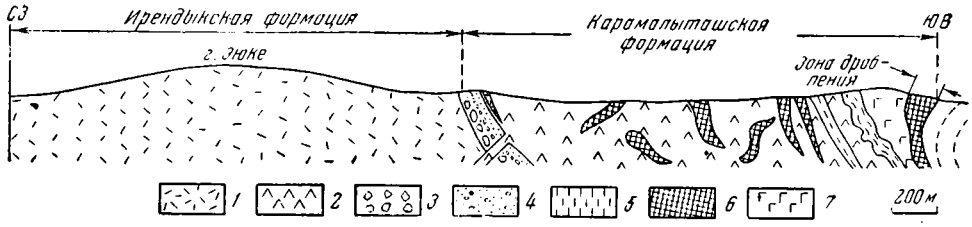
Бугылыгырская толща прослеживается в виде узкой полосы вдоль восточного крыла антиклинали. В ее пределах породы сильно дислоцированы и к ней на рассматриваемом участке приурочены два марганцевых месторождения: Аюсазовское и Елимбетское. Мощность толщи трудно определить из-за интенсивной дислоцированности пород, но, по-видимому, она такая же, как и на других участках восточного крыла структуры.

Следующий участок, где изучался состав Карамалыташской формации — Г а б д и н о в о-Н и я з г у л о в с к и й (см. фиг. 1, VII—VII), расположен в 12—15 *км* к северу от предыдущего, на правобережье р. Малый Кизил. Здесь хорошо обнажена вся формация и можно наблюдать ее контакт с Ирендыкской.

На толщу слоистых туфов плагиоклазовых порфиритов, круто наклоненных к востоку и обнажающихся на восточном склоне горы Эюке (фиг. 15), налегает небольшая пачка обломочных пород. Начинается она пластом гематитизированной порфиритовой конгломерато-брекчии, непосредственно над которой развит слой красного яшмовидного туффита. Выше залегают гравелиты и песчаники с прослоями микрозернистых туффитов; в гравелитах наряду с преобладающими обломками порфиритов попадаются галечки жильных пород, а в песчаниках — окатанный раковинный детрит. Несколько севернее, по данным О. А. Нестояновой, на этом уровне залегают линзы известняка с остатками кобленц-эйфельской фауны. В рассматриваемой пачке встречен слой кристалло-витрокластического туфа. Все ее породы прорваны дайками альбитовых диабазов.

Восточнее, на расстоянии 1,5 *км* вкрест простирания слоев, развиты спилиты и диабазы, нередко с шаровой отдельностью, среди которых много пластов и линз красных массивных и микрослоистых яшм и зеленых туффитов; кверху количество их увеличивается и мощность отдельных яшмовых пластов достигает 15 *м*. Иногда они выдержаны по простиранию, но местами перемяты, разорваны и залегают крупными отторженцами среди

измененных и перемятых эффузивных образований, прорванных многочисленными диабазовыми дайками. Особенно хорошо соотношение яшм и туффитов с массивными диабазами можно наблюдать в железнодорожной выемке, в 2 *км* восточнее дер. Ниязгулово (фиг. 16, 17).

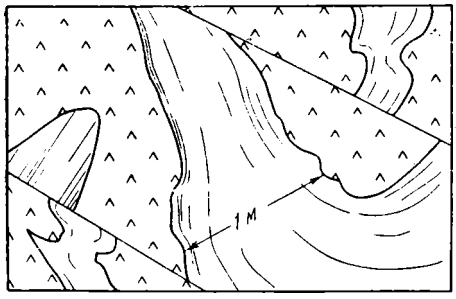


Фиг. 15. Профиль, иллюстрирующий строение Карамалыташской формации на Габдиновско-Ниязгуловском участке

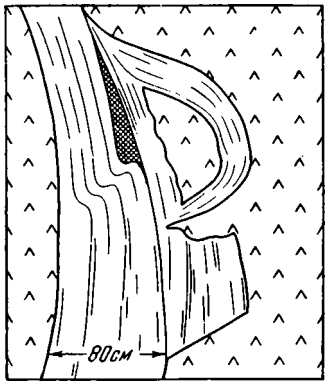
1 — порфириты и их туфы; *2* — спилиты и диабазы; *3* — порфиритовая конгломерато-брекчия; *4* — вулканические песчаники и конгломераты; *5* — слоистые туфы кварцевых кератофиров и туффиты; *6* — яшмы; *7* — кварцевые кератофиры

Над спилитами местами развиты крупные линзы кварцевых кератофиров, а местами — слоистые туфы последних, чередующиеся с зелеными и красноватыми туффитами.

Заканчивается разрез яшмовой пачкой, имеющей в районе Ниязгуловского рудника следующее строение: 1) яшмы красные, микрослоистые, плитчатые, с крупными участками красных массивных, местами брекчиевидных гематитово-кварцевых пород. Мощность 20 *м*; 2) сургучно-красные



Фиг. 16. Отторженцы перемятых слоистых кремнистых пород среди альбитовых диабазов (зарисовка обнажения)



Фиг. 17. Отторженец кремнистой породы в диабазах (зарисовка обнажения)

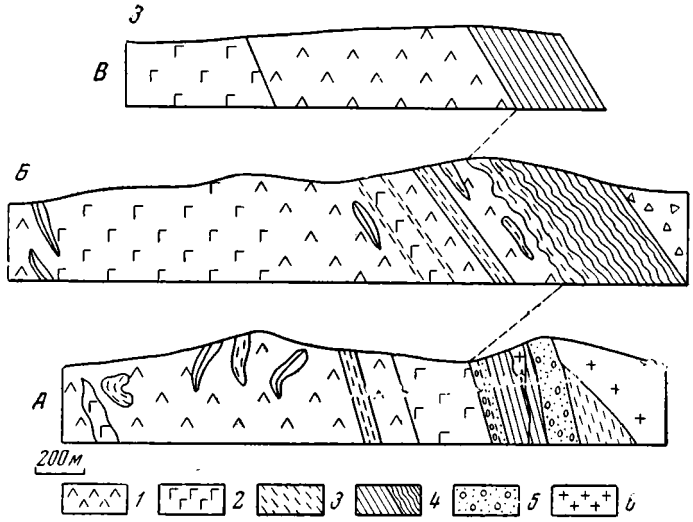
и зеленые яшмы, чередующиеся с хлоритово-кремнистыми туффитами. Среди таких пород залегают пласты и линзы марганцевой руды, представляющие либо оруденелую яшму, либо оруденелый туффит. Местами рудное вещество довольно равномерно рассеяно в кремнистой породе, а местами сосредоточено в тонких прослоях, подчеркивая слоистость. Мощность рудных пластов невыдержанная; так, например, мощность нижнего пласта на расстоянии 25 *м* изменяется от 0,7—0,8 до 1,7 *м*. Общая мощность рудоносной пачки 7,5—10 *м*.

На левобережье р. Малый Кизил карамалыташские породы слагают хр. Кутан-Тау. Формация здесь состоит из эффузивного и яшмового комплексов. Первый образован спилитами, спилитовыми порфиритами и альбитовыми диабазами, местами миндалекаменными; в верхней части разреза,

среди диабазов много крупных отторженцев перемятых слоистых яшм. Видимая мощность пород более 350—400 *м*. Яшмовый комплекс представляет чередование пластов и пачек толстослоистых красных яшм с пачками более тонконаслоенных красных и зеленых яшм, переслоенных туффитами. Мощность около 400 *м*.

В северной части поднятия строение формации хорошо видно по р. Урал и ее левым притокам (У р а л ь с к и й у ч а с т о к).

На юге, по р. Урал, формация состоит из трех толщ (см. фиг. 1, VIII—VIII, фиг. 18, А).



Фиг. 18. Профили (*А*, *Б*, *В*), иллюстрирующие строение Карамалыташской формации на Уральском участке

1 — спилиты и альбитовые диабазы; *2* — кератофиры и кварцевые кератофиры; *3* — туффиты; *4* — яшмы; *5* — вулканические конгломераты, песчаники и туфы; *6* — интрузии

Первая толща представлена спилитами и спилитовыми порфиритами, иногда миндалекаменными, с многочисленными ветвящимися гематитово-кварцевыми жилками. В спилитах встречаются неправильные включения красной массивной, иногда брекчиевидной, гематитово-кварцевой породы и крупные отторженцы (до 4×10 *м*) слоистых зеленых и красноватых кремнистых туффитов. Мощность толщи около 1000—1200 *м*.

Вторая толща образована зелеными и сиренево-серыми окварцованными и кварцсодержащими кератофирами, с миндалинами, выполненными ярко-зеленым эпидотом. Местами отчетливо заметна флюидная текстура. В верхней части толщи много прослоев тонкослоистых зеленоватых эпидотизированных кремнистых пород. В кровле прослеживается пласт (10 *м*) сильно измененного брекчированного кварцевого кератофира. Мощность толщи около 270 *м*.

Третья толща имеет сложный состав: в нижней трети ее преобладают обломочные породы, а в средней и верхней — кремнистые. По-видимому, она соответствует бугылыгырской толще, но несколько отличается от нее. Ниже приводится ее послойный разрез:

	Мощность в *м*
1. Довольно тонкое чередование грубо- и среднезернистых шлаково-кристаллических туфов и зеленых кремнистых туффитов, которые от брекчиевидных кератофиров второй толщи отделены перерывом в обнажении, соответствующим по мощности 4 *м*	около 2
2. Агломерат с большим количеством обломков миндалекаменных	

	пород. Кверху агломерат переходит в пачку шлаковых туфов с прослоями красных и зеленых полосчатх яшмовидных туффитов . . .	18
3.	Яшмы красные и зеленые, полосчатые, внизу с прослоями (5—10 *см*) средне- и мелкозернистых литокластических туфов	2
4.	Чередование мелкозернистых туфов кварцевых кератофиров, кремнистых туффитов и тонкополосчатых красно-зеленых яшм	около 15
5.	Кварцевый кератофир с единичными фенокристами роговой обманки	около 2
6.	Чередование зеленых туфов кварцевых кератофиров с небольшими прослоями красных микрослоистых яшм	3
7.	Пласт, внизу представляющий мелкогалечную конгломерато-брекчию, в средней части — гравелит, а вверху — песчаник. Обломки слабо окатаны и представлены главным образом кератофирами и кварцевыми кератофирами, реже спилитами. Песчаная фракция образована кварцем и альбитом	1,5
8.	Чередование грубозернистых песчаников, (образующих пласты до 0,5 *м*) и тонкослоистых пакетов (10—30 *см*), представляющих переслаивание кремнистых туффитов и яшм.	4
9.	Конгломерат, как в слое 7	1,6
10.	Чередование пластов (1 *м*) красных яшм и зеленых кремнистых туффитов	12
11.	Сильно измененный — окварцованный, хлоритизированный и рассланцованный порфиритовый туф с обломками андезина (Ab_{47}). В низу слоя порода более грубая, чем вверху	1,8
12.	Чередование красных и зеленых полосчатых яшм с прослоями туффитов. В верху пачки яшмы резко преобладают	около 35
13.	Темно-зеленые и почти черные микрослоистые плитчатые яшмы, послойно обогащенные раковинками радиолярий	около 80
14.	Далее толща прервана интрузивным телом сильно измененного порфирита, ширина выхода которого около 42 *м*	
15.	Темные микрослоистые яшмы, как в слое 13	около 13

Общая мощность третьей толщи равна приблизительно 200 *м*.

К северу строение формации заметно меняется. В 13 *км* от места, где составлялся рассмотренный разрез, у дер. Истмангулова, формация состоит из трех толщ (см. фиг. 1, IX—IX; фиг. 18, Б).

Нижняя толща образована в основном зеленовато-серыми и лиловатыми кератофирами, местами с большим количеством сплющенных миндалин, заполненных ярко-зеленым эпидотом; нередко встречаются брекчиевидные участки. Породы этой толщи похожи на кератофиры второй толщи предыдущего разреза. Среди кератофиров присутствуют линзы слоистых кремнистых туффитов. В нижней части толщи кератофиры чередуются с пластами спилитов, в которых нередко можно наблюдать мелкую шаровую отдельность. Здесь, кроме того, развиты пласты и отторженцы красных микрослоистых яшм. Ширина выходов пород нижней толщи достигает 1100 *м* и если считать, что они дислоцированы здесь также, как и вышележащие слоистые породы, то видимая мощность толщи будет составлять около 800—900 *м*.

Средняя толща в нижней части образована спилитами с довольно отчетливой подушечной отдельностью; в спилитах много красных гематитово-кремнистых прожилков и резко очерченных включений и отторженцев зеленых и красных микрослоистых яшм; попадаются также крупные отторженцы спекшихся туфов. Выше, среди спилитов и спилитовых порфиритов появляются отдельные пласты кератофиров и многочисленные пласты и линзы кремнистых туффитов. Мощность средней толщи приблизительно равна 500—550 *м*.

Верхняя толща образована яшмами. В ее нижней части развиты темно-красные и зеленые слоистые яшмы с большим количеством остатков радиолярий. В яшмах наблюдаются редкие слои (до 30 *см*) темных, с красноватым оттенком, кремнистых пород, обогащенных небольшим количеством обломочного материала (кварц, альбит) алевритовой и мелкопесчаной размерности. Обычно такие породы интенсивно окрашены по кливажу окислами марганца. Выше красных яшм развиты черные толсто- и тонкоплитчатые микрослоистые яшмы. Мощность толщи около 300—400 *м*.

Общая мощность формации равна 1700 *м*. Может быть цифра эта несколько завышена, точно здесь определить мощность трудно из-за перемятости слоев.

К северу строение формации мало меняется, в ней также можно выделить три толщи (фиг. 18, *В*): нижнюю — кератофировую, среднюю — спилитовую и верхнюю — яшмовую. Яшмы, в отличие от предыдущего разреза, имеют красную, а не черную окраску и мощность их несколько меньшая (250 *м*).

Сравнение разрезов Уральского участка показывает довольно быстрое латеральное изменение вулканических членов формации. На юге нижняя половина последней образована сплошными спилитами, которые севернее быстро сокращаются в мощности, уступая место почти сплошным кератофирам. Средняя часть формации, наоборот, на юге представлена кератофирами, а на севере — в основном спилитами, среди которых встречаются лишь небольшие кератофировые пласты.

Карамалыташская формация в пределах Карамалыташской антиклинали

В ядре антиклинали выходят эффузивные породы, выше которых развиты бугылыгырские яшмы, оконтуривающие структуру с юга, востока и севера, а также обнажающиеся местами (вследствие мелкой складчатости) в ее сводовой части. Основание формации в пределах рассматриваемой структуры наблюдать нельзя, но строение ее верхней части и особенно соотношение вулканических пород с бугылыгырскими яшмами можно видеть в большом количестве обнажений.

Вулканические породы здесь представлены спилитами и спилитовыми порфиритами, с подчиненным количеством альбитовых диабазов; встречаются амигдалоидные разности, но не часто; подушечная отдельность наблюдается сравнительно редко. На некоторых участках появляются мощные кератофиры, иногда миндалекаменные, с флюидной текстурой. И в спилитах и в кератофирах много темно-красных кремнистых прожилок толщиною до 10 *см*, мелких и крупных включений слоистой яшмы и причудливых, резко очерченных гематитово-кварцевых образований, достигающих в отдельных случаях 5—6 *м* в поперечнике.

Кроме того, здесь встречаются крупные обособленные тела кварцевых кератофиров, приуроченные преимущественно к верхам эффузивного комплекса.

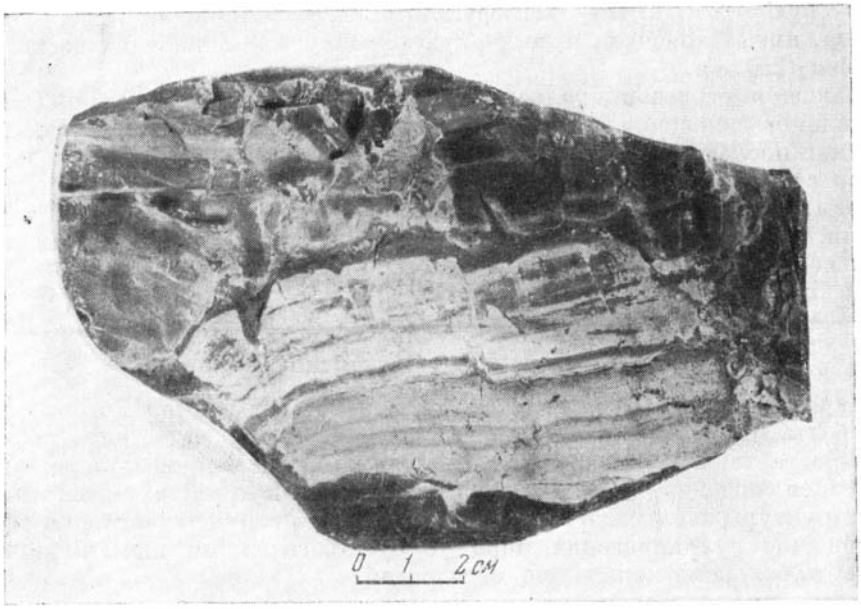
В верхней части эффузивной толщи в ряде мест можно наблюдать чередование спилитов или кератофиров с яшмами и кремнистыми туффитами.

Яшмовые пласты и линзы имеют толщину от 0,5 до 2 *м*. Чаще они правильно слоисты, но иногда слоистость нарушена оползневыми деформациями с многочисленными микросбросами (фиг. 19).

Карамалыташский эффузивный комплекс всюду покрывается бугылыгырской яшмовой толщей. В одних местах она налегает непосредственно на спилиты или кератофиры, в других — на кварцевые кератофиры, пронизанные густой сетью кварцево-гематитовых жилок.

Местами под яшмами, отделяя их от эффузивных пород, залегает толща более сложного состава, обогащенная туфами. Такая толща (60—70 *м*) развита, например, на западном склоне горы Бугылыгыр, вершина которой образована яшмами. Внизу склона обнажаются кератофиры, выше залегают грубые шлаковые туфы, прослоями обогащенные агломератовым материалом; среди них развиты туффиты, редкие линзы яшм и маломощные пласты миндалекаменных спилитов и кератофиров. В самом верху разреза, непосредственно под яшмами развиты кварцевые кератофиры. Указанная подбугылыгырская туфовая толща весьма изменчива, и всего лишь в 1,5 *км* северо-западнее горы Бугылыгыр она имеет менее грубый

состав и в ней больше яшм. Кроме небольших слоев, яшмы образуют здесь среди туфов сплошную 16-метровую пачку, которая подстилается трехметровым пластом мелкозернистого туфа, лежащего на шлаковом агломерате.



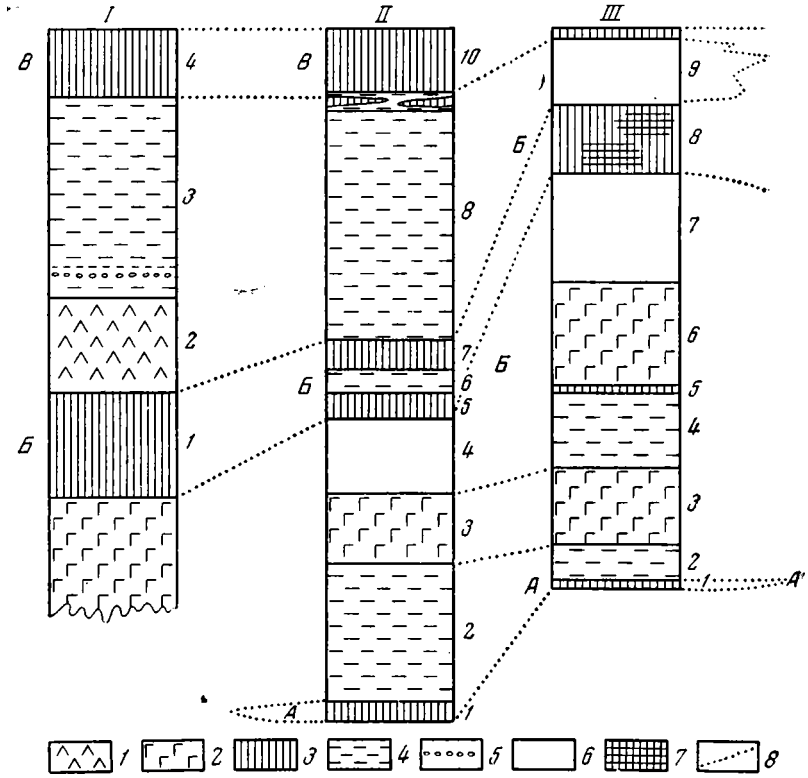
Фиг. 19. Яшма со следами растрескивания и перемещения слойков (прослой в спилите)

Строение самой бугылыгырской толщи довольно изменчиво. В одних местах она представлена почти сплошными красными и зеленоватыми слоистыми яшмами, среди которых лишь изредка встречаются пласты лиловато-серых и зеленоватых кремнистых туффитов, обогащенных кластическим материалом алевритовой или мелкопесчаной размерности. В других местах толща имеет более сложное строение и яшмы в ней подчинены вулканогенным породам. Для характеристики соотношения яшм с последними ниже приводится три небольшие разреза, составленные южнее горы Бугылыгыр и расположенные на расстоянии 500—600 *м* один от другого (фиг. 20).

Северный разрез (I)

	Мощность в *м*
1. Яшмы красные с прослоями лиловатых и зеленых хлоритово-кремнистых туффитов	около 40
2. Спилиты довольно крупно раскристаллизованные, с мелкой шаровой отдельностью, сильно измененные и окварцованные	около 40
3. Перерыв в обнажении. Кое-где видны выходы плитчатых туффитов. В нижней части встречен пласт (2 *м*) своеобразной брекчии, состоящей из крупных и мелких кусочков размытого на месте кремнистого туффита, сцементированных грубым туфом кварцевого кератофира (фиг. 21)	около 80
4. Яшмы темно-красные и зеленые, полосчатые, иногда с большой примесью хлорита; кроме радиолярий, в них довольно много спикул губок	около 30

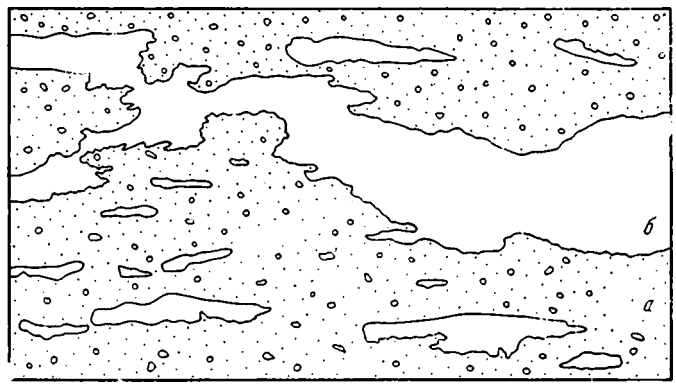
Общая мощность бугылыгырской толщи здесь достигает 200 *м*.



Фиг. 20. Разрезы бугылыгырской толщи к югу от горы Бугылыгыр.

1 — северный; *II* — центральный; *III* — южный. *1* — кератоспилиты; *2* — кварцевые кератофиры; *3* — яшмы; *4* — туфы и туффиты; *5* — обломочная порода; *6* — перерывы в обнажении (по-видимому, туффиты и туфы); *7* — оруденелые участки; *8* — линии, соединяющие синхронные пласты.

Буквами на разрезах обозначены пачки яшм: *А* — нижняя, *Б* — средняя, *В* — верхняя



Фиг. 21. Обломки и остатки размытых на месте кремнистых пород (*б*) в грубообломочной массе (*а*) (зарисовка обнажения).

Центральный разрез (II)

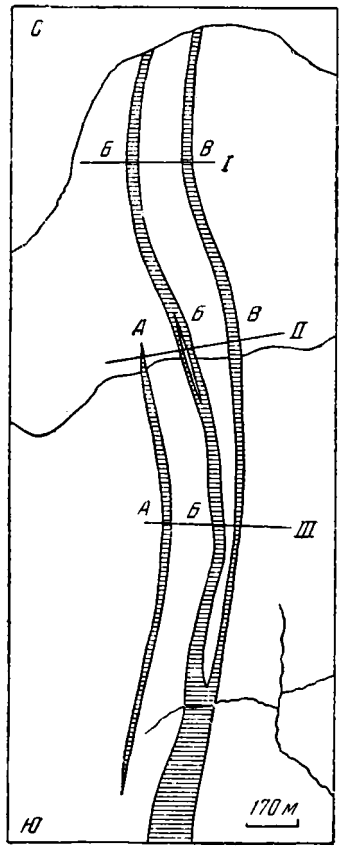
	Мощность в м
1. Яшмы красные	6,5
2. Плохо обнаженная пачка туффитов	около 57
3. Кварцевые кератофиры	28
4. Перерыв в обнажении, соответствующий по мощности 32 м.	
5. Яшмы красные	около 10
6. Хлоритово-кремнистые туффиты с обильными радиоляриями и небольшой примесью осколков кварца и альбита алевритовой размерности	10,5
7. Яшмы красные	12,5
8. Плохо обнаженная пачка туффитов	около 90
9. Переслаивание зеленых яшм и туффитов	около 8
10. Яшмы темно-красные и зеленые, полосчатые	27

Мощность всей бугылыгырской толщи достигает 280 м.

Южный разрез (III)

	Мощность в м
1. Яшма красная, слоистая	2,8
2. Туффиты зеленые, слоистые	13,5
3. Кварцевые кератофиры	31
4. Туффиты, преимущественно тонкозернистые, зеленые, реже красноватые	28
5. Яшма сургучно-красная, слоистая	3
6. Кварцевые кератофиры. Местами в них много кремнисто-гематитовых жилок, придающих породе брекчиевидный облик	43
7. Перерыв в обнажении, соответствующий по мощности 43 м.	
8. Яшмы сургучно-красные, слоистые, с прослоями плитчатых кремнистых туффитов, местами с линзами марганцевой руды	26,5
9. Перерыв в обнажении, соответствующий по мощности 8 м.	
10. Яшмы полосчатые — красные, желтые и зеленые	4

Мощность всей толщи 203 м.



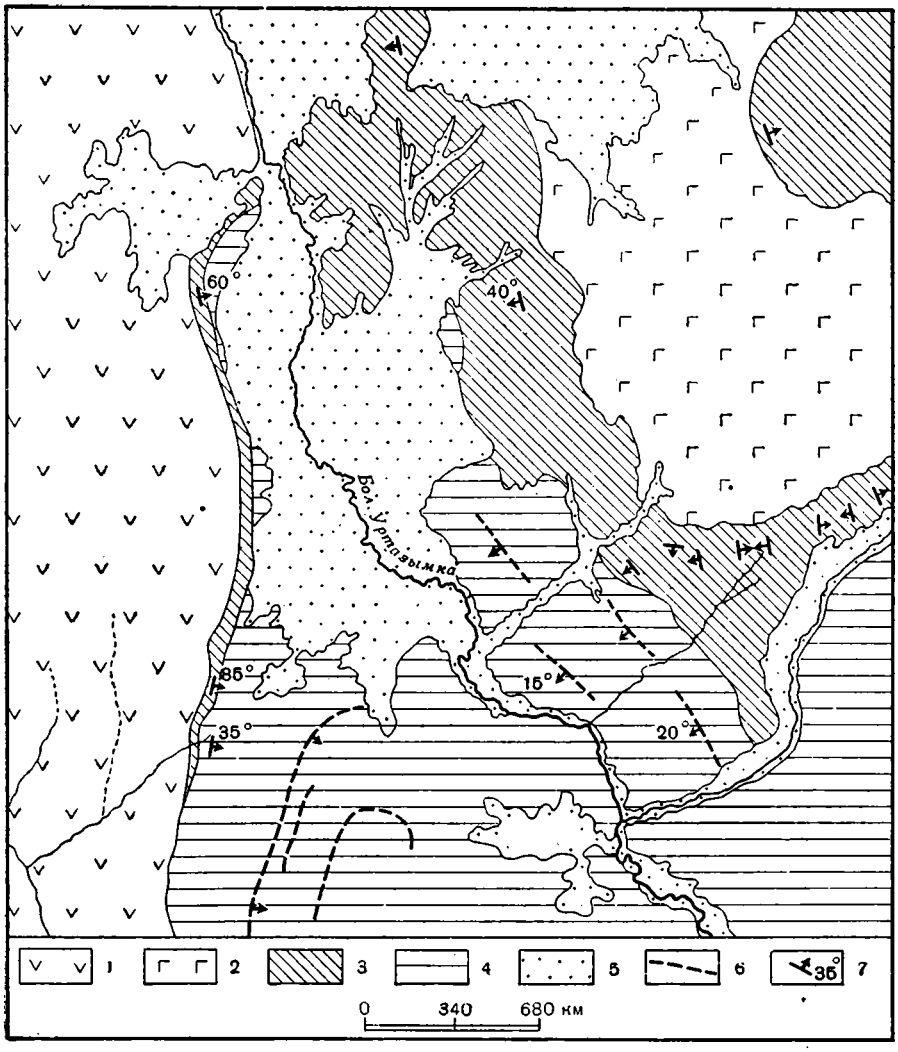
Фиг. 22. Расположение яшмовых пачек в плане на участке к югу от горы Бугылыгыр.

Горизонтальная штриховка — яшмы; цифры — номера разрезов; *А*, *Б*, *В* — пачки яшм (см. фиг. 20)

Уже из приведенных разрезов очевидно, что яшмы не образуют в толще строго выдержанных пачек. Еще лучше это видно в плане. На карте небольшого участка полосы развития бугылыгырских отложений, расположенного южнее горы Бугылыгыр (фиг. 22), показано распределение яшмовых пачек. Нижняя из них имеет протяженность около 1,5 км, выклиниваясь как на севере, так и на юге. Вторая и третья пачки в южном направлении быстро сливаются в сплошную яшмовую толщу, а в северном направлении сначала расходятся, будучи разделены туффитами и спилитами, а затем, на горе Бугылыгыр, снова сливаются в единую яшмовую толщу, содержащую лишь редкие прослои туффитов.

Карамалыташская формация в пределах Ирендыкской моноклинали

Вдоль Ирендыкской моноклинали формация развита не повсеместно, причем чаще всего здесь отсутствует ее эффузивный комплекс и яшмы



Фиг. 23. Схематическая карта, иллюстрирующая соотношение яшм с различными эффузивными комплексами

1 — ирендыкские порфириты и туфы; *2* — карамалыташские кератофиры; *3* — яшмы; *4* —отложения улутауской свиты; *5* — аллювий; *6* — отдельные пласты; *7* — углы наклона пластов

налегают непосредственно на ирендыкские породы. Это обстоятельство привело к представлению о несогласном их залегании. Чтобы объективно подойти к решению вопроса о соотношении Карамалыташской и Ирендыкской формаций, рассмотрим их контакт вдоль указанного поднятия. Начнем с Карамалыташского участка. На любой геологической карте можно видеть, как бугылыгырская толща, окаймляющая с юга, востока и севера ядро Карамалыташской антиклинали, на западе местами приходит в соприкосновение с отложениями Ирендыкской формации. Объяснить это можно либо несогласным залеганием бугылыгырской толщи, либо выклиниванием или фациальным изменением к западу карамалыташского эффузивного комплекса.

На широте южного окончания структуры, к северо-востоку от дер. Файзулино, на левобережье р. Большой Уртазымки (фиг. 23), бугылыгырские яшмы лежат на толще карамалыташских кератофиров, при этом в

верхней части последних наблюдается чередование яшм, кремнистых туффитов и кератофиров, никаких следов несогласия между яшмовой толщей и кератофировым комплексом нет. В 1—1,5 *км* западнее, на правобережье той же речки, бугылыгырская толща имеет небольшую мощность (около 40—50 *м*) и представлена яшмами и кремнистыми туффитами с тремя пластами марганцевой руды; породы круто (70—85°) наклонены к востоку. Стратиграфически ниже развиты рассланцованные агломераты, сильно окварцованные и гематитизированные. Между ними и яшмовой пачкой наблюдаются сургучно-красные гематитово-кварцевые массивные образования (может быть полностью измененные известняки). Упомянутый агломерат венчает мощную толщу, состоящую из таких же агломератов, шлаковых и спекшихся туфов, чередующихся с пластами как плагиоклазовых порфиритов, так и кератофиров. Два факта заслуживают внимания: 1) под бугылыгырскими яшмами нет базального обломочного горизонта, а подстилающий их агломерат сходен с агломератами, широко распространенными ниже; напомним, что и восточнее, в пределах развития Карамалыташской формации, местами под яшмовой толщей появляются агломераты и шлаковые туфы, правда небольшой мощности, похожие на подбугылыгырские породы у дер. Файзулино (см. стр. 119); 2) в верхней части Ирендыкской формации среди типичных для нее пород появляются кератофиры, характерные для Карамалыташской формации. Оба факта свидетельствуют скорее о фациальном переходе Карамалыташского эффузивного комплекса в порфиритово-туфовый комплекс верхов ирендыкской свиты, а не о резком угловом несогласии между яшмами и нижележащими отложениями.

В 8,5 *км* севернее рассмотренного участка, в 5 *км* западнее дер. Старое Сибаево, можно наблюдать, как на типичные для Ирендыкской формации порфириты и агломераты налегает толща (около 300 *м*) зеленоватых и лиловых окварцованных кератофиров. Местами породы сильно гематитизированы, причем гематит и рассеян в основной массе, и образует жилки; вверху последних так много, что порода приобретает вид брекчии. Кератофиры покрываются пачкой темно-красных и зеленых яшмовидных кремнистых пород, соответствующих низам бугылыгырской толщи. Здесь мы видим, что между ирендыкской свитой и яшмами развиты породы, характерные для Карамалыташской формации, но имеющие сравнительно небольшую мощность.

В пределах Талкасско-Гадельшинского участка, на протяжении 18 *км* яшмы отсутствуют и на ирендыкские порфириты налегают отложения улутауской свиты (см. фиг. 1). Однако повсюду здесь между ними прослеживается небольшая (10—20 *м*) пачка сильно измененных серицитизированных и гематитизированных обломочных пород. Она состоит из чередования конгломератов, гравелитов, послойно гематитизированных туфов и туффитов; местами встречаются линзы красной оруденелой кремнистой породы (Fe=13,88%; Mn=0,34%). Конгломераты имеют полимиктовый состав и кроме порфиритовых галек в них наблюдаются гальки спилитов, кератофиров, а также известняков. В пачке попадаются «глыбки» колломорфно-плойчатых гематитово-кварцевых образований. Местами в основании пачки развит гематитизированный спилит, а в кровле миндалекаменный порфирит (до 20 *м*).

Севернее, ниже улутауских отложений появляются яшмы, которые прослеживаются в северном направлении на расстоянии около 90 *км*. Соотношение яшм и ирендыкских пород можно наблюдать в ряде мест.

Вблизи дер. Ишбердина выше типичных ирендыкских агломератов развита толща (380 *м*) средне- и мелкозернистых слоистых лито-кристаллокластических туфов авгитовых порфиритов с прослоями хлоритово-кремнистых туффитов; кверху количество последних возрастает и отдельные пласты достигают толщины 2 *м*. Слоистая толща относится еще к

Ирендыкской формации. Над слоистыми туфами залегает сплошная 150-метровая толща яшм, участками оруденелых. Никаких следов размыва и несогласия между слоистой туфово-туффитовой и яшмовой толщами нет.

Такой же контакт яшм и ирендыкских отложений наблюдается по р. Большой Кизил и севернее — у дороги из дер. Аскарово в дер. Амангельды, где в сплошном обнажении прослеживается (снизу вверх) следующий разрез:

	Мощность в *м*
1. Чередование грубо-, средне- и мелкозернистых туфов авгитовых порфиритов	
2. Авгитовые порфириты и их брекчии	около 20—25
3. Туфы, как в слое 1	20
4. Зеленые, слоистые микрозернистые кремнистые породы с большим количеством радиолярий	10
5. Красные слоистые яшмы (бугылыгырские)	

Здесь опять можно видеть согласное налегание яшм на ирендыкские туфы.

На некотором расстоянии к северу (западнее оз. Банного) яшмовая толща отсутствует (см. фиг. 1), но примерно на ее простирании появляются известняки и известняковые конгломераты. В них нами были собраны остатки фауны, определенные С. М. Андроновым, как кобленцкие или нижнеэйфельские: *Spirifer superbus* (Eichw.), *Atrypa kolymensis* (Nal.), *Gypidula ivdelensis* (Khod.), *Carinatina arimaspa* (Eichw.), *Camarotoechia strajeskiana* (Vern.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* (Linn.), *Sieberella* ex gr. *sieberi* (Buch), *Chonetes verneuili* (Barr.), *Strophevdonta vagranica* (Eichw.), *St. stephani* (Barr.).

Известняки обычно сильно окварцованы, гематитизированы, превращены в яшмовидную породу и местами к ним приурочены марганцевые месторождения. Породы эти залегают на ирендыкских шлаковых туфах авгитовых порфиритов. Остатки таких же известняков можно наблюдать на восточном берегу оз. Банного, уже за пределами Ирендыкской структуры. Здесь наблюдается следующая последовательность слоев:

	Мощность в *м*
1. Грубый несортированный конгломерат, состоящий из обломков красноватых и зеленых авгитовых порфиритов, туфов и тонкозернистых туффитов (породы Ирендыкской формации). В верхней части конгломерат содержит много рассеянной известняковой гальки, кверху порода переходит в грубый песчаник с большим количеством окатанных известняковых обломков размером до 0,5—0,75 *м*; попадаются отдельные глыбы известняка до 2 *м* в поперечнике.	
2. Неравномерно гематитизированная обломочная порода, состоящая из сильно измененных обломков эффузивных и кремнистых пород, а также известняков. Размер обломков соответствует песку и гравию, характерно, что среди обломков попадаются спилитовые породы	около 1
3. Туффит зеленый, слоистый, состоящий из тонкой хлоритовой основной массы и альбитовых осколков алевритовой и мелкопесчаной размерности	4,5
4. Яшмы темно-красные, массивнослоистые. Видимая мощность . .	8

В отличие от обнажения, расположенного к западу от озера, выше известнякового горизонта здесь появляются слоистые яшмы. Яшмы чередуются с туфами и туффитами, образующими небольшую синклинальную складку, с которой связано Кусимовское марганцевое месторождение. На востоке рудоносная туффитово-яшмовая толща налегает на слоистую ирендыкскую туфовую толщу, слагающую ядро Юлдашевской антиклинали. Напомним, что восточнее, выше ирендыкских туфов, развит мощный эффузивный Карамалыташский комплекс.

В 18 *км* севернее оз. Банного, на левобережье р. Малый Кизил, в полосе интенсивных дислокаций, связанных с зоной разлома, выходят сильно перемятые спилиты и яшмы. Далее, на некотором расстоянии породы Карамалыташской формации не обнаружены, но южнее оз. Узункуль (хр. Куркак) снова появляется мощная толща вулканических пород рассматриваемой формации. Выше ирендыкских авгитовых порфиритов и их брекчий, на восточном склоне горы Куркак, с запада на восток (снизу вверх) выходят следующие породы:

	Мощность в *м*
1. Плохо сортированный конгломерат	1,5
2. Пачка шлаково-кристаллических туфов	несколько метров
3. Мощная спилитовая толща с пластами шлаково-кристаллических туфов и небольшими пластами плагиоклазовых порфиритов	700—800
4. Грубые шлаковые туфы с пластами плагиоклазовых порфиритов и спилитов	150
5. Слоистые туфы и вулканические песчаники с обломками порфиритов и туффитов. В основании пачки развит мелкогалечный конгломерат с члениками криноидей. В кровле пачки туфы гематитизированы и среди них наблюдаются яшмовые прослои	200
6. Конгломерат с гальками известняка и остатками криноидей и гастропод	0,5
7. Грубые и среднезернистые песчаники с прослоями красных гематитизированных туффитов	несколько метров
8. Вариолитовые порфириты	около 100

Приведенный разрез существенно отличается от типичного разреза формации: спилиты здесь чередуются с большим количеством шлаковых туфов, вулканических обломочных пород и среди них развиты плагиоклазовые порфириты. Кроме того, здесь отсутствуют яшмы, но в верхней части разреза наблюдается заметная гематитизация пород.

Рассматривая Карамалыташскую формацию в целом мы видим, что она состоит из двух петрографически резко отличных, но парагенетически тесно связанных, или, как говорил Н. С. Шатский, «фациально сопряженных» комплексов: нижнего — вулканического и верхнего — яшмового.

Нижний комплекс в разных частях района имеет разную мощность и состоит из двух главных фаций — основной, диабазово-спилитовой и более кислой, кератофировой и кварцево-кератофировой. В большинстве случаев мощность вулканического комплекса превышает 1000 *м*, но местами он резко сокращается до 100 *м* (Юлдашевский участок). Более кислая фация чаще, но не всегда, приурочена к верхам формации. Среди вулканических пород встречаются отдельные пласты, линзы и неправильные отторженцы яшм, кремнистых туффитов и туфов.

Верхний комплекс представлен то почти сплошными слоистыми яшмами, то яшмами, чередующимися с туфами, туффитами и спилитами (обычно все эти породы сосредоточены в его нижней части).

Нижний контакт формации в ряде мест отмечен конгломерато-брекчией, иногда с гальками известняков и органогенным детритом; выше развита небольшая пачка шлаковых туфов или слоистых вулканических обломочных пород, среди которых попадаются прослои гематитизированных кремнистых туффитов (дер. Ниязгулово).

Яшмовый комплекс на одних участках лежит на вулканических образованиях, при этом между ними нередко наблюдается переходная толща, где яшмы чередуются с эффузивными породами (дер. Старое Сибаево, р. Большая Уртазымка, Юлдашевский участок, гора Кутантау и др.). В других местах (гора Бугылыгыр, дер. Наурузово) между вулканическим комплексом и яшмами развита толща разнообразных вулканокластических пород: массивных агломератов и шлаковых туфов, слоистых вулка-

нических песчаников, туфов и туффитов с прослоями яшм; иногда в этой толще присутствуют и небольшие пласты мандельштейнов и кератофиров.

К западу вулканический комплекс резко выклинивается (оз. Банное) или фациально замещается сложным эффузивно-туфовым комплексом, относящимся уже к верхам Ирендыкской формации.

Типы пород и породные ассоциации

В Карамалыташской формации, как мы видим, преобладают эффузивные породы, меньшее значение имеют вулканокластические и довольно широко развиты туффиты и собственно осадочные образования.

Эффузивные породы

Карамалыташская формация является представителем эффузивных серий, получивших название спилитово-кератофировых формаций. Породы последних обладают некоторыми особенностями структуры и состава, а главное образуют характерные комплексы, формирующиеся в определенных структурно-тектонических условиях.

Вслед за В. А. Заварицким (1946), изучавшим близкую по составу формацию на западном склоне Урала, мы пользуемся номенклатурой эффузивных пород, широко применяемой для таких формаций, и выделяем здесь альбитовые диабазы, спилиты, кератофиры и кварцевые кератофиры.

О химическом составе наиболее характерных типов пород дает представление табл. 2, в которой намечается вся гамма переходов от кислых до основных пород, свойственная нормальной риолитово-базальтовой группе. Вместе с тем, как и во многих других спилитово-кератофировых сериях, здесь наблюдаются характерные отклонения от нормального ряда (фиг. 24).

По Сундиусу (Sundius, 1930), эти отклонения выражаются в постоянном преобладании содержания натрия над калием, в дефиците алюминия, что особенно четко выражено в кератофировой части ряда, и в высоком содержании FeO и TiO_2. В карамалыташских породах хорошо выражены две первые особенности, однако содержание FeO и TiO_2 нельзя считать повышенным.

На минеральный состав пород большое влияние оказали вторичные процессы, приведшие к их зеленокаменному перерождению. Плагиоклазы во всех типах пород представлены мутными пелитизированными кристаллами альбита (An_{1-5}), реже натриевого олигоклаза (An_{10-11}); реликты же основного плагиоклаза ни разу не были встречены. Первичные темноцветные минералы — авгит ($+2v=48—55°$; $cNg=51—58°$), диопсид ($+2v=38—48°$; $cNg=42—48°$), редко ферроавгит ($+2v=50°$; $cNg=43°$) и титаноавгит ($+2v=46°$; $cNg=52°$). В одних образцах пироксены замещены вторичными минералами, в других — они не изменены. Кристаллы оливина или отчетливые псевдоморфозы по ним отсутствуют. В некоторых породах обильны рудные зерна (магнетит, ильменит). Много вторичных минералов: хлорита, пумпеллиита, пренита, лейкоксена, часто нацело заменяющих основную массу; нередко породы окварцованы и гематитизированы.

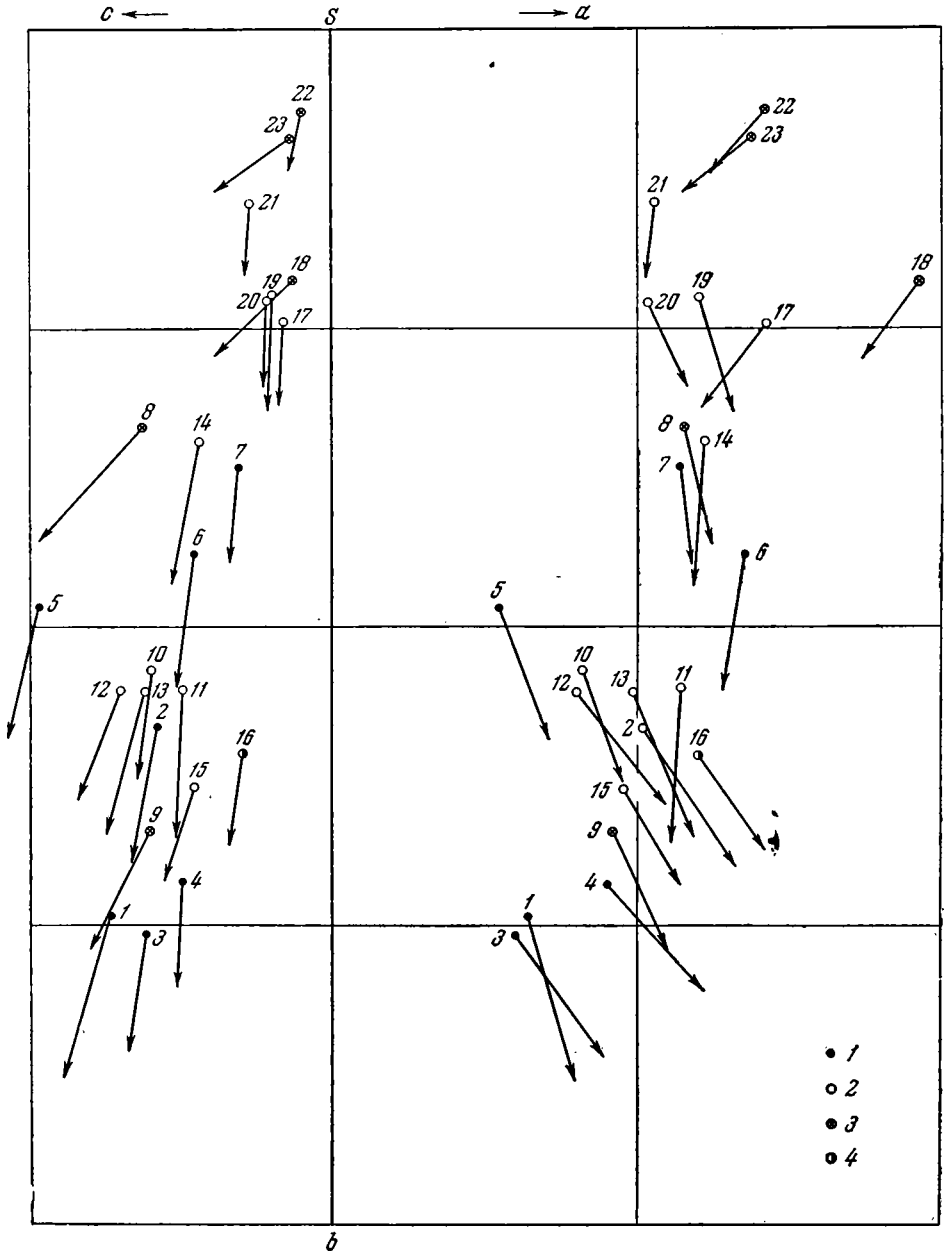
Альбитовые диабазы (табл. X, *1*) темно-зеленые, почти черные, среднекристаллические, с офитовой структурой, состоящие из удлиненных идиоморфных кристаллов альбита и ксеноморфных зерен авгита и диопсида; много хлорита и других вторичных продуктов, развивающихся и по плагиоклазу и по пироксену.

Спилиты темные, с зеленоватым оттенком, нередко с хорошо выраженной шаровой отдельностью. Местами они густо пронизаны прожилками темно-красной гематитово-кварцевой породы (фиг. 25), иногда

Таблица 2

Химический состав эффузивных пород Карамалыташской формации

Название породы, номер образца	Данные химического анализа															Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	P_2O_5	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	C	*a*	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	φ	*t*	*Q*	$\frac{a}{c}$
Диабазовый порфирит (10)	53,83	1,10	14,48	4,36	6,68	0,68	0,18	6,91	4,58	3,32	0,45	3,04	0,65	0,40	Нет	8,2	6,0	21,5	64,3	—	49,7	37,5	12,8	92,2	18,1	1,5	6,2	1,4
Спилит (11)	52,43	0,53	16,12	2,94	6,67	0,37	0,28	3,99	6,91	4,92	0,18	4,30	0,57	Нет	0,14	11,4	5,0	22,1	61,5	3,8	42,4	54,1	—	97,5	11,6	0,8	4,8	2,3
Миндалекаменный спилит (12) . . .	53,44	0,49	16,01	2,61	4,73	0,61	0,12	10,85	4,97	2,79	1,15	2,61	0,24	0,16	Нет	8,0	7,0	22,2	62,8	—	31,4	38,9	29,7	78,2	10,1	0,7	2,6	1,1
Спилитовый порфирит (13)	53,2	0,49	16,48	2,20	5,46	0,30	0,13	8,43	6,21	3,75	1,03	2,69	0,48	Нет	0,04	9,9	6,2	22,2	61,7	—	33,0	48,0	19,0	84,6	8,7	0,7	2,6	1,6
Спилит (14)	59,63	0,86	15,52	1,86	5,23	0,66	0,10	3,38	3,83	4,78	0,90	2,90	0,32	0,52	Нет	12,2	4,4	13,9	69,5	4,0	48,5	47,5	—	88,5	11,5	1,1	10,2	2,7
Диабаз (15)	51,55	0,95	13,98	4,37	8,66	0,48	0,19	7,66	4,88	3,48	1,21	2,75	0,43	Нет	Нет	9,5	4,6	25,4	60,5	—	48,4	32,7	18,9	81,2	14,8	1,4	2,6	2
Спилит по Дели (16)	51,22	3,32	13,66	2,84	9,20	0,29	0,25	6,89	4,55	4,93	0,75	1,88	—	0,94	—	12,0	3,0	24,3	60,7	—	46,5	31,7	21,8	90,9	9,8	4,5	5,6	4
Базальт по Дели (17)	49,06	1,36	15,70	5,38	6,37	0,45	0,31	8,95	6,17	3,11	1,52	1,62	—	—	—	9,2	6,1	26,8	57,9	—	41,6	39,8	18,6	25,8	17,6	7,0	8,7	1,5
Кератофир (18) . .	66,48	0,43	14,84	1,55	3,95	0,34	0,15	1,36	1,66	6,33	0,36	1,93	0,19	0,68	0,42	14,2	1,6	9,9	74,3	20,9	51,4	27,7	—	96,7	12,5	0,4	18,6	8,8
Кератофир по Дели (19)	61,51	0,45	17,37	1,92	3,35	0,08	0,01	1,08	1,26	5,23	5,29	2,45	—	—	—	19,2	1,4	8,5	70,9	17,9	56,9	25,2	—	60,0	19,5	0,6	2	13,8
Кварцевый кератофир (20)	68,3	0,38	12,70	1,97	3,16	0,38	0,10	2,62	2,15	5,66	0,24	1,76	0,14	1,40	Нет	12,0	2,0	9,0	77,0	—	50,0	38,4	11,6	96,3	17,4	3,6	28	6
То же (21)	69,09	1,86	11,26	2,33	3,66	0,21	0,01	2,78	1,56	4,77	0,22	1,49	2,26	1,90	0,66	10,4	2,1	9,2	78,3	—	58,7	28,3	13,0	97,5	21,0	2,0	33,7	5
» » (22)	73,11	0,28	12,39	2,34	2,51	0,36	0,11	1,24	0,88	4,79	0,36	1,08	0,14	Нет	Нет	10,6	2,7	5,9	80,8	3,4	71,9	24,7	—	95,6	31,4	0,3	37,7	4
Кварцевый кератофир по Дели (23)	72,36	0,33	14,17	1,55	1,01	0,09	0,09	1,38	0,52	2,85	4,46	1,09	—	—	—	12,6	1,6	5,7	80,1	44,2	40,7	15,1	—	48,4	23,5	0,3	33,4	7,9
Риолит по Дели (24)	72,77	0,29	13,33	1,40	1,02	0,10	0,07	1,22	0,38	3,34	4,58	1,50	—	—	—	13,7	1,4	3,7	81,2	21,8	60,0	18,2	—	52,4	82,7	0,3	33,6	9,8

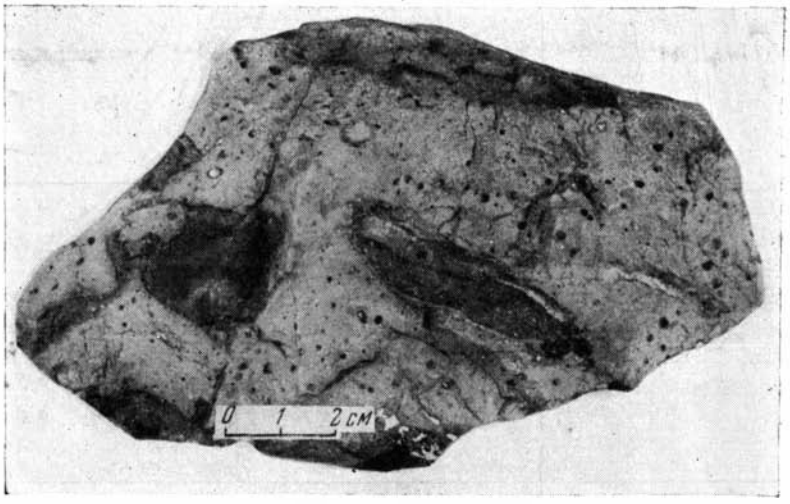


Фиг. 24. Диаграмма химических составов

1 — породы Ирендыкской формации; *2* — породы Карамалыташской формации; *3* — средние составы пород по Дели; *4* — средний состав по Сундиусу. Номера точек на диаграмме соответствуют номерам в табл. 1 и 2



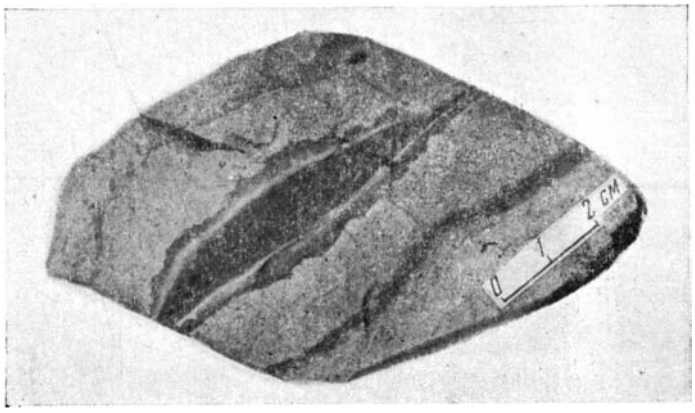
Фиг. 25. Гематитово-кварцевые прожилки (темные) в спилите (вблизи дер. Старое Сибаево)



Фиг. 26. Включения красного окварцованного туффита в спилите (Карамалыташская формация в районе дер. Аюсазово)

выполняющей и промежутки между шарами; кроме того, в спилитах много мелких и крупных неправильных (фиг. 26) и линзовидных (фиг. 27) включений яшмы и яшмовидной кремнистой породы.

Среди спилитов широко развиты как афировые (табл. X, *2*), так и порфиритовые (табл. X, *3*) разности. Первые характеризуются апоинтерсертальной и спилитовой структурой, образованы они тонкими удлиненными лейстами плагиоклаза (An_{2-8}), заключенными в хлоритовый мезостазис, где иногда сохранились зерна диопсида; многие афировые разности обогащены рудными зернами. Нередки миндалекаменные спилиты.



Фиг. 27. Красные прожилки и линзы гематитово-кварцевой породы в спилите (Карамалыташская формация в районе дер. Наурузово)

Порфиритовые разности (спилитовые порфириты) отличаются присутствием вкрапленников альбита и моноклинных пироксенов, среди которых преобладает диопсид, реже встречается авгит. В одних породах вкрапленников мало, в других они обильны. Преобладают то плагиоклазы, то пироксены. Встречаются, правда не часто, порфириты с вариолитовой структурой основной массы (вариолиты); местами они очень сильно гематитизированы.

Спилиты иногда имеют неоднородное строение: в основной массе с типично апоинтерсертальной или спилитовой структурой рассеяно много мелких (2—3 *мм*) более светлых участков со сферолитовой или микропойкилитовой структурой (табл. XI, *1*), типичной для некоторых разностей кератофиров. В других породах основная масса более тонко раскристаллизована, но тоже спилитового типа, и в ней неравномерно рассеяны мелкие (0,1 *мм*) кварцево-альбитовые сферолиты (табл. XI, *2*). В обеих разновидностях много гломеропорфировых сростков альбита, изредка встречаются пироксены.

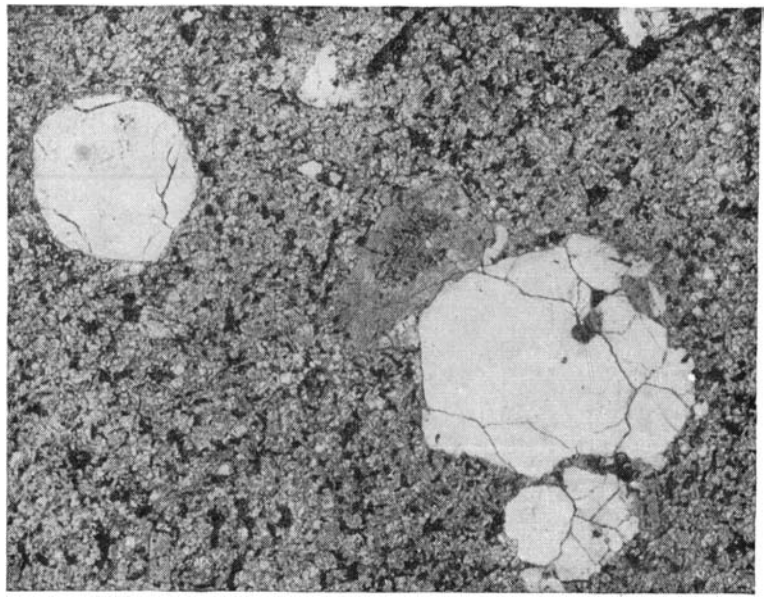
К е р а т о ф и р ы темно-зеленые, темно-серые или темно-лиловые, с раковистым изломом, с плотной основной массой и хорошо различимыми фенокристами плагиоклазов.

Микроскопическое изучение позволяет выделить среди них две главные структурные разновидности.

Первая, более широко распространенная разновидность характеризуется сферолитовой или метасферолитовой структурой (табл. XI, *3*; XII, *1—4*). Сферолиты иногда почти целиком состоят из альбита и в них отчетливо сохранилась радиально-лучистая структура, но иногда они имеют кварцево-альбитовый состав и либо микропойкилитовую (чаще), либо микропегматитовую структуру сростков. Величина сферолитов — 0,2—0,3 *мм*.

Пространство между ними заполнено хлоритом, эпидотом и рудным веществом; при этом, в одних, более кислых, разностях темноцветных минералов мало, в других — они обильны. Как правило, в кератофирах много вкрапленников альбита, образующих нередко гломеропорфировые сростки.

Вторая разновидность (табл. XII, *5*, *6*) более крупно раскристаллизованная и более кислая. Порода состоит из полевошпатовых или кварцево-полевошпатовых сростков со сферолитовой, микропойкилитовой или микропегматитовой структурой и длинных (до 1,0 *мм*) плагиоклазовых лейст,



Фиг. 28. Кварцевый кератофир. Шлиф. увел. 20, николь 1

пересекающих иногда несколько сростков и, в свою очередь, образующих местами лапчатые агрегаты. В этой разновидности пород вкрапленники обычно отсутствуют.

Среди кератофиров попадаются лиловые, иногда миндалекаменные разности с ярко выраженной флюидной текстурой (табл. XIII, *1*, *2*). Они всегда бывают в той или иной мере окварцованы и гематитизированы, в них местами много прихотливых темно-красных прожилков и мелких включений красной яшмовидной породы. Встречаются также кератофиры с брекчиевидной структурой (кластолавы).

К в а р ц е в ы е к е р а т о ф и р ы внешне похожи на кератофиры, но, кроме плагиоклазовых вкрапленников, в них хорошо заметны вкрапленники кварца.

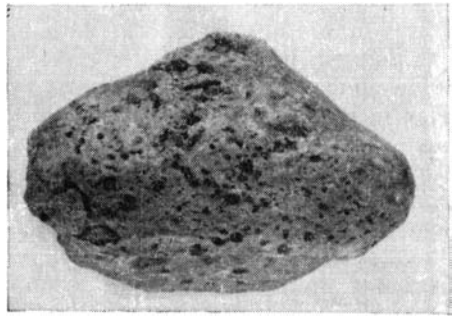
Основная масса породы либо фельзитовая, либо метасферолитовая, похожая на основную массу кератофиров (фиг. 28). Вкрапленники кварца в одних породах мелкие (0,5—1,0 *мм*) и редкие, в других крупные (1—4 *мм*) и их много; часто они оплавлены и нередко вокруг них наблюдается альбитовая каемка. Фенокристы плагиоклаза (альбит) мутные, пелитизированные. Изредка попадаются вкрапленники микропегматита, тоже окруженные альбитовой каймой, и вкрапленники авгита. Встречаются брекчиевидные разности, связанные с присутствием многочисленных гематитовых жилок.

Вулканокластические породы представлены различными туфами, которые можно объединить в две группы: более основную, связанную со спилитами и спилитовыми порфиритами, и более кислую, связанную с кератофирами и кварцевыми кератофирами.

Туфы спилитов

Здесь преобладают собственно пирокластические образования — шлаковые, спекшиеся, различные аповитрокластические туфы, среди которых можно выделить следующие типы пород.

Шлаковые агломераты образованы небольшими (до 3—4 *см*) неправильной, но обтекаемой формы обломками (фиг. 29), обычно плотно прилегающими один к другому (табл. XIV, *1*) и крепко спаянными вторичным кварцевым или хлоритово-кварцевым агрегатом, иногда гематитизированным. Большинство обломков состоит сейчас из желтовато-бурого, неравномерно пигментированного хлорита с резко выраженной «оолитоподобной» структурой (табл. XV, *1*, *2*, *3*). В таких обломках присутствуют тонкие лейсты и крупные кристаллы плагиоклаза, пироксена и изредка псевдоморфозы серпентина и пренита, может быть по оливину (?). Своеобразная, местами «колломорфная», структура фрагментов свидетельствует об особой девитрификации слагавшего их стекла и последующих изменениях, похожих на изменение палагонитовых туфов. Кроме того, в агломерате встречаются обломки сильно пористого пироксенового вариолита (табл. XIV, *2*) и окварцованного спилита.



Фиг. 29. Обломок из шлакового агломерата. Гора Бугылыгыр. Нат. вел.

Шлаково-кристаллические туфы внешне похожи на обычные туфы зеленокаменных формаций и нередко содержат то или иное количество агломератового материала. Они обычно состоят из фрагментов двух размерностей. Грубая фракция (0,5—10 *мм*) представлена обломками бывшего стекла, замещенного однородным бурым хлоритом, часто с большим количеством цеолитовых кристалликов; во многих обломках заключены крупные вкрапленники плагиоклаза и пироксена (табл. XVI, *1*, *2*). Мелкая фракция (0,1—0,6 *мм*) состоит из осколков кристаллов плагиоклаза, реже пироксена, которые цементируются небольшим количеством светло-зеленого хлорита.

Шлаково-кристалло-литокластические туфы так же состоят из обломков двух размерностей. Мелкая, обычно доминирующая фракция, представлена неправильными обломками кристаллов плагиоклаза и пироксена, а также измененными обломками слабо раскристаллизованных эффузивных пород (литокласты); размер фрагментов в одних образцах 0,6—1 *мм*, в других 0,15—0,5 *мм*. В такой мелко- или среднеобломочной туфовой массе много более крупных (до нескольких миллиметров), неправильных, часто вытянутых в одном направлении, прихотливых, неравномерно пигментированных обломков с характерной колломорфно-флюидной структурой (табл. XVII, *1*, *2*); судя по форме они попали в осадок в пластичном состоянии и представляли кусочки горячей лавы.

Спекшиеся туфы темные, плотные, с беспорядочно рассеянными мелкими кристаллами плагиоклаза; внешне они похожи на кератофир. Микроскопическое изучение, однако, показывает, что порода состоит из различных по размеру, неправильных, обычно сильно вытянутых в одном направлении обломков; преобладают обломки порфиритов и слабо раскристаллизованной флюидной стекловатой породы; значительно меньше обломков спилитовых пород и бурого шлака. Большинство обломков имеет сильно вытянутую форму; некоторые из них при толщине 0,5—2,0 *мм* достигают длины 1,5 *см*. Поверхность их очень неровная, с буграми и причудливыми тонкими выступами (табл. XVII, *3*); сами они обычно волнисто-изогнуты, осложнены пережимами и утолщениями; концы многих обломков «растрепаны». В породе много также кристаллов плагиоклаза, меньше пироксена, причем на них обычно сохранились остатки стекловатой массы. Некоторые кристаллы были деформированы и раздроблены уже в породе. Обломки плотно соприкасаются, образуя сплошную спаянную массу: нередко один обломок причудливо облекает другой, причем там, где соприкасаются фрагменты одного состава, их трудно различить.

Весь облик породы указывает на то, что исходный материал обладал высокой пластичностью, был вязким, горячим и образовывал движущийся раскаленный поток.

Все описанные разновидности туфов, несмотря на разную структуру, имеют некоторые общие черты: преобладающая часть породообразующих фрагментов в них несомненно ювенильного происхождения — это интрателлурические кристаллы, иногда очень обильные и крупные, шлаки, стекло, слабо раскристаллизованные кусочки лавы, явно выброшенные в виде вязкого пластичного материала. Туфы эти образуют массивные накопления, встречаются в одних и тех же разрезах, где среди них развиты небольшие покровы спилитов и порфиритов. Такие туфовые накопления латерально не выдержаны и появление их свидетельствует о существовании агломератово-шлаковых конусов, позднее разрушенных.

Туфы кератофиров и кварцевых кератофиров

Среди туфов этой группы можно выделить собственно пирокластические образования — спекшиеся и кристалло-витрокластические туфы и вулканокластические осадки, существенно переработанные в седиментогенезе и содержащие примесь собственно осадочного материала.

Спекшиеся туфы кератофиров сходны с теми, что развиты в Ирендыкской формации (см. стр. 103).

Кристалло-витрокластические туфы кератофиров зеленые, крепкие, мелкозернистые, внешне не отличимые от других туфов. Они состоят из обломков кристаллов и причудливых осколков стекла, замещенных сейчас хлоритом (табл. XVIII, *1*, *2*). Кристаллы представлены почти исключительно кали-натриевым полевым шпатом (анортоклаз [1]), форма их неправильная, остроугольная; размеры обычно 0,1—0,4 *мм*. Очень редко попадаются зерна кварца. Осколки бывшего стекла имеют характерную для витрокластов форму изогнутых черепков, часто с вогнутыми гранями; поверхность многих фрагментов покрыта глубокими ямками, представляющими стенки пузырей. Образованы такие обломки светло-зеленым хлоритом, у поверхности более темным. В крупных осколках местами присутствуют лейсты полевых шпатов. Размер обломков от 0,1

[1] Показатели преломления: $Ng' = 1{,}521$; $Nm' = 1{,}519$; $Np' = 1{,}517$; $-2V$ от 48 до 68; содержание щелочей во фракции 0,1—0,25 *мм*, очищенной на электромагнитном сепараторе от хлорита: $K_2O = 1{,}97\%$; $Na_2O = 2{,}76\%$. Полисинтетические двойники отсутствуют. Структура кристаллов неоднородная, пятнистая, и показатель преломления для разных участков одного зерна неодинаков.

до 0,7 *мм*. Связующая масса скудная, образованная хлоритом и кремнеземом, иногда со значительным количеством пренита и кальцита.

Встречаются такие туфы редко, в виде небольших слоев (30—40 *см*) среди правильно наслоенных туфово-кремнистых пачек. Характерной особенностью породы является резкий контакт с подстилающими и покрывающими слоями, а также структурно-минералогическое отличие от последних.

Кремнистые витро(?)-кристаллокластические туфы кварцевых кератофиров. К этой группе мы относим породы, состоящие из двух основных компонентов: обломков и связующей массы. Обломки в основном пирокластические, происхождение же связующей массы не вполне ясно, так как состоит она сейчас из вторичных продуктов зеленокаменного изменения. По-видимому, первоначально она представляла собою пепел и вулканическую пыль (тонкая витрокластическая фракция), но возможно к ним примешивалось какое-то количество собственно осадочного материала (терригенного и хемогенного).

По структурным признакам в этой группе можно выделить два основные типа пород — мелкозернистые и тонкозернистые туфы.

Мелкозернистые туфы состоят из обломков и связующей массы (табл. XVIII, *3*, *4*), причем последняя часто преобладает. Представлена она хлоритом и кремнеземом, обычно образующими сплошной тонко- и неравномернозернистый агрегат; иногда, однако, они обособлены, и хлорит сосредоточен в прожилках и участках, по форме напоминающих пепловые осколки. В обломочной фракции преобладают кварц и альбит, но встречаются также плагиоклазовые сферолиты, микропегматитовые сростки, фрагменты кератофиров, иногда небольшое количество пироксенов и роговой обманки.

Форма обломков разнообразная; многие из них представляют собой остроребристые осколки с характерными вогнутыми гранями (кварц), другие имеют угловатую или призматическую форму (плагиоклазы), третьи — округлы (оплавленные зерна кварца, сферолитовые сростки). Кварцевые зерна обычно регенерированы новообразованным кварцем, переполненным мельчайшими пузырьками жидкости (табл. XVIII, *5*). Плагиоклазовые зерна иногда регенерированы прозрачным чистым альбитом, а иногда обросли щеткой кварцевых кристалликов. Альбитовая регенерационная кайма резко отличается от пелитизированных зерен альбита.

Размер зерен в разных образцах различен, но для всех рассматриваемых пород характерно преобладание фракции от 0,1 до 0,5 *мм* и незначительное содержание крупной фракции ($>$0,5 *мм*). Сортировка материала слабая, особенно если учесть обилие связующей массы.

В небольшом количестве присутствуют радиолярии.

Обильны мелкие зерна эпидота и крупные кристаллы пренита.

Тонкозернистые туфы внешне мало отличны от рассмотренных выше, но в них иногда заметна горизонтальная микрослоистость.

Они также состоят из связующей хлоритово-кремнистой или эпидотово-хлоритово-кремнистой массы и обломков. Соотношение их, однако, несколько иное, чем в мелкозернистых туфах. Связующая масса всегда резко преобладает, слагая от 75 до 85% породы. Обломочная фракция имеет тот же состав, но литокластов еще меньше. Исходя из размера фрагментов, можно выделить две разновидности. В первой максимальный размер зерен 0,1—0,5 *мм*, редко 0,2 *мм*, хотя довольно много и менее крупных; во второй резко преобладают обломки величиной $<$0,05 *мм*, при небольшом количестве зерен размером до 0,1 *мм*.

Во многих шлифах видна слоистость, связанная с чередованием более грубых и более тонких разностей; в одних случаях относительно грубый материал резко контактирует с тонким (табл. XIX, 2,3), а в других —

образует неясные прослойки (табл. XIX, *1*); слоистость местами подчеркивается тонкими горизонтальными прожилками эпидота и гидроокислов железа.

Как мелко-, так и тонкозернистые туфы иногда бывают обогащены раковинками радиолярий.

Туффиты

К данной группе относятся хлоритово-кремнистые породы, сходные по составу со связующей массой рассмотренных выше туфов. Внешне это крепкие микрозернистые зеленоватые, розовато-серые или красные породы, нередко тонкослоистые, что связано с присутствием различно окрашенных прослоек (красных или темно-зеленых).

Породы представляют собой очень тонкое срастание мельчайших чешуек и волокон светло-зеленого хлорита и крипто-микрозернистого кварца, в массе которых рассеяны более крупные (0,015—0,03 *мм*) неправильные кварцевые зерна. Соотношение кварца и хлорита различно в разных образцах (иногда больше первого, иногда — второго). Некоторые разности обогащены гематитом (содержание Fe—3—5%), который обычно присутствует в распыленном виде, но здесь же образует мелкие диагенетические стяжения и прожилки; реже он встречается в форме пластинчатых кристаллов (перекристаллизация). В некоторых прослоях наблюдается небольшая примесь мелких осколков кварца, альбита (кристаллокластический компонент) и хлорита, образующего агрегаты, по форме напоминающие осколки стекла. В других прослоях обильны остатки радиолярий. Первые прослои представляют связующее звено между туффитами и тонкозернистыми туфами кварцевых кератофиров, а вторые — между туфами, обогащенными радиоляриями, и яшмами (см. ниже).

Эпикластические вулканические породы

В данную группу объединены породы, состоящие в основном из вулканического материала (пирокластического и резургентного), который испытал значительную переработку в поверхностных условиях. Иногда при этом к нему было применено некоторое количество собственно осадочного материала.

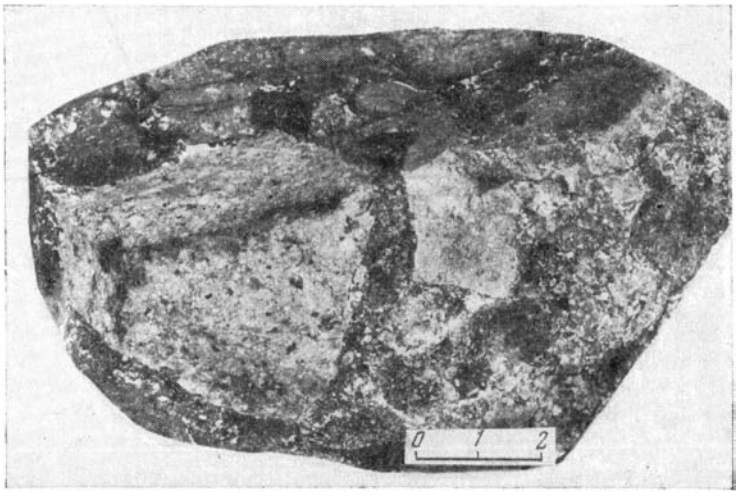
Вулканические конгломерато-брекчии представлены двумя разностями, отличающимися составом: в одних преобладают обломки порфиритов, в других — спилитов и кератофиров.

Порфиритовые конгломерато-брекчии образованы мелкими и крупными (до 10—15 *см*) обломками, из которых некоторые угловаты, другие — слабо окатаны. Они состоят преимущественно из авгитовых и плагиоклазовых порфиритов, иногда частично или полностью гематитизированных. Характерно, что в одном из сильно гематитизированных обломков встречены основные плагиоклазы. В породе много мелких (<1 *см*) кусочков бурого шлака (табл. XX, *1*). В некоторых слоях присутствуют обломки кислых гипабиссальных пород (альбитофиры), спилитов и кремнистых пород. В мелкой фракции обильны кристаллы альбита и авгита.

Связующая масса образована вторичными минералами — хлоритом, пренитом, эпидотом и гидроокислами железа. Она обычно очень скудная и многие обломки плотно прилегают один к другому; однако местами количество крупных обломков уменьшается и вместе с тем связующей массы становится больше.

Спилитово-кератофировые конгломерато-брекчии (фиг. 30) встречаются только в виде мелкообломочных разностей, в которых наибольшая величина обломков достигает 2—3 *см*. Форма их неправильная, угловатая, но острые грани отсутствуют, и явно чувствуется некоторая окатанность

фрагментов; однако попадаются обломки с причудливыми тонкими отростками (табл. XX, *2*). Поверхность некоторых фрагментов довольно гладкая, большинство же имеет очень неровные контуры, что частично связано с развитием специфических эпигенетических структур — конформных и инкорпорационных. Состав обломков разнообразный: в более крупной фракции много различных по деталям строения кератофиров, кварцевых кератофиров, их туфов и спилитов, а в мелкой фракции, кроме того, обильны обломки кристаллов альбита и оплавленного кварца. Связующая масса хлоритово-эпидотовая; обычно она скудная и обломки довольно плотно уложены (табл. XX, *3*).



Фиг. 30. Конгломерато-брекчия спилитово-кератофирового состава (низы Карамалыташской формации у дер. Ниязгулово)

В у л к а н и ч е с к и е п е с ч а н и к и зеленые, иногда с примесью гравия и мелкой гальки; среди последних нередко присутствуют обломки светлого известняка; в некоторых слоях наблюдаются остатки криноидей и гастропод. Обычно песчаники имеют полимиктовый состав, особенно много в них обломков порфиритов, спилитов и других эффузивных пород, часто полностью замещенных вторичными минералами; много также бурого шлака и крупных альбитовых кристаллов; в некоторых разностях наблюдается небольшая примесь известняковых обломков и органогенного детрита (табл. XX, *4*). Размер обломков в одних прослоях более крупный (от 0,25 до 2—3 *мм*), в других — мельче (0,2—1 *мм*), но сортировка всегда слабая.

Гранулометрический состав вулканических песчаников иной, чем у туфов. Основное отличие — меньшее содержание в песчаниках тонкой фракции ($<$0,2 *мм*).

Форма зерен неправильная, обломки кристаллов часто угловаты, а на очертания эффузивных фрагментов оказали сильное влияние эпигенетические процессы: здесь часто наблюдаются конформные и инкорпорационные структуры. Связующая масса скудная, представленная вторичными минералами; на некоторых участках обломки соприкасаются.

Вулканические песчаники обычно тесно связаны с порфиритовыми конгломерато-брекчиями и шлаковыми агломератами, встречаясь в одних обнажениях и нередко составляя единый пласт, где грубый материал сосредоточен в основании. Кроме того, они развиты в некоторых пачках слоистых туфов, образуя наиболее грубые слои. Характерно, что к местам

их развития часто приурочены линзы карбонатных пород, от разрушения которых и возникли известняковые обломки.

Обломочный материал конгломерато-брекчий и песчаников имеет различное происхождение. Главная масса его — порфиритовые обломки — возникли во время эксплозии от разрушения конуса вулкана и пробки жерла (резургентный компонент); шлаковые фрагменты частично могут быть резургентными, а частично ювенильными; осколки кристаллов, судя по форме и составу, являются ювенильными. Характерно присутствие хотя и очень редких обломков интрузивных пород, поступивших во время эксплозии с большой глубины.

Обломки осадочных пород (известняков, яшм) являются седиментационной примесью.

Окатанность многих фрагментов, некоторая сортировка материала и незначительное содержание связующей массы заметно отличают рассматриваемые породы от собственно туфов. По-видимому, после сильных эксплозий на определенных участках выброшенный материал попадал в мелководную зону, иногда может быть прибрежную (островную), и подвергался переработке.

Осадочные породы

Среди собственно осадочных образований, не связанных непосредственно с вулканической деятельностью, можно выделить две группы пород: кремнистую и карбонатную. Первая представлена яшмами, вторая — преимущественно известняками.

Яшмы

Яшмы обычно красные и красно-зеленые, полосчатые, гораздо реже — черные.

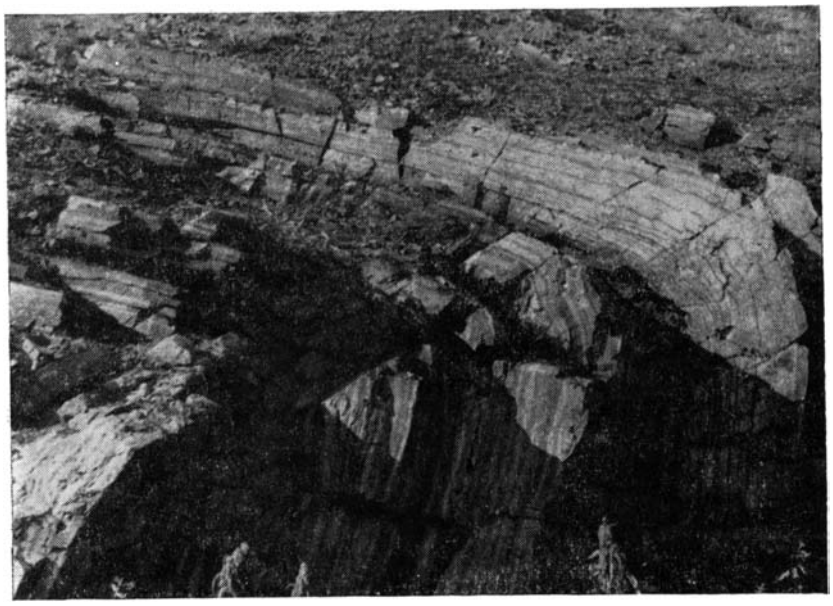
Красные и полосчатые яшмы микрозернистые, слоистые, с характерным раковистым изломом, плитчатые (фиг. 31), по плоскостям отдельности и кливажу часто покрытые налетом или корочками гидроокислов марганца.

Слоистость в них горизонтальная, иногда очень тонкая и нерезкая (табл. XXI, *1*, *3*), связанная с послойным скоплением радиолярий или гематита, что придает разный оттенок отдельным слойкам, а иногда более отчетливая, обусловленная чередованием темно- и ярко-красных, лиловатых, розоватых и зеленых прослоек толщиною в 1—3 *см* (табл. XXI, *2*).

Состоят яшмы из крипто- и микрокристаллического кремнезема, преимущественно кварца (табл. XXII, *1*), в массе которого рассеяны более крупные (0,015—0,020 *мм*) неправильные кристаллики, образующие иногда жилки и мелкие агрегаты (табл. XXII, *2*); местами весь кремнезем перекристаллизован в тонкозернистый кварц (табл. XXII, *3*). В некоторых яшмах присутствует небольшое количество хлорита, а иногда и мельчайших чешуек слюды, вместе с которыми в отдельных прослоях рассеяны угловатые зерна кварца и альбита алевритовой размерности (что сближает породу с туффитом), а иногда и пластинки биотита.

Как правило, в породе присутствует гематит (содержание Fe от 1,5 до 6%), то густо и равномерно проникающий породу, то рассеянный в виде пыли (там, где содержание гематита невелико, он имеет тенденцию стягиваться в сгустки и прожилки). В некоторых зеленых прослоях яшм много мелких (около 1,0 *мм*) сильно гематитизированных пятен (табл. XXIII, *2*), а в красной породе встречаются неясно очерченные безгематитовые участки (табл. XXIII, *1*). Все это указывает на интенсивное постседиментационное перемещение железа.

В яшмах много остатков радиолярий, присутствующих в породах как бедных, так и богатых гематитом (табл. XXIV, *1*, *2*). Обилие раковин часто снижает содержание гематита, вследствие «разбавления» осадка биогенным (кремневым) компонентом (табл. XXIII, *3*, *4*). Остатки радиолярий обычно имеют вид шариков, образованных кварцем или халцедоном (более крупнокристаллическим, чем основная масса породы), изредка — хлоритом. Однако иногда хорошо сохранились не только сами



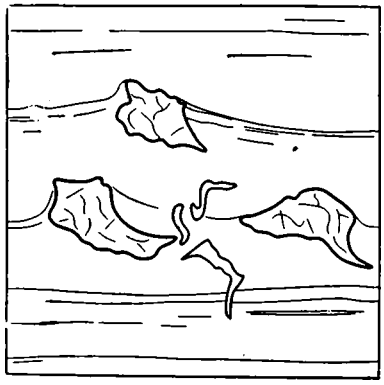
Фиг. 31. Яшмы плитчатые и тонкослоистые
(р. Урал, у дер. Наурузово)

раковинки, но и их иглы, причем местами они образуют основной субстрат породы; попадаются также раковины с уцелевшими очень длинными и тонкими «лучами» (табл. XXIV, *1*) — свидетели спокойных условий седиментации. Много реже в небольшом количестве встречаются спикулы кремневых губок. Органогенные остатки иногда редко рассеяны в породе, или даже отсутствуют, но иногда являются доминирующим ее компонентом.

В зеленых безгематитовых прослоях встречаются зерна и прожилки эпидота.

Рассмотренные яшмы характеризуются микрозернистой структурой основных породообразующих компонентов — гематита и кремнезема, а также сохранностью таких первично-седиментационных черт, как микрослоистость и органогенные остатки. Наряду с подобными яшмами встречаются и более измененные, претерпевшие перекристаллизацию. Последняя происходила двояко: во-первых, изменилась структура основной массы породы и, во-вторых, в ней появились многочисленные жилки белого кварца. Крипто- и микрозернистая основная масса яшм перешла в тонкокристаллическую (0,02—0,05 *мм*), в которой можно видеть остатки криптозернистого кремнезема. Наблюдались случаи, когда перекристаллизация происходила пятнисто, в породе появлялись осветленные участки, оконтуренные густой каймой гематита (табл. XXII, *5*). При таком изменении остатки радиолярий становятся менее четкими, часто и вообще не различимыми,

а гематит сегрегируется в более крупные агрегаты и переходит в мелкие, иногда пластинчатые кристаллы (табл. XXII, *4*). При интенсивной перекристаллизации яшма утрачивает микрослоистость и переходит в массивную породу. Одновременно в ней развивается сеть жилок крупнокристаллического белого кварца и ярко-красного гематита (табл. XXI, *4*, *5*). В слабо измененных яшмовых пачках таких прожилков немного, и кроме них местами появляются небольшие (10 *см*) неправильной формы тела, образованные кварцем с гематитовыми жилками (фиг. 32); слойки яшм частично упираются в них, а частично их обтекают. Там, где порода сильно перекристаллизована, она приобретает брекчиевидный облик.



Фиг. 32. Гематитово-кварцевые образования в слоистой яшме (зарисовка обнажения)

Такие яшмы встречаются чаще всего либо в виде крупных отторженцев среди эффузивных пород, либо на участках резких дислокаций, особенно там, где к яшмам при этом приурочены марганцевые месторождения.

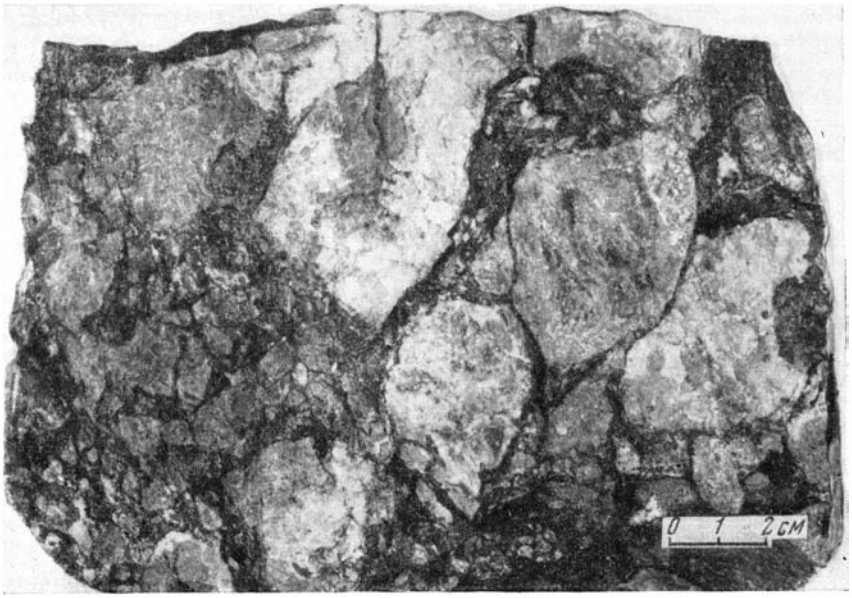
Черные слоистые яшмы развиты менее широко, чем красные, и по простиранию переходят в них. Они тоже плитчатые и микрослоистые (табл. XXI, *6*), причем слоистость хорошо различима лишь на выветрелой поверхности, где отдельные слойки становятся буроватыми. Структура и состав их тот же, что и у красноцветных яшм, но в них, естественно, полностью отсутствует гематит (содержание Fe = 0,6—1,9%).

Карбонатные породы

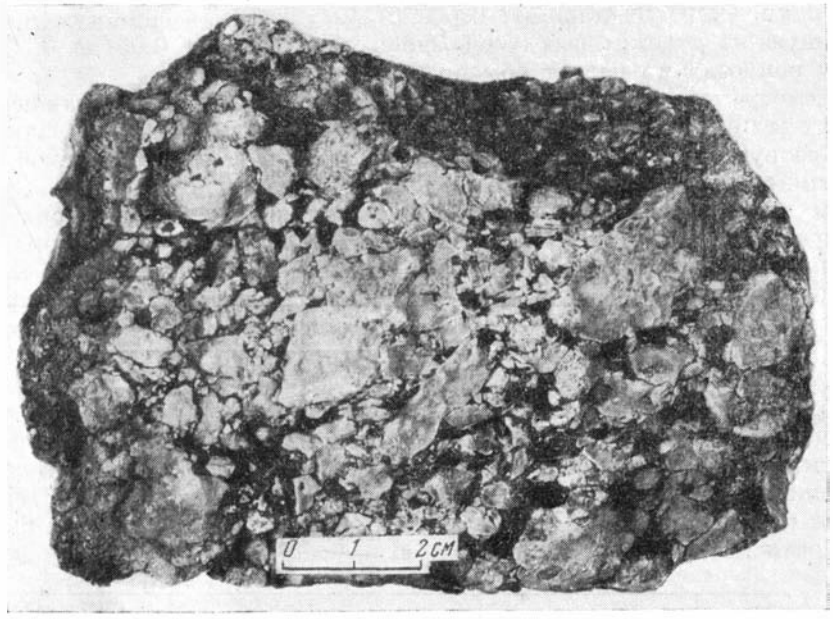
Карбонатные породы встречаются в Карамалыташской формации в виде редких и сравнительно небольших линз, толщина которых редко достигает 25—35 *м*, а длина не превышает нескольких сотен метров. Залегают они обычно на агломератовых и шлаковых туфах, которые под ними сильно кальцитизированы. Среди карбонатных пород можно выделить следующие основные типы:

Обломочные известняки, состоящие из плохо окатанных обломков светлого и зеленоватого мраморизованного известняка и окатанного раковинного детрита (криноидеи, брахиоподы, кораллы, строматопороидеи и др.). В зависимости от величины преобладающей части фрагментов здесь различаются конгломератовая (фиг. 33) и гравелитовая (фиг. 34) разности. В первой величина обломков достигает 5—10 *см*, хотя много и более мелких; во второй — преобладают обломки размером 0,5—3 *см*. Сортировка материала обычно плохая и в мелкообломочной породе попадаются отдельные крупные гальки. Кроме того, между гальками и гравием в связующей массе много довольно хорошо окатанных мелких известняковых обломков и раковинного детрита (табл. XXIV, *3*). Цемент образован крупнокристаллическим кальцитом и рудным веществом (гематит и окислы марганца). Последнее местами почти полностью замещает цемент, а местами сосредоточено в отдельных участках и прожилках. Оно развивается не только по цементу, но частично или полностью замещает некоторые мелкие обломки, раковины и часто образует каемки на их поверхности. Многие фрагменты окварцованы. Порода в целом массивна и обломки в ней расположены беспорядочно.

Известняки с органогенными остатками светлые,



Фиг. 33. Относительно крупнообломочная разность известняка (карьер у дер. Базаргулово)



Фиг. 34. Мелкообломочный известняк (карьер к западу от оз. Банного)

массивные, мраморизованные, местами с обильными инкрустациями, обычными для биогермных пород. Для известняков характерна неравномерная раскристаллизация: среди мелко- и среднекристаллических гранобластовых и мозаичных структур сохранились тонкозернистые, иногда сгустковые участки. Органические остатки представлены криноидеями, строматопороидеями, брахиоподами, кораллами и др. Распределены они в породе беспорядочно — то их мало, то они образуют скопления. Терригенная примесь обычно отсутствует. Изредка в чистых белых известняках появляются небольшие окварцованные участки и жилки гематита.

В одной и той же карбонатной линзе наряду с чистыми белыми известняками часто присутствуют крупные участки окремнелой и оруденелой, обычно пористой бескарбонатной породы, с остатками обломочной и органогенной структур. Местами порода так сильно изменена, что о ее первично карбонатном составе можно лишь догадываться по присутствию в ней менее измененных участков. В последних кремнезем представлен преимущественно микро- и тонкокристаллической разностью, и только местами, главным образом в полостях раковин, развивается мелкокристаллический кварц. Гематит присутствует в виде скрытокристаллической разности, причем он распределен в породе очень неравномерно — то образует плотные скопления (как в цементе, так и в отдельных фрагментах), то рассеян в кварцевой массе в виде тончайшей пыли. Обилие каверн и пор в породе связано с выносом легко разрушающихся порошковатых окисленных марганцевых скоплений. При более сильном изменении порода превращается в агрегат довольно крупного, но неравномерно раскристаллизованного кварца, в массе которого встречается много неправильных участков, обогащенных гематитом. Гематит здесь рассеян в виде тончайшей пыли в кварцевых кристаллах и образует самостоятельные, довольно крупные пластинчатые кристаллы. Такие обособленные кварцево-гематитовые агрегаты иногда имеют очертания, указывающие на развитие их по органическим остаткам (табл. XXV, *1*, *2*).

Доломиты встречаются среди карбонатных линз много реже, чем известняки. Они представляют собой розоватую тонкозернистую породу, состоящую из доломитовых ромбоэдров размером от 0,03 до 0,25 *мм*. Между ромбоэдрами развит обычно гематит.

Рассмотренные карбонатные породы возникали на вулканических конусах и представляют остатки небольших рифовых построек, которые легко разрушались в результате абразии и при землетрясениях, образуя известняковые брекчии и галечники.

Как мы видели, местами известняки подверглись очень сильному окварцеванию и оруденению. Так как известняки приурочены приблизительно к тем же стратиграфическим интервалам, что и яшмы, можно считать, что источник кремнезема и рудного вещества в обоих случаях один и тот же. В известняки эти вещества поступали после или во время их формирования, изменяя отдельные участки.

В эпигенезе и при метаморфизме (особенно на участках резких дислокаций) кремнезем и рудное вещество, так же как и карбонатный компонент, испытали перекристаллизацию, причем рудное вещество в значительной мере отделилось от кварца, образовав самостоятельные скопления; в результате были сформированы отмеченные выше гематитово-кварцевые участки, в пределах которых первичная структура известняка почти не сохранилась.

Элементарные породные ассоциации

Характерной особенностью Карамалыташской формации является то, что основные ее члены — массивные эффузивные породы и тонкослоистые яшмы — обычно слагают крупные обособленные тела и линзы. В отличие

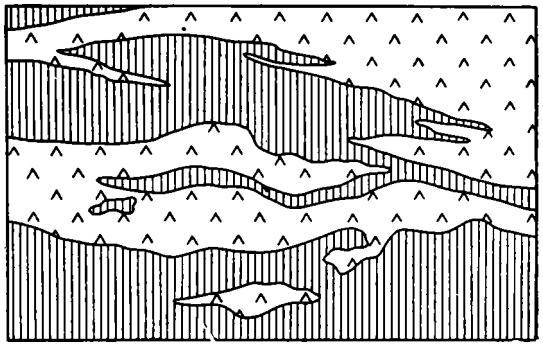
от большинства известных геологических формаций, здесь мало сложно построенных многопородных литологических комплексов. Такое строение формации отчасти обусловлено обилием эффузивных пород, а отчасти — однообразием седиментации.

Детали строения собственно эффузивных комплексов затушеваны интенсивным зеленокаменным изменением: в них не различимы отдельные потоки и покровы. И только там, где они переслаиваются осадочными или вулканокластическими образованиями, их строение становится более четким.

Ниже мы рассмотрим две элементарные породные ассоциации — спилитово-яшмовую и туфово-кремнистую, которые являются характерными членами Карамалыташской формации.

Спилитово-яшмовая ассоциация представлена, во-первых, довольно правильным чередованием спилитов, туфов и яшм и, во-вторых, эффузивными породами с многочисленными линзами и отторженцами последних. Характерный небольшой разрез этих отложений наблюдается в овраге, открывающемся справа в ручей Карагайлы, в 3 *км* выше дер. Старое Сибаево. Здесь развиты следующие породы:

	Мощность в *м*
1. Темно-зеленый спилитовый порфирит с авгитовыми вкрапленниками	5
2. Темно-зеленый окварцованный туф	1,5
3. Миндалекаменный спилитовый порфирит с небольшими шлировыми участками, имеющими структуру кератофира	2,5
4. Яшма темно-красная, тонкослоистая, у подошвы и кровли зеленая	1
5. Очень сильно измененный, окремнелый кристалло-витрокластический туф. Порода состоит из полностью хлоритизированных осколков стекла, кварца и альбита; попадаются кварцево-альбитовые сферолиты, характерные для основной массы кератофиров, и плохо сохранившиеся мелкие обломки последних. В основании пласта туф грубее, чем в верхней части, и граница его с яшмой очень резкая	1,3
6. Яшма темно-красная, микрослоистая, с тонкими прослоями мелкозернистого сильно хлоритизированного туфа, в котором присутствует небольшое количество кварца. Туфовые прослои неправильные, линзовидные . . . . . Колебания мощности связаны с неровной кровлей пласта.	1,5—2,2
7. Яшма темно-красная, пронизанная сложно внедрившимся в нее спилитовым порфиритом (фиг. 35). Порфирит обогащен плагиоклазовыми фенокристами, содержит много рудной пыли и гематитовых прожилков. В южном направлении слой меняется: порфирит исчезает, а яшма становится сильно перемятой	1,7
8. Яшмы темно-красные, тонкослоистые	1
9. Спилиты сильно измененные. Местами в них наблюдаются неправильные включения темно-красной яшмы (фиг. 36), а иногда — ярко-зеленые гематитово-кварцевые плойчатые образования.	



Фиг. 35. Яшма (вертикальная штриховка), пронизанная спилитовым порфиритом (зарисовка обнажения)

Из приведенного разреза видно, что в рассматриваемой ассоциации чередуются три породы: спилит, туф кварцевого кератофира и яшма. В чередовании нет какой-либо твердой последовательности: спилит иногда контактирует с яшмой, а иногда с туфом; яшма ложится то прямо на эффузивную породу, то на туф. Толщина отдельных слоев в рассматриваемой ассоциации значительная: спилиты обычно образуют пласты мощностью от 2 до 5 *м* и больше; слои туфов достигают 1—1,5 *м*, а яшм — 1,2 *м*. Контакты между разными породами чаще резкие и только некоторые туфовые слои кверху сменяются яшмой довольно постепенно. Отметим, что обычно в таком чередовании границы между породами довольно ровные и сами слои, в пределах одного крупного обнажения, весьма выдержаны; однако иногда наблюдается очень сложное внедрение спилита в яшму (слой 7). При этом в спилите наблюдается много гематитовых жилок, а яшма, представленная разностью богатой гематитом, остается не перекристаллизованной и остатки радиолярий в ней имеют хорошую сохранность. Мы здесь видим следы внедрения либо лавы в слой донного ила, либо это приповерхностная дайка.



Фиг. 36. Спилит с мелкими включениями темно-красной яшмы

Рассмотренная ассоциация пород встречается редко и обычно приурочена к верхам Карамалыташского эффузивного комплекса; выше нее иногда развиты еще мощные пачки эффузивов, а иногда — сплошные пачки яшм.

Гораздо чаще в толщах эффузивных пород наблюдаются многочисленные линзы и перемятые отторженцы яшм и туфов. Очевидно это объясняется тем, что карамалыташские лавы при излияниях захватывали уже затвердевшие осадки. Проникновению лав в толщу уже отложившихся и затверделых пород, вероятно, способствовал трещинный характер излияний.

Туфово-кремнистая породная ассоциация представлена более тонкой и более грубой разновидностями.

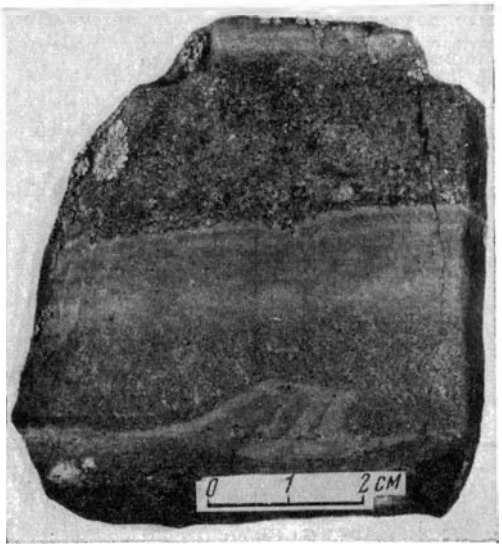
Примером первой может служить толща, обнажающаяся на правом берегу р. Малый Кизил выше дер. Малое Габдиново. Приведем небольшой послойный разрез, дающий представление о характере чередования пород:

	Мощность в *м*
1. Серый хлоритово-кремнистый туффит с примесью большого количества мелких (<0,1 *мм*) угловатых, часто остроугольных обломков плагиоклазов и кварца, содержащий довольно много радиолярий. В нижней и верхней части пласта порода микрослоистая	0,6
2. Красноватая хлоритово-кремнистая яшмовидная микрослоистая порода	0,2

3.	Зеленоватый тонкозернистый туф кварцевого кератофира; вверху порода тонкослоистая	0,05
4.	То же, что в слое 2	0,12
5.	Двукратное чередование красного хлоритово-кремнистого туффита и розового тонкозернистого туфа; туф в нижней части слоев резко граничит с туффитом, а вверху постепенно в него переходит (graded bedding)	0,035
6.	То же, что в слое 2 и 4	0,04
7.	Сильно эпидотизированный мелко- и средне-зернистый туф кварцевого кератофира с редкими остатками радиолярий	0,055
8.	Красноватый микрослоистый кремнистый туффит, прослоями обогащенный мелкозернистым обломочным материалом	0,28
9.	Зеленовато-серый туф кварцевого кератофира, прослоями тонкозернистый	0,25
10.	Красноватый туффит, как в слоях 2, 4 и 6.	0,17
11.	Слоистый мелко- и тонкозернистый туф кварцевого кератофира; встречаются остатки радиолярий	0,55
12.	Красноватый кремнистый туффит, в отдельных прослоях обогащенный обломками кварца и альбита алевритовой размерности; в таких прослоях наблюдаются мелкие сингенетические деформации	0,8
13.	Красноватые и серые туффиты, в отдельных прослоях содержащие большое количество радиолярий	0,55
14.	Красная микрозернистая кремнистая порода (яшма)	0,14
15.	Туф кварцевого кератофира, плохо сортированный, мелко- и среднезернистый, с кремнистым цементом. Зерна состоят из кварца, альбита и обломков кератофира; реже попадаются обломки спилитов и кремнистых пород	0,18
16.	Зеленый туффит с большим количеством кристаллов алевритовой размерности	0,15
17.	Зеленый кристалло-витрокластический сильно хлоритизированный туф, отличающийся обилием апортоклаза. Нижняя и верхняя поверхности его очень резкие	0,28
18.	Туффит зеленоватый, микрослоистый, с радиоляриями	0,12
19.	Красная кремнистая порода	0,35
20.	То же, что в слое 18	0,8
21.	Зеленый спилит с марганцевыми налетами по плоскостям кливажа	0,1
22.	Микрозернистый тонко- и горизонтально-слоистый туффит, в одних прослоях розовый, в других — зеленый; местами горизонтальная слоистость нарушается мелкими оползневыми складочками.	

Из приведенного описания видно, что основными породами в ассоциации являются мелко- и тонкозернистые туфы кварцевых кератофиров, туффиты и яшмовидные кремнистые породы. В структурном отношении все они связаны постепенными переходами, образуя ряд: хлоритово-кремнистый кристалло-витрокластический туф→хлоритово-кремнистый туффит→ →кремнистая (яшмовидная) порода. Первые два члена этого ряда, образованные в основном вулканокластическим материалом, ближе по происхождению друг к другу, чем третий, представляющий собою преимущественно хемогенный осадок. Биогенный компонент (остатки радиолярий) неравномерно обогащает вторую и третью породу, в первой же встречается спорадически.

Стратификация отложений иногда довольно правильная и крупнослоистая, а иногда менее правильная и более тонкая. В первом случае отложения состоят из многослоев, начинающихся мелкозернистым неслоистым туфом (0,5—2,5 *м*), переходящим выше в туффит (до 1 *м*) и заканчивающимся небольшим пластом (<0,5 *м*) тонкослоистой яшмовидной кремнистой породы. Во втором случае отдельные породы образуют слои толщиною от 4—5 *см* до 0,5, редко до 0,8 *м*. Слоистость здесь правильная, горизонтальная, лишь изредка нарушаемая небольшими оползневыми складочками в тонкозернистых туфах. Контакты между слоями ровные, разной четкости. Во многих туфовых пластах наблюдается отсортированная слоистость: мелко или среднезернистый туф резко граничит с нижележащей яшмой, а кверху постепенно переходит в тонкозернистый туф, затем в туффит и иногда в яшмовидную кремнистую породу. Одна-



Фиг. 37. Чередование шлаково-кристаллических туфов и хлоритово-кремнистых туффитов (р. Урал у дер. Наурузово)

ко такие многослои — не универсальный и даже не преобладающий элемент разреза. Многие слои туфов имеют симметричное строение — относительно грубый материал сосредоточен в их средней части. Нередко мелкозернистые туфы залегают в виде однородного слоя между пластами яшмовидной кремнистой породы, причем и верхний и нижний контакты у него резкие и ровные.

Чередование пород в ассоциации обусловлено периодическим поступлением эксплозивного материала: кристаллов и пепла, изначально обладавших разными размерами частиц. Материал этот разносился течениями и волнениями по большой площади бассейна, где обычно происходило отложение тонких глинисто-кремнистых и кремнистых илов, местами богатых раковинками радиолярий. Тонкий пепел обычно осаждался спокойно и медленно, смешиваясь с другим седиментационным материалом: хемогенным, биогенным, а может быть и тонким терригенным (туффиты). Некоторая часть вулканокластического материала, разносилась турбидными течениями, отлагавшими пласты с отсортированной слоистостью (туфовые турбидиты). В целом же седиментация здесь была спокойной, по-видимому, связанной с относительно глубоководными участками.

Вторая разновидность ассоциации имеет более грубый состав. Типичными породами в ней являются: шлаково-кристаллические туфы различной зернистости, туффиты и яшмовидные кремнистые породы. Порядок чередования довольно выдержанный: туф сменяется кверху туффитом, а туффит — яшмовидной кремнистой породой (элементарный многослой). В туфе довольно четко выражена отсортированная слоистость (фиг. 37), причем внизу он резко граничит с яшмой или, если она отсутствует, с туффитом. В последнем, там, где он обогащен кластическим компонентом алевритовой размерности, наблюдаются мелкие оползневые складочки. В яшмах иногда присутствуют тонкие прослойки, обогащенные мелкозернистым туфовым материалом. Мощность отдельных пород обычно небольшая: у грубых туфов она колеблется от 2—3 *см* до 0,5—1 *м*, а у туффитов и яшм от 1—2 до 10—30 *см*. Нетрудно видеть, что рассматриваемая ассоциация пород напоминает некоторые туфовые накопления Ирендыкской формации, но породы здесь отличаются составом и менее грубой стратификацией отложений.

Отсортированная слоистость, более грубый состав и присутствие шлака указывают, что в образовании рассматриваемой ассоциации большую роль играли турбидные течения, сопровождавшие эксплозии и начинавшиеся на вулканических постройках или вблизи последних; грубый туфовый материал выносился отсюда в относительно глубокие участки со спокойной седиментацией.

В одной и той же толще можно иногда наблюдать чередование пачек, образованных как первой, так и второй разновидностью туфово-кремни-

стой ассоциации. Там, где в разрезах хорошо выражена вторая, более грубая разновидность, встречаются мощные агломераты и эпикластические вулканические породы, а также отдельные пласты кератофиров и спилитов. Очевидно, такие отложения формировались ближе к вулканам центрального типа с эксплозивным типом извержений, создававшим небольшие лавово-шлаковые конусы.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИЙ

Ирендыкские и карамалыташские отложения мы рассматриваем как две самостоятельные формации. Каждая из них обладает специфическими членами — вулканогенными и осадочными; причем эта специфика обусловлена и особенностями поступления эндогенного материала в область седиментации, и ходом самого осадкообразования. Каждая из формаций характеризуется своим петрофондом (см. стр. 9) и особенностями тектонического развития области накопления осадков.

Основные черты строения формаций

Сравниваемые формации отличаются как набором пород (табл. 3), так и внутренним строением.

Эффузивные породы Ирендыкской формации представлены различными порфиритами, среди которых особенно много авгитовых и плагиоклазовых. В Карамалыташской формации преобладают спилиты и кератофиры, причем местами существенное значение приобретают кварцевые разности последних.

В общих чертах химический состав эффузивных образований в обоих случаях сходен. Однако, как уже было отмечено В. М. Сергиевским (1960), типичные эффузивные породы Ирендыкской формации — порфириты — имеют значительно более однообразный базальтовый и андезитово-базальтовый состав, тогда как эффузивные члены Карамалыташской формации представлены всем набором пород — от основных до пересыщенных кремнекислотой. Эффузивные образования обеих формаций принадлежат к известково-щелочному ряду и для них характерны упомянутые выше особенности, свойственные многим зеленокаменным сериям.

Вулканокластические породы обеих формаций существенно отличны. Для Ирендыкской формации прежде всего характерно обилие вулканокластических пород. Мы видели, что во многих разрезах они слагают большую часть этой формации, а в некоторых почти всю ее целиком. По составу вулканокластический материал соответствует ирендыкским эффузивам: в его составе преобладают туфы авгитовых и плагиоклазовых порфиритов. Гранулометрический состав вулканокластов очень разнообразный: среди них много как грубых агломератов, так и тонких туфов. Кроме собственно пирокластического компонента, вулканокластические накопления содержат много резургентных фрагментов.

В Карамалыташской формации вулканокластические породы имеют небольшое и локальное развитие. Среди них различаются туфы основного состава, представленные обычно грубыми разностями (шлаковые агломераты и туфы), и мелкозернистые слоистые туфы кератофиров и кварцевых кератофиров (характерно, что грубые туфы среди последних отсутствуют).

Смешанные, вулканогенно-осадочные породы — туффиты — в Ирендыкской формации представлены как основной (хлоритово-эпидотовой), так и кислой (хлоритово-кремнистой) разностью. В Карамалыташской формации, несмотря на обилие основных эффузивных пород, встречаются только кремнистые туффиты. Это объясняется, очевидно, характером спилитового вулканизма, которому в общем не свойственны эксплозии.

Собственно осадочные породы в Ирендыкской формации имеют небольшое локальное распространение и представлены конгломератами и песчаниками, яшмами и известняками. В Карамалыташской формации, кроме обломочных пород и известняков, имеющих тоже небольшое и локальное развитие, присутствуют яшмы, образующие крупные линзы, пласты и толщи.

Таблица 3

Сравнение наиболее характерных пород Ирендыкской и Карамалыташской формаций

	Ирендыкская формация	Карамалыташская формация
Эффузивные породы	Порфириты пироксеновые (главным образом авгитовые), плагиоклазовые, роговообманковые, кварцевые (редко). Обильны лавобрекчии. Породы образуют локальные крупные массивы и отдельные пласты среди вулканокластических пород	Альбитовые диабазы, спилиты, кератофиры, кварцевые кератофиры. Спилиты и кератофиры образуют крупные выдержанные линзы и пласты разной мощности, а кварцевые кератофиры — локальные массивы.
Вулканокластические породы	Кристалло-литокластические туфы авгитовых и плагиоклазовых порфиритов (преобладают). Шлаково-витро-кристаллокластические туфы порфиритов (развиты локально). В обеих разностях наблюдаются все переходы от грубых агломератов до тонких туфов. Развиты в виде мощных горизонтально стратифицированных толщ.	Шлаковые туфы основного состава, преимущественно грубозернистые. Туфы кератофиров и кварцевых кератофиров, преимущественно мелкозернистые. Шлаковые накопления локальны, массивны или грубослоисты (шлаковые конусы). Мелкозернистые туфы образуют небольшие горизонтально-наслоенные пачки.
Туффиты	Туффиты основного состава (хлоритово-эпидотовые) и туффиты более кислого состава (хлоритово-кремнистые).	Туффиты кислого состава (хлоритово-кремнистые)
Осадочные породы	Конгломераты, известняки, яшмы — редкие пласты и линзы.	Конгломераты, известняки — редкие пласты и линзы. Яшмы — выдержанные мощные горизонты, небольшие пласты, линзы и отторженцы среди спилитов.

Таким образом, как вулканические, так и осадочные члены двух сравниваемых формаций существенно различаются (см. табл. 3).

Заметно различно и строение формаций в целом.

Внутреннее строение Ирендыкской формации определяется быстрой сменой крупных комплексов существенно различных пород. Мощные массивы однородных и брекчиевидных порфиритов, окаймленные и переслаивающиеся грубыми агломератами, на коротком расстоянии сменяются слоистыми туфовыми толщами. Структура порфиритовых массивов весьма сходна со структурой глубоко эродированных олигомиоценовых подводных вулканов Индонезии, относящихся к серии «древних андезитов» (Ван Беммелен, 1957). Эффузивные комплексы не приурочены к какой-либо определенной части Ирендыкской формации — они встречаются на разных ее уровнях, что обусловливает «беспорядочное» строение формации в целом.

Карамалыташская формация латерально менее изменчива и состоит из двух комплексов: нижнего — эффузивного и верхнего — яшмового. Эффузивный комплекс имеет довольно однообразное строение: преобладающие в нем спилиты уже не образуют крупных массивов, а развиты в виде плоских протяженных тел — огромных линз и пластов различной величины. Однообразие комплекса нарушается локальными массивами кварцевых кератофиров (купола) и пачками шлаковых туфов (остатки шлаковых конусов). Яшмовый комплекс имеет широкое, хотя и не повсеместное, развитие и отличается довольно однообразным строением — это либо сплошная толща слоистых яшм, либо яшм, чередующихся с кремнистыми туффитами и пластами эффузивных пород. Контакт эффузивного и яшмового комплексов иногда резкий, но иногда между ними развита либо переходная эффузивно-яшмовая толща, либо пачка вулканокластических шлаковых пород.

Различны и мощности формаций: мощность Ирендыкской формации достигает 3—4 *км* и более, в то время как максимальная мощность Карамалыташской формации не превышает 1000—1500 *м*, местами сокращается до 150—200 *м* или формация вообще выклинивается.

Рассматривая строение Карамалыташской формации и ее взаимоотношение с Ирендыкской, мы показали, что первая, по-видимому, синхронна верхней части второй. Подробнее на пространственных и временных взаимоотношениях формаций мы остановимся ниже.

Обстановка формирования отложений

Палеогеографические особенности формирования ирендыкских и карамалыташских отложений в общих чертах сходны: они возникли в морских условиях и в зоне активной вулканической деятельности. Однако различный характер вулканизма и разная морфология бассейнов привели к накоплению существенно различных комплексов пород.

Ирендыкская седиментация протекала в зоне сложного вулканического рельефа. Преобладали вулканы центрального типа, создавшие крупные вулканические постройки, многие из которых временами могли возвышаться над уровнем моря, образуя острова или даже островные цепи. Между такими подводными и надводными вулканическими возвышенностями располагались довольно глубокие впадины и троги.

Мощная эксплозивная деятельность, сопровождавшая ирендыкский вулканизм, поставляла в бассейн огромное количество вулканокластических продуктов. Вместе с ними поступало также много эффузивного материала. Лавы и грубые агломератовые фрагменты сосредоточивались вблизи центров извержения, более же мелкий материал разносился по склонам вулканических возвышенностей и соседним впадинам, где накапливались мощные слоистые серии.

В существенно иных условиях протекала карамалыташская седиментация. Здесь преобладали трещинные излияния основной жидкой лавы, образовывавшей обширные покровы. Господствовавшие относительно плоские формы рельефа лишь местами нарушались экструзивными куполами кварцевых кератофиров и сравнительно небольшими шлаковыми конусами. В отличие от ирендыкского, карамалыташский вулканизм не сопровождался сколько-нибудь значительным поступлением вулканокластических продуктов. По существу, последние ограничивались небольшими шлаково-туфовыми конусами или были связаны с извержением кислой лавы (туфы кварцевых кератофиров).

Незначительное количество эксплозивного материала привело почти к полному отсутствию в формации кластических накоплений, которые сосредоточены, по существу, лишь в отдельных участках, приуроченных к низам и верхам ее отложений. Вместе с тем, в отличие от ирендыкской

седиментации, широкое значение приобрело химико-биогенное осадконакопление, о чем свидетельствует обилие в составе Карамалыташской формации яшм, представлявших собою кремнистый ил, обогащенный железом, и местами переполненный раковинками радиолярий. Тонкозернистый состав осадков, сохранность тончайших скелетных частей раковин, правильная горизонтальная слоистость — указывают на очень спокойные, довольно глубоководные условия их накопления. Яшмы, как мы видели, сосредоточены сейчас почти исключительно в верхах формации, что связано с резким сокращением в это время излияний. Вместе с тем, обычное присутствие среди спилитов яшмовых отторженцев и линз, а иногда и заполнение гематитово-кремнистым веществом промежутков между спилитовыми шарами, указывает на то, что кремнистые илы были характерными осадками во время накопления отложений карамалыташской свиты. В периоды частых и обильных излияний осадки эти уничтожались и от них сохранились лишь следы в виде отторженцев и отдельных пластов.

Итак, палеогеографическая обстановка и характер седиментации в обоих сравниваемых случаях были существенно различными.

Посмотрим, как же сочетались эти обстановки. Известная фрагментарность материала, невозможность проследить формации на большом протяжении вкрест простирания структур, а также некоторые стратиграфические трудности не позволяют осветить этот вопрос с исчерпывающей полнотой и вносят в его решение элемент гипотетичности. Однако, как было показано, некоторые данные к установлению взаимоперехода между формациями, а, следовательно, и к палеогеографическим реконструкциям имеются.

Мы видели, что вдоль Ирендыкской моноклинали Карамалыташский эффузивный комплекс местами сильно сокращается, а местами полностью выклинивается и вышележащие яшмы ложатся прямо на ирендыкские породы. На некоторых участках исчезает и мощная яшмовая пачка, но на ее продолжении развиты гематитизированные обломочные породы или гематитизированные и оруденелые рифогенные известняки. Характерно быстрое нарастание мощности спилитово-кератофировых толщ к востоку от той полосы, в пределах которой они отсутствуют. В то же время в этой полосе наблюдаются отложения переходного характера, такие как VI толща в разрезе по р. Малый Кизил, где среди порфиритов и туфов, характерных для Ирендыкской формации, появляются пласты и пачки спилитов (см. стр. 98); напомним, что здесь же встречается много диабазовых и спилитовых даек. Местами в верхней части Ирендыкской формации, но ниже яшм, развиты небольшие пачки кератофиров и спекшихся кератофировых туфов. Все это позволяет считать, что Карамалыташская формация синхронна некоторой верхней части Ирендыкской формации.

Очевидно, на каком-то этапе ирендыкской истории вдоль современного восточного склона Ирендыкского поднятия произошли резкие опускания значительных территорий. Эти опускания создали крупные котловины и сопровождались трещинными излияниями основной магмы. Ирендыкская вулканическая зона в связи с этим заметно сузилась.

Петрофонд формаций

Несмотря на то, что обе сравниваемые формации относятся к группе вулканогенно-осадочных, они обладают заметно различным петрофондом [1].

Петрофонд Ирендыкской формации состоит из главных и второстепенных компонентов. Главные компоненты — продукты излияний и продукты эксплозий.

Первые представлены лавами базальтового и андезитово-базальтового, редко андезитово-дацитового состава.

[1] Объяснение термина см. на стр. 1—9.

Вторые имеют сходный состав и выражены всеми гранулометрическими классами: от грубых агломератовых фрагментов до тонкого пепла. Эксплозивный материал претерпел различные изменения в седиментогенезе, в связи с чем здесь можно выделить три категории кластических осадков вулканогенного происхождения.

1. Выбросы, отложившиеся вблизи вулканических очагов — шлаковые и спекшиеся туфы, а также грубые агломераты.

2. Эксплозивный материал, перемещенный на значительное расстояние морскими течениями, преимущественно турбидными потоками. При транспортировке этот материал испытал заметную сортировку и отложился в виде слоистых серий (туфовые турбидиты); форма фрагментов и минеральный состав материала при этом изменились мало. В результате возникли осадки особого типа, которые можно назвать сортированными морскими туфами. Это механические, обломочные осадки, по происхождению седиментационного материала, принципиально отличные от обломочных терригенных образований, хотя внешне и по общей структуре похожие на них. Между обеими группами, естественно, существуют и различия, которые выражаются в разном минеральном составе обломков и в структурных деталях пород. Минеральная ассоциация в туфах, как правило, строго определяется составом исходной лавы и в них нет той смеси минералов разного происхождения, которая характерна для пород терригенных. Различны также форма обломков, сортировка материала и характер цемента. В перемытых туфах последний обычно представлен тонким витрокластическим материалом, в эпигенезе перешедшим либо в агрегат актинолита, эпидота и хлорита, либо в хлорит и кремнезем.

3. Вулканокластический материал, отложившийся в зоне мелководья или на островах и испытавший окатывание и сортировку фрагментов. В результате возникли породы, получившие название эпикластических вулканических пород, или вулканических конгломератов, гравелитов и песчаников (Wentworth and Williams, 1932). Диагностические признаки этой группы осадочных образований четко не установлены и не всегда их легко отличить от некоторых типов терригенных пород. Очевидно, основным различием будет минеральный и петрографический состав обломков, определяемый разными источниками материала.

Второстепенными компонентами петрофонда Ирендыкской формации являются терригенные и хемогенные образования, однако они так изменены и так подавлены вулканической составляющей, что оценить их количество и первичный состав трудно. Терригенный компонент представлен в основном глинистым веществом, присутствующим в туффитах, а хемогенный — кремнеземом, образующим редкие яшмовые прослойки и входящим в состав некоторых туффитов.

Петрофонд Карамалыташской формации тоже состоит из главных и второстепенных компонентов. Первые представлены лавами и продуктами хемогенной и биогенной садки. Вторые состоят из продуктов эксплозий (все отмеченные выше категории) и терригенного материала (глинистая составляющая туффитов).

Рассмотрим здесь кратко только хемогенный компонент, так как происхождение всех остальных очевидно само собой.

Продуктом хемогенной садки, на наш взгляд, является крипто- и микрокристаллический кремнезем яшм. Как известно, по поводу генезиса последних имеются серьезные разногласия.

Существуют три основные группы гипотез: «метаморфическая и метасоматическая», «органогенная» и «хемогенная». Критика первых двух гипотез дана в недавней работе Конти (Conti, 1958) и подробно останавливаться на них мы здесь не будем. Отметим лишь, что изучение уральского материала показывает, что процессы метаморфизма и мета-

соматоза хотя и играли известную роль в преобразовании слоистых яшм и рифогенных известняков, но сами по себе не имели отношения к образованию тонкослоистых криптокристаллических кремнистых пород с прекрасно сохранившимися тончайшими скелетами раковин. Что касается органогенной гипотезы, то можно лишь присоединиться к возражениям многих исследователей яшм, показавших, что радиолярии не являются преобладающим компонентом и в то же время имеют слишком хорошую сохранность, чтобы предположить возможность их растворения при диагенезе. Кроме того, наблюдаемый парагенез кремнезема, гематита и марганца (см. статью Е. А. Соколовой в данном сборнике) не объясним с точки зрения зоогенной гипотезы.

В настоящее время все шире утверждается представление о хемогенной природе кремнезема яшм и об их связи с вулканизмом. Родоначальником этих представлений были итальянские геологи Пантанелли (Pantanelli, 1880) и Лотти (Lotti, 1886), впервые обратившие внимание на тесную связь яшм с офиолитовыми формациями. Пантанелли на примере Аппенин показал синхронность кремнистых радиоляриевых илов с подводными излияниями. Лотти связывал образование кремнистых осадков о. Эльбы с кремнисто-щелочными гидротермальными источниками, сопровождавшими поздние постмагматические фазы офиолитового привноса.

Взгляды этих исследователей подтвердились большим фактическим материалом, добытым геологами на всех континентах, и легли в основу наиболее достоверных версий о происхождении яшм. Согласно этим версиям, яшмы являются продуктом непосредственного отложения коллоидального кремнезема, источником которого служили подводные гидротермальные и вулканические проявления. Яшмы встречаются среди различных эффузивных пород, но обычно, как правило, ассоциируют с диабазами и спилитами. Местами такие ассоциации получили специальное название — «red rocks» (подробнее см. статью Е. А. Соколовой в данном сборнике). Яшмы не только непосредственно связаны с вулканическими породами (переслаивание), но образуют среди них мощные независимые серии. Именно последнее обстоятельство заставляет предполагать, кроме привноса кремнезема непосредственно из лавовых расплавов, также более продолжительный процесс его гидротермального поступления.

Яшмы Карамалыташской формации составляют тесную ассоциацию с диабазами и спилитами, причем, как и в других регионах, они встречаются и в сочетании с эффузивами и образуют стратиграфически выдержанный горизонт над вулканическим комплексом.

О вулканогенной природе кремнезема, образующего южноуральские яшмы, писали Л. С. Либрович (1936), Г. И. Кириченко (1940), Н. П. Херасков (1951), Н. С. Шатский (1954) и др. Однако механизм поступления кремнезема, также как связанных с ним железа и марганца, не всеми понимался одинаково и нельзя сказать, чтобы он был сейчас абсолютно ясен.

Л. С. Либрович считал, что основная масса слоистых яшм возникла, вероятно, «... в результате воздействия морской воды на подводные выбросы пепла и остывающие лавовые потоки» (Либрович, 1936, стр. 152). С таким решением вопроса едва ли можно согласиться. Образование кремнезема яшм нельзя связывать с диагенетическим преобразованием пепла потому, что спилитовые излияния не сопровождались выбросом тонкого пирокластического материала, а яшмы, как мы видели, тесно ассоциируют именно со спилитами. Правда, в Карамалыташской формации присутствуют туфы и туффиты кварцевых кератофиров, содержащих большое количество криптокристаллического кремнезема, который мог возникнуть от изменения кислого вулканического пепла. Такие породы, однако, редко бывают обогащены гематитом и встречаются в иных породных ассоциациях, чем яшмы.

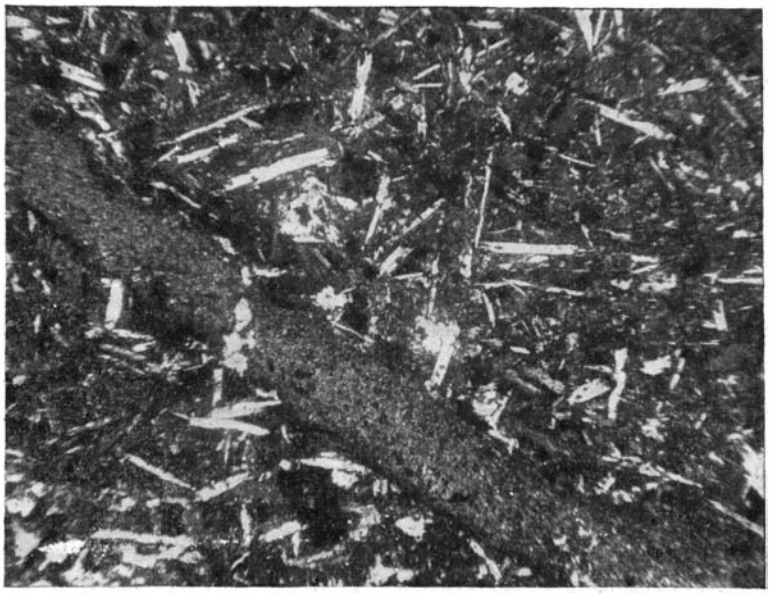
Трудно также объяснить механизм возникновения кремнезема воздействием морской воды на лавовые потоки. Спилиты и кератофиры участками тонко окварцованы и интенсивно гематитизированы, а местами пронизаны густой сетью гематитово-кварцевых жилок (фиг. 38, 39), по составу и структуре сходных с основной массой яшм. Такие изменения не приурочены, однако, к поверхности спилитовых подушек или отдельных пластов (покровов), а прослеживаются по всей толще пород, отмечая пути движения кремнезема, независимые от прежних контактов лав с морской водой.

Н. П. Херасков, в противоположность Л. С. Либровичу, связывал поступление гематита и кремнезема с подводными источниками, выходы которых изредка отмечаются появлением массивных гематитово-кварцевых образований. Нам представляется такое объяснение наиболее вероятным. Действительно, следы движения железа и кремнезема сохранились по всему эффузивному комплексу, подстилающему основной горизонт яшм. Кроме того, местами среди спилитов и туфов наблюдаются массивные гематитово-кварцевые образования. Надо сказать, что они имеют различное происхождение — одни из них представляют собою результат перекристаллизации яшм (см. стр. 139), другие — метасоматические тела, развившиеся по известнякам (стр. 142), третьи же — специфические образования с характерной колломорфно-плойчатой текстурой (фиг. 40). Размеры последних иногда небольшие, иногда же они достигают нескольких метров. Залегают такие образования среди вулканических пород как резко ограниченные посторонние тела. Нам представляется, что их можно рассматривать как своеобразные подводные «кремнистые травертины», местами возникавшие на морском дне и сходные с современными наземными кремнистыми туфами некоторых термальных источников (Филиппины, Индонезия). Однако выходы кремнезема далеко не всегда сопровождались такими «травертинами», чаще кремнезем поступал по широкой площади дна, не оставляя на его поверхности отчетливых следов.

Рассмотренные формации являются характерными, хотя и не единственными комплексами сложной зеленокаменной серии, возникшей в определенный период развития Уральской геосинклинальной области. Образование этих формаций связано с разными структурно-фациальными зонами геосинклинали. Ирендыкские отложения формировались в обстановке расчлененного подводного рельефа и при очень широком развитии пароксизматического типа извержений. Карамалыташские отложения возникли в относительно глубоководных депрессиях при исключительном преобладании эффузивного вулканизма. Основываясь главным образом на большей мощности порфиритово-туфовых накоплений, по сравнению со спилитово-диабазовыми, В. М. Сергиевский (1960) сделал вывод о принадлежности первых к более прогнутым зонам, а вторых — к геоантиклиналям. Анализ фаций и особенно взаимоотношение формаций не соответствуют такому выводу. Характер выклинивания Карамалыташского комплекса на западе указывает на формирование его в новообразованном прогибе. Относительно меньшие мощности отложений Карамалыташской формации, по сравнению с отложениями Ирендыкской, можно объяснить не разной скоростью тектонического прогибания, а разной скоростью накопления материала. Спилитовые серии, по-видимому, формировались в некомпенсированных прогибах, тогда как обильное накопление эксплозивного и эффузивного порфиритового материала в конечном итоге компенсировало, а местами и превышало, погружение.

По составу, строению и условиям формирования расмотренные формации несколько сходны с некоторыми характерными комплексами хорошо изученной Индонезийской вулканической области.

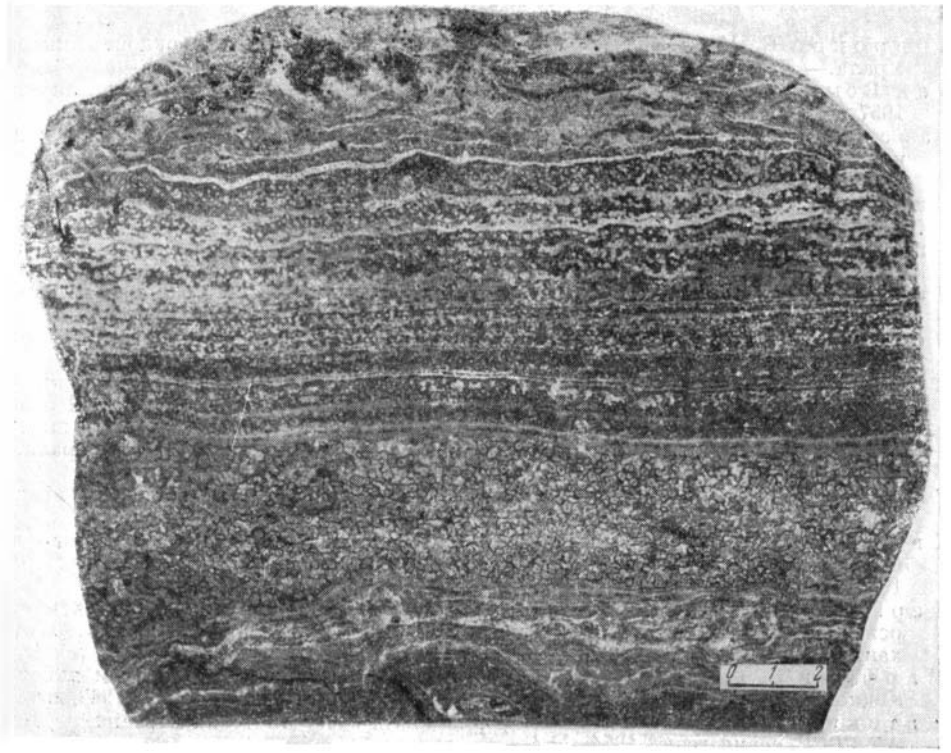
Карамалыташскую формацию можно сопоставить с эффузивно-осадочным комплексом офиолитово-радиоляритовых серий, например



Фиг. 38. Жилка криптокристаллического кремнезема в спилите. Шлиф. Увел. 45, николи + (Карамалыташская формация, Кутантауский участок)



Фиг. 39. Кварцево-гематитовый прожилок в спилите (светлое — кварц, темное — гематит). Шлиф. Увел. 10, николь 1 (Карамалыташская формация, Уральский участок)



Фиг. 40. Колломорфно-плойчатое гематитово-кварцевое образование из толщи миндалекаменных спилитовых порфиритов (гора Юмаш-Тау)

с пермо-карбоновой ассоциацией формации Данау, вулканогенным членом которой являются основные эффузивы (спилиты), а среди осадочных пород особенно характерны кремнистые породы (кремнистые сланцы, яшмы, яшмоиды). Ассоциация эта возникла в глубоководных условиях и связана с геосинклинальным опусканием, которое сопровождалось офиолитовым подводным вулканизмом (Ван Беммелен, 1957).

Ирендыкские отложения в самых общих чертах можно сопоставить с некоторыми вулканогенными сериями геоантиклинальных зон (островных дуг), например с серией «древних андезитов». Вулканические члены последней представлены пропилитизированными андезито-базальтами, пироксеновыми и роговообманковыми андезитами, часто с первичной брекчиевидной структурой. Образование таких серий сопровождалось сильным эксплозивным вулканизмом, вследствие чего в них много брекчий и туфов (Ван Беммелен, 1957). От типичных формаций островных дуг ирендыкские отложения отличались прежде всего морским происхождением. Ирендыкская вулканическая зона представляла собой в основном подводный архипелаг, где лишь вершины наиболее крупных вулканов возвышались над уровнем моря.

Таким образом, Ирендыкский и Карамалыташский вулканогенно-осадочные комплексы обладают не только отличным составом как вулканических, так и осадочных членов. Они связаны с разными тектоническими условиями формирования, что позволяет считать каждый из данных комплексов самостоятельной формацией.

ЛИТЕРАТУРА

Андронов С. М. О возрасте ирендыкской свиты восточного склона Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 4.

Ван Беммелен Р. В. Геология Индонезии. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит-ры, 1957.

Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блява на Урале.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1946, вып. 71, петрогр. сер. (№ 24).

Кириченко Г. И. Геологическое строение Таналык-Суундукского района.— Труды Центр. науч.- исслед. геол.- развед. ин-та, 1940, вып. 122.

Либрович Л. С. К геологии южной части Башкирского Урала.— Труды Всес. геол.-развед. объед., 1932, вып. 144.

Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале.— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1936, вып. 81.

Нестоянова О. А. Геологическое строение Абзелиловского района. В кн.: «Очерки по стратиграфии Южного Урала». Уфа, 1940.

Нестоянова О. А. Основные черты стратиграфии, тектоники и вулканизма зеленокаменного комплекса Учалинского рудоносного района (восточный склон Южного Урала).— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, 1960, вып. 2.

Сергиевский В. М. Магматизм и развитие тектонических структур Урала.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, 1960, вып. 2.

Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.

Хворова И. В., Ильинская М. Н. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.

Херасков Н. П. Геология и генезис восточно-башкирских марганцевых месторождений. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти А. Д. Архангельского». М., 1951.

Шарфман В. С. Среднедевонские отложения в Орском и Баймакском районах Южного Урала.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, 1960, вып. 2.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.

Шахов Ф. Н. Материалы по геологии Таналык-Баймакского меднорудного района на Южном Урале.— Изв. Сиб. технол. ин-та, 1928, 49, вып. 1.

Conti S. Diaspri ftaniti e radiolariti.—Pubbl. Is. geol. Univ. Genova, 1958, N 11.

Hay R. L. Formation of the crystal-rich gloving avalanche deposits of St. Vincent.— J. Geol., 1959, 67, N 5.

Lacroix A. Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genése des roches pyroclastiques qu'ils constituent.— Soc. géol. France, livre jubilaire 1830—1930. 1930, 2.

Lotti B. Descrizione geologica dell'Is. d'Elba.— Mem. descriptcarta geol. Italia, 1886, 2.

Pantanelli D. Radiolarie dei diaspri.— Procés-verbaux Soc. sci. natur. Tosc., 1880, 2.

Sundius N. On the spilitic rocks.— Geol. Mag., 1930, 67.

Wentworth C. K., Williams H. The classification and terminology of the pyroclastic rocks.— Nat. Res. Council Rept Comm. Sediment. Bull., 1932, N 89.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблицы I

1 — пироксеновый (авгитовый) порфирит с крупными кристаллами моноклинного пироксена и мелкими кристаллами плагиоклаза. Шлиф. Увел. 20, николь 1.

2 — порфирит с многочисленными мелкими вкрапленниками авгита. Шлиф. Увел. 20, николь 1.

3 — плагиоклазовый порфирит. Шлиф. Увел. 15, николь 1

Таблица II

1 — плагиоклазовый порфирит с редкими зернами кварца. Шлиф. Увел. 45, николи +.

2 — плагиоклазовый порфирит. В основной массе рассеяны кварцевые метасферолиты. Шлиф. Увел. 45, николи +.

3 — плагиоклазовый порфирит с зачатками микропойкилитовой структуры. Шлиф. Увел. 45, ник. +

Таблица III

1 — связующая масса шлакового агломерата. Шлиф. Увел. 20, николь 1.

2 — шлаково-витрокристаллический туф. Шлиф. Увел. 20 николь 1.

3 — мелкие аповитрокластические фрагменты в туфе, замещенные ярко-желтым хлоритом (светлое). Шлиф. Увел. 60, николь 1.

Таблица IV

1 — «оолитоподобное» строение аповитрокластических фрагментов в пирокластическом туфе. Шлиф. Увел. 45, николь 1.

2 — шлаково-кристаллический туф, переполненный кристаллами плагиоклаза. Шлиф. Увел. 15, николь 1.

3 — цепочкообразное расположение обломков плагиоклазовых кристаллов в шлаково-кристаллическом туфе. Шлиф. Увел. 15, николь 1.

Таблица V

1, 2 — спекшиеся кератофировые туфы. Шлифы. Увел. 20, николь 1.

Таблица VI

1 — агломерат авгитового порфирита. Пришлифовка.

2 — связующая масса агломерата. Шлиф. Увел. 15, николь 1.

3 — грубый кристалло-литокластический туф авгитового порфирита. Шлиф Увел. 15, николь 1

Таблица VII

1 — среднезернистый лито-кристаллокластический туф. Шлиф. Увел. 15, николь 1.

2 — мелкозернистый лито-кристаллокластический туф. Шлиф. Увел. 15, николь 1.

3 — мелкозернистый кристалло-литокластический туф. Шлиф. Увел. 60, николь 1.

Таблица VIII

1 — контакт спилита (внизу) и шлаково-кристаллического туфа. Шлиф. Увел. 15, николь 1.

2 — контакт пироксенового порфирита (внизу) и шлаково-кристаллического туфа, обогащенного крупными кристаллами плагиоклаза. Шлиф. Увел. 10, николь 1.

3 — контакт пироксенового порфирита (внизу) и шлаково-плагиоклазового туфа (тот же образец, что на предыдущей фотографии)

Таблица IX

1 — отсортированная слоистость в туфово-туффитовых отложениях. Шлиф. Увел. 15, николь 1.

2 — резкая граница между туффитом (внизу) и мелкозернистым туфом. Шлиф. Увел. 15, николь 1.

Таблица X

1 — альбитовый диабаз. Шлиф. Увел. 45, николи +.

2 — спилит с афировой структурой. Шлиф. Увел. 45, николь 1.

3 — спилитовый порфирит. Шлиф. Увел. 20, николь 1.

Таблица XI

1 — спилит с неоднородной структурой. Основная масса породы имеет спилитовую структуру (*а*), но участками структура микропойкилитовая (*б*), свойственная кератофирам. Шлиф. Увел. 45, николи +.

2 — спилит с неоднородной структурой. Участок с многочисленными кварцево-альбитовыми сферолитами. Шлиф. Увел. 20, николь 1.

3 — кератофир со сферолитовой структурой. Шлиф. Увел. 45, николи +.

Таблица XII

1 — кератофир первой разновидности, со сферолитовой основной массой. Шлиф. Увел. 45, николь 1.

2 — то же, николи +.

3 — кератофир первой разновидности со сферолитовой и микропегматитовой структурой кварцево-альбитовых сростков; пространство между последними заполнено хлоритом. Шлиф. Увел. 45, николь 1.

4 — то же, николи +.

5 — кератофир второй разновидности со сферолитовой структурой. Шлиф. Увел. 45, николь 1.

6 — то же, николи +.

Таблица XIII

1, 2 — кератофиры с флюидной структурой. Шлифы. Увел. 15, николь 1.

Таблица XIV

1 — гематитизированный шлаковый агломерат. Шлиф. Увел. 20, николь 1.

2 — шлаковый агломерат. Внизу справа обломок пироксенового вариолита. Шлиф. Увел. 10, николь 1.

Таблица XV

1 — связующая масса в шлаковом агломерате. Шлиф. Увел. 10, николь 1.

2 — связующая масса в шлаковом агломерате, состоящая из аповитрокластических обломков с «оолитоподобной» структурой; в некоторых обломках «оолиты» сплющены. Шлиф. 45, николь 1.

3 — «оолитоподобное» строение аповитрокластического фрагмента; «оолиты» образованы хлоритом (темное) и кварцем (светлое). Шлиф. Увел. 60, николь 1.

Таблица XVI

1 — шлаково-кристаллический туф. В центре крупный гломеропорфировый сросток кристаллов моноклинного пироксена (*а*), в значительной степени замещенный серпентином (*б*). Сросток заключен в хлоритизированную стекловатую массу. Шлиф. Увел 10, николь 1.

2 — шлаково-кристаллический туф. Крупный измененный плагиоклазовый сросток в пористой аповитрокластической массе с «оолитоподобной» структурой. Шлиф. Увел. 20, николь 1.

Таблица XVII

1 — мелкозернистый лито-кристаллокластический туф с крупными неправильными аповитрокластическими фрагментами (*а*). Шлиф. Увел. 20, николь 1.

2 — аповитрокластические фрагменты (*а*) с колломорфно-флюидной структурой в лито-кристаллокластическом туфе. Шлиф. Увел. 20, николь 1.

3 — спекшийся туф с флюидной текстурой. Шлиф. Увел. 20, николь 1.

Таблица XVIII

1 — хлортизированный кристалло-витрокластический туф. Шлиф. Увел. 60, николь 1

2 — то же. Обломки кристаллов (анортоклаз) часто расщеплены на тонкие пластинки. Шлиф. Увел. 60, николь 1.

3 — мелкозернистый туф кварцевого кератофира. Шлиф. Увел. 45, николь 1.

4 — мелкозернистый туф кварцевого кератофира с обильной связующей массой. Шлиф. Увел. 45, николи +.

5 — регенерированные осколки кварца. Шлиф. Увел. 60, николь 1.

Таблица XIX

1 — неясно слоистый тонкозернистый туф кварцевого кератофира. Шлиф. Увел. 45, николь 1.

2 — резкий контакт мелко- и тонкозернистого туфа. Шлиф. Увел. 45, николь 1.

3 — тонкозернистый туф с линзочками, обогащенными остатками радиолярий, замещенными хлоритом и эпидотом (темные). Шлиф. Увел. 30, николь 1

Таблица XX

1 — связующая масса в порфиритовой конгломерато-брекчии. Шлиф. Увел. 20, николь 1.

2 — конгломерато-брекчия. Поверхность кератофирового обломка с шиповидным выступом (*а*). Шлиф. Увел. 20, николь 1.

3 — спилито-кератофировая конгломерато-брекчия, с плотно уложенными обломками. Шлиф. Увел. 45, николь 1.

4 — вулканический песчаник с органогенным детритом. Шлиф. Увел. 15, николь 1.

Таблица XXI

1—3 — красные и полосчатые горизонтально-слоистые яшмы. Пришлифовка.

4 — красная массивная яшма с жилками белого кварца. Пришлифовка.

5 — перекристаллизованная яшма с прожилками белого кварца и сильно гематитизированными неправильными участками (темные).

6 — черная микрослоистая яшма (выветрелая поверхность).

Таблица XXII

1 — криптокристаллическая основная масса яшмы с остатками радиолярий. Шлиф. Увел. 80, николи +.
2 — криптокристаллическая основная масса яшмы с многочисленными агрегатами и прожилками тонкокристаллического кварца. Шлиф. Увел. 80, николи +.
3 — тонко- и мелкокристаллическая яшма. Шлиф. Увел. 80, николи +.
4 — яшма с перекристаллизованным пластинчатым гематитом. Шлиф. Увел. 80, николь 1.
5 — пятнисто перекристаллизованная яшма с сегрегацией гематита на границе неперекристаллизованного участка. Шлиф. Увел. 20, николь 1.

Таблица XXIII

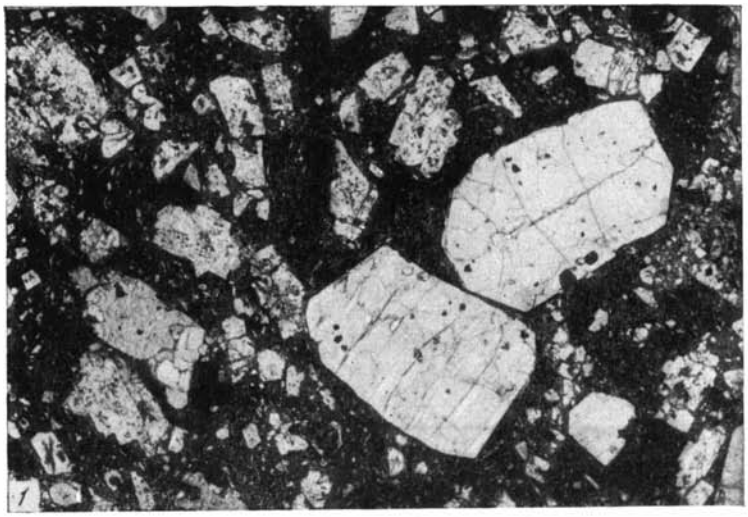
1 — неравномерное распределение гематита в яшме. В верхней половине наблюдается «осветленный» участок в красной породе. Шлиф. Увел. 20, николи +.
2 — гематитовые стяжения в яшме. Шлиф. Увел. 20, николи 1.
3 — слоистость в яшме, обусловленная послойным скоплением остатков радиолярий. Шлиф. Увел. 20, николь 1.
4 — слоистая яшма с радиоляриями. Шлиф. Увел. 20, николь 1.

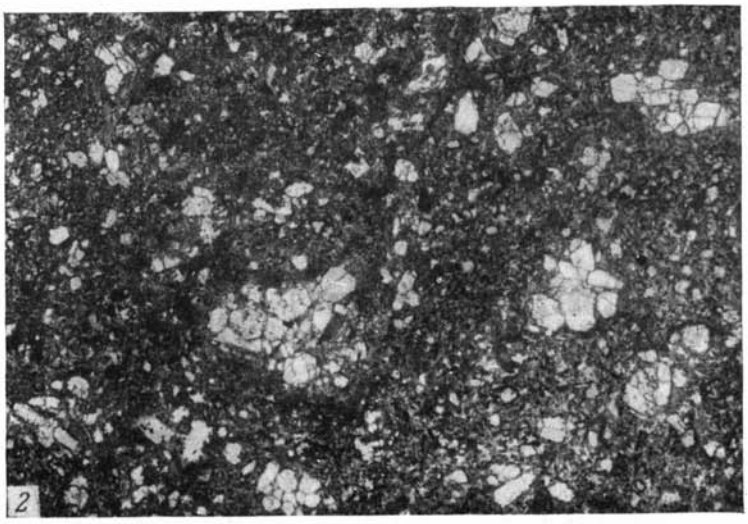
Таблица XXIV

1 — яшма с хорошо сохранившимися остатками радиолярий. Шлиф. Увел. 45, николь 1.
2 — богатая гематитом яшма с остатками радиолярий. Шлиф. Увел. 45, николь 1.
3 — гематит изированный (темное) органогенно-обломочный известняк. Шлиф. Увел. 10, николь 1.

Таблица XXV

1 — полностью окремнелый органогенный известняк (темное — гематит). Шлиф. Увел. 45, николь 1.
2 — то же, николи +.


1


2

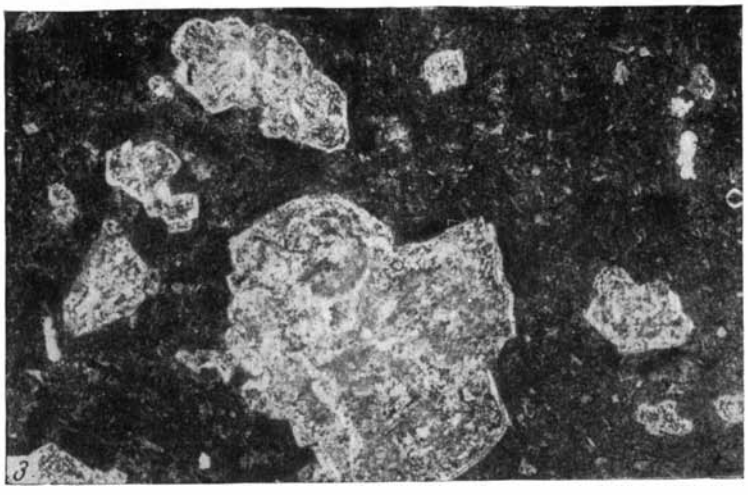
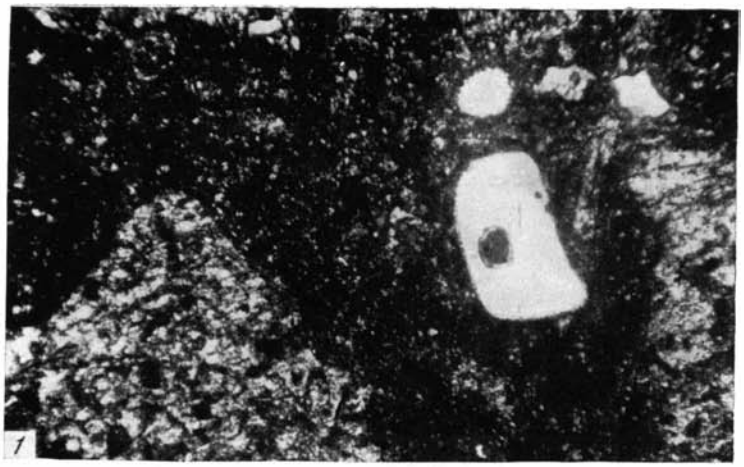
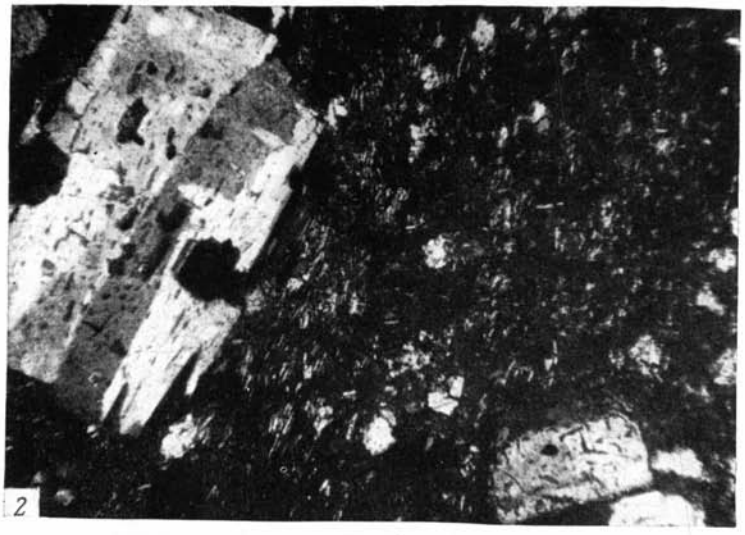
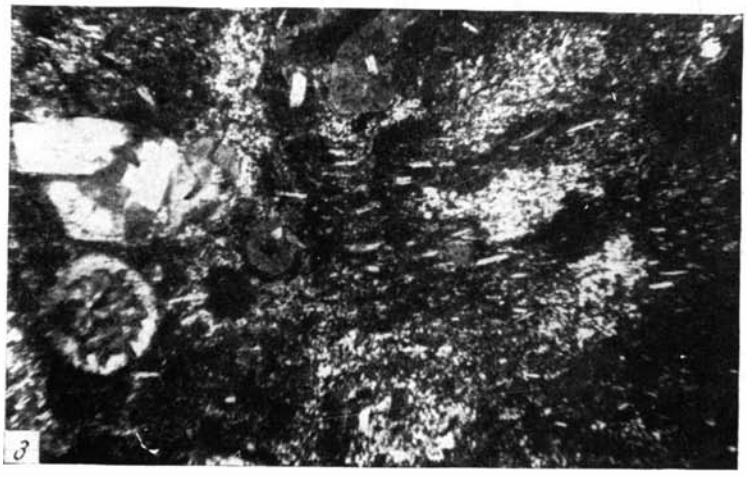
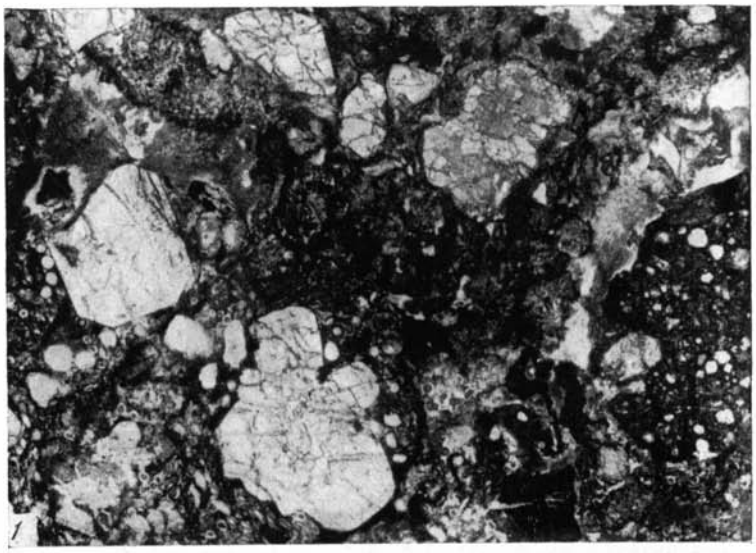

3

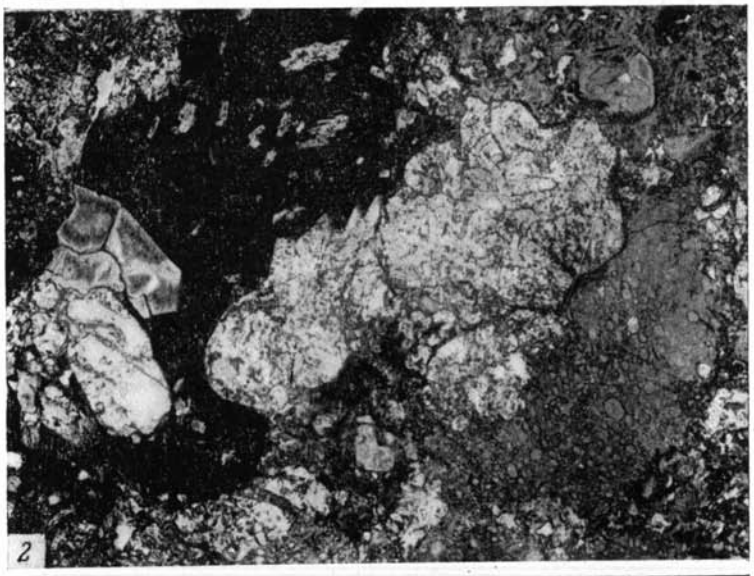
Таблица II


1


2


3


1


2

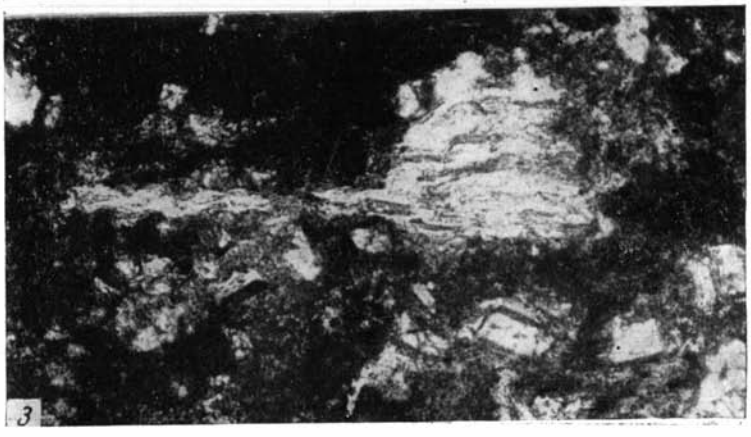
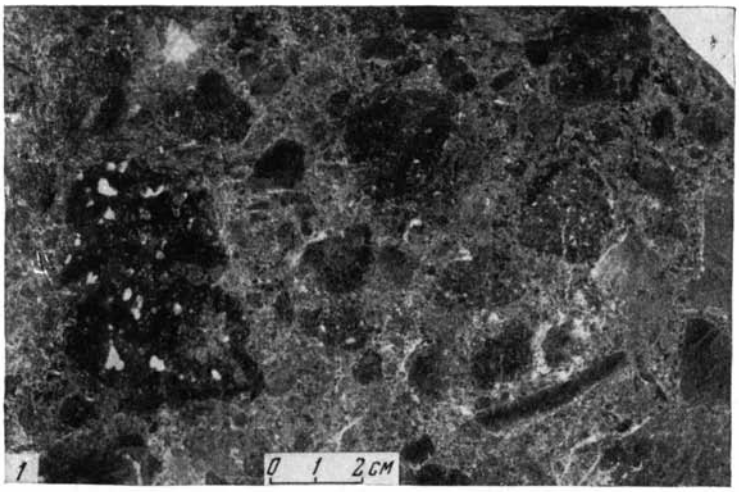
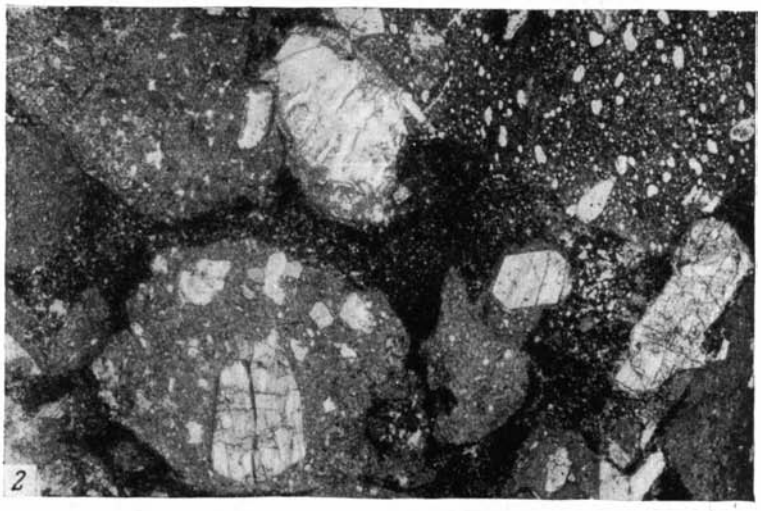
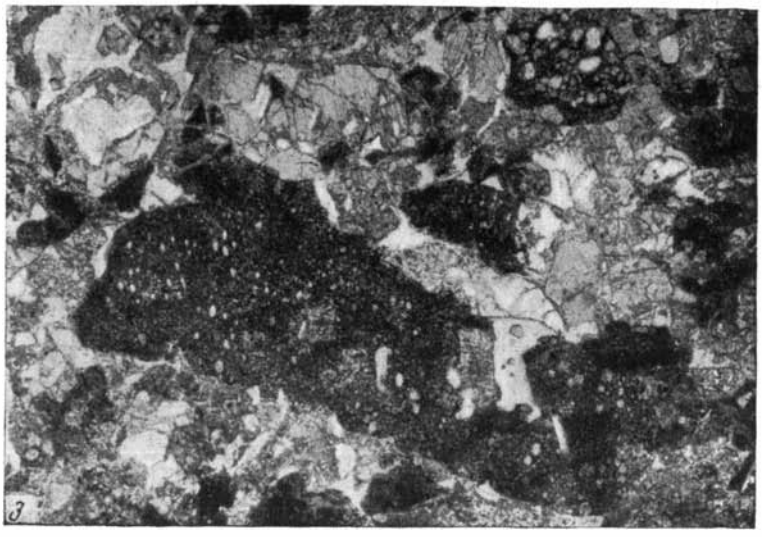
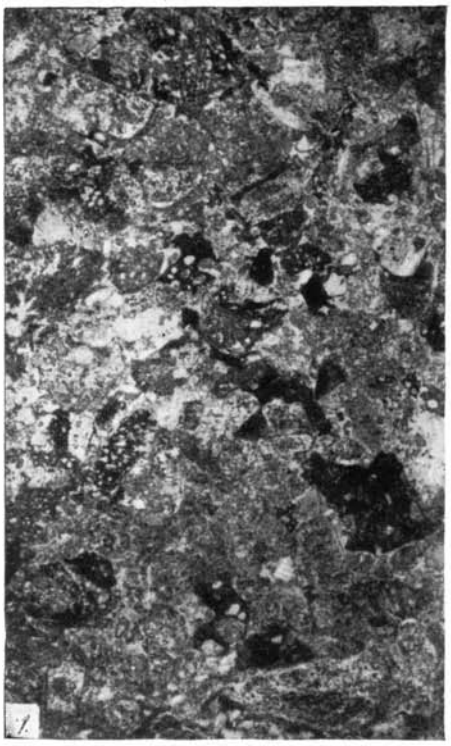

3

Таблица VI








1.


2

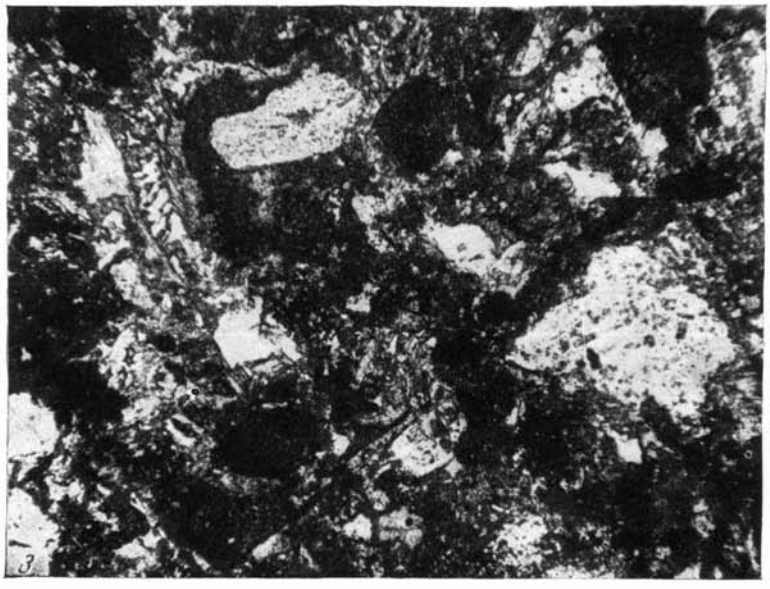
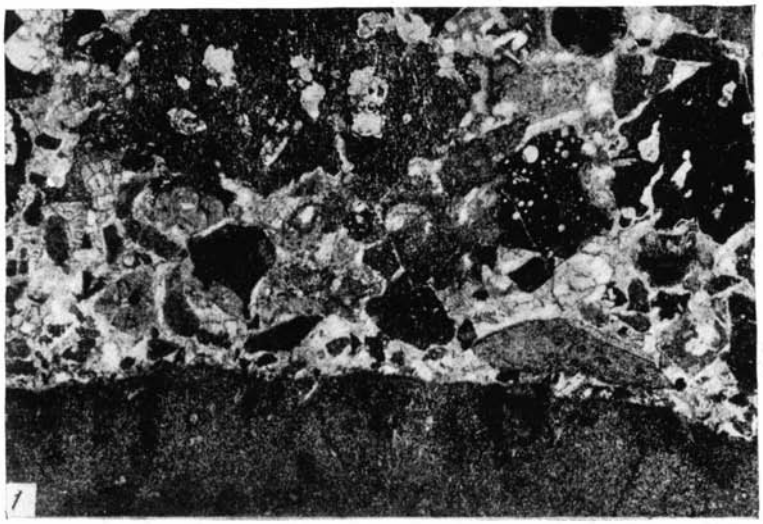
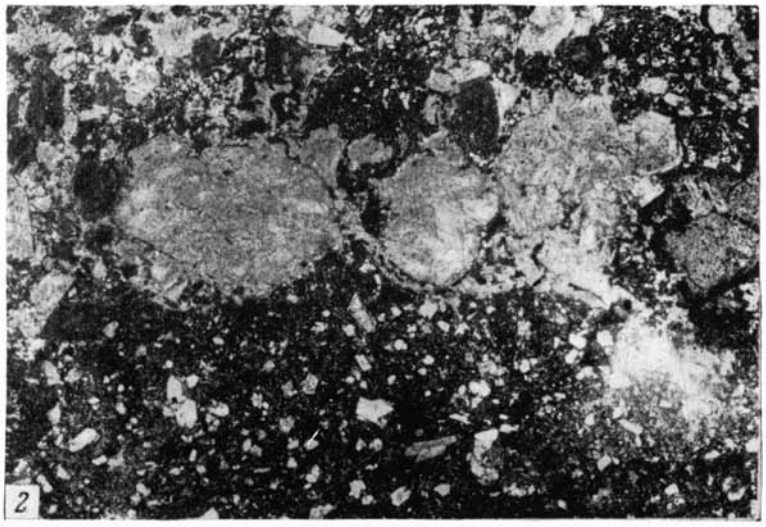
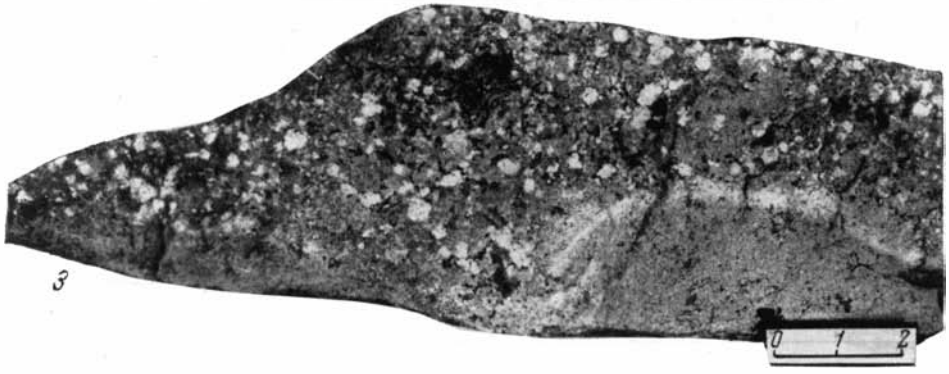

3.

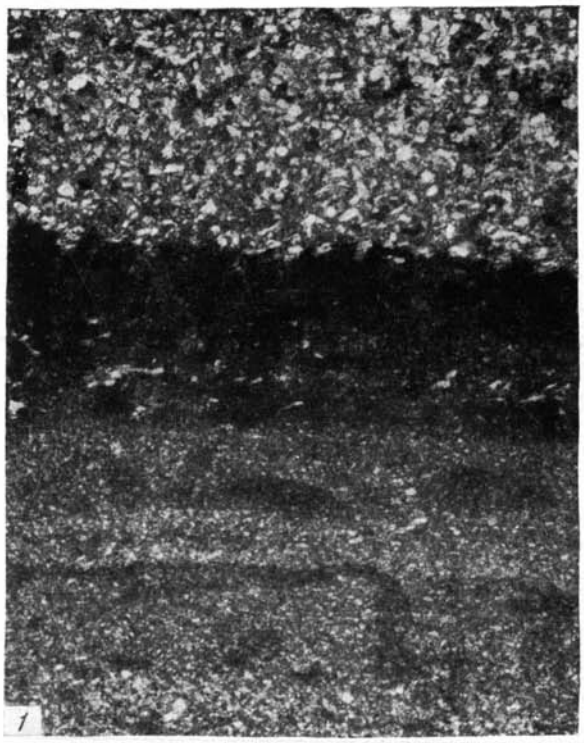
Таблица VIII


1


2



3


1

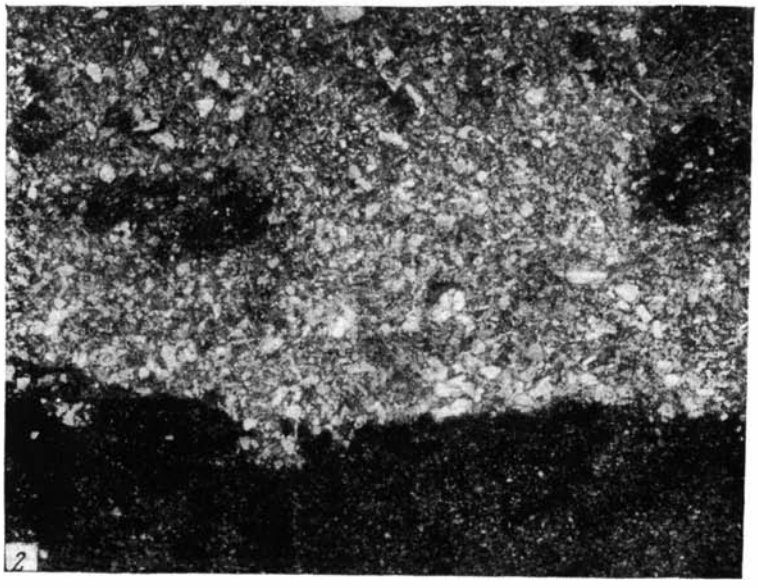
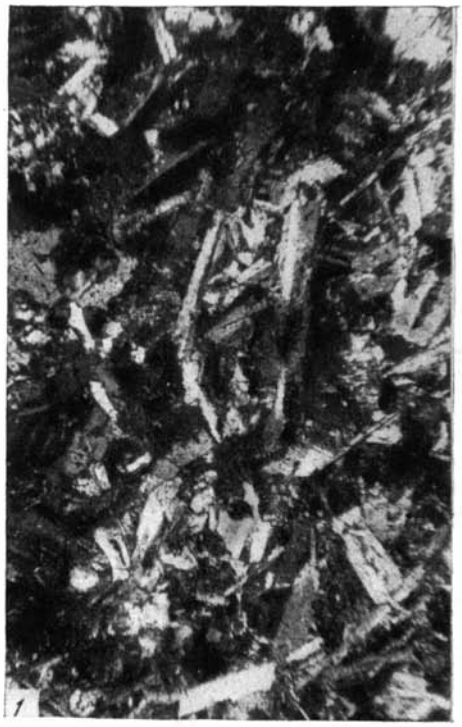

2

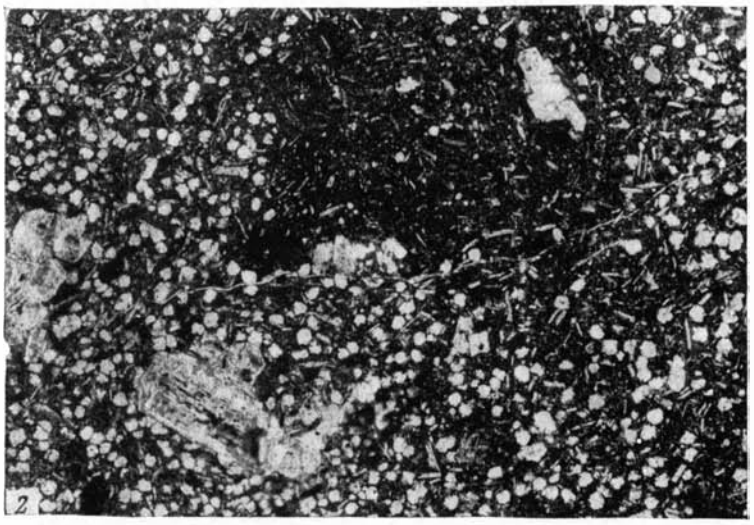
Таблица X


1


2


3


а
б
1


2

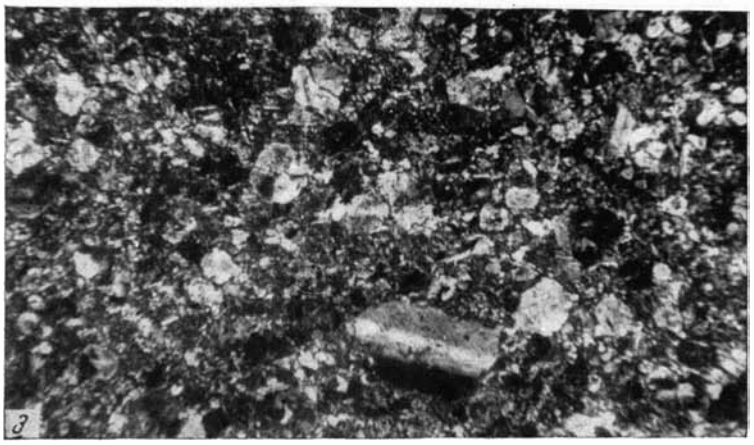
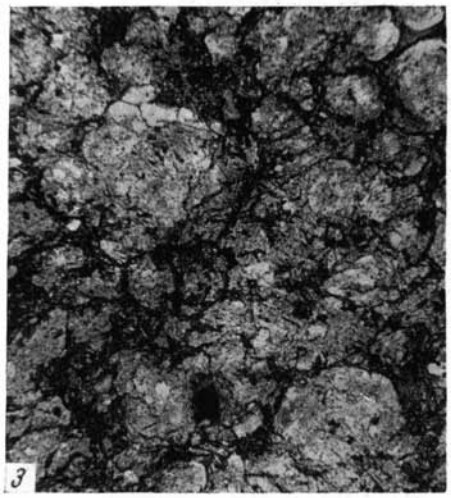

3

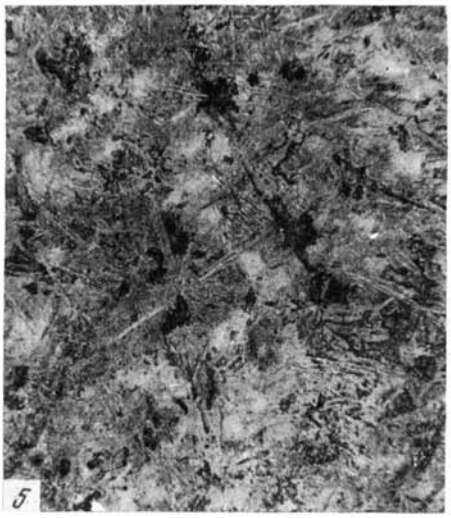
Таблица XII


1

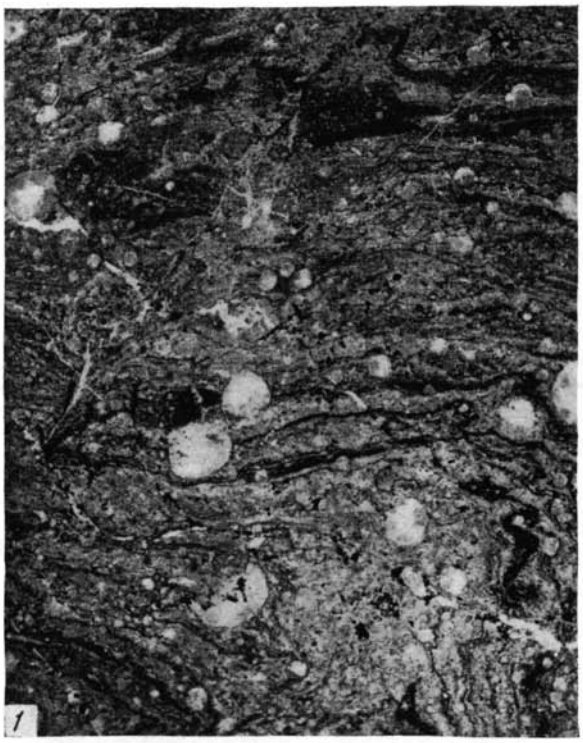

2


3


4


5

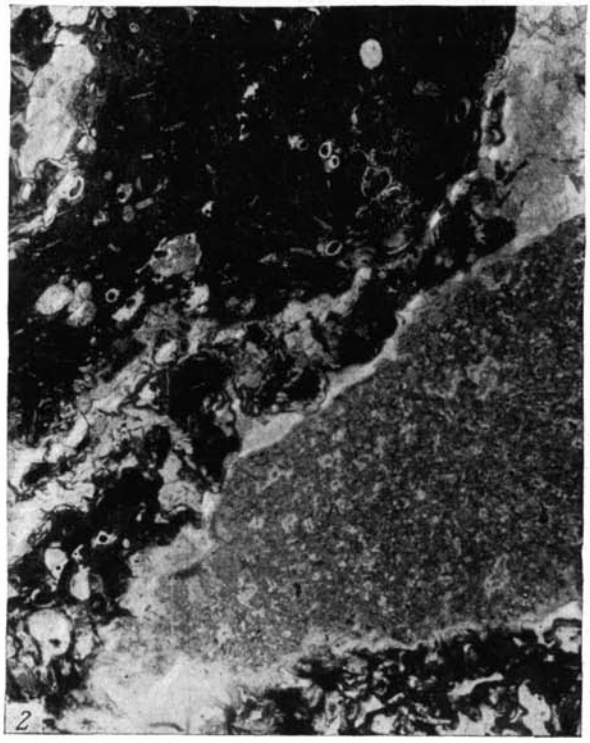

6

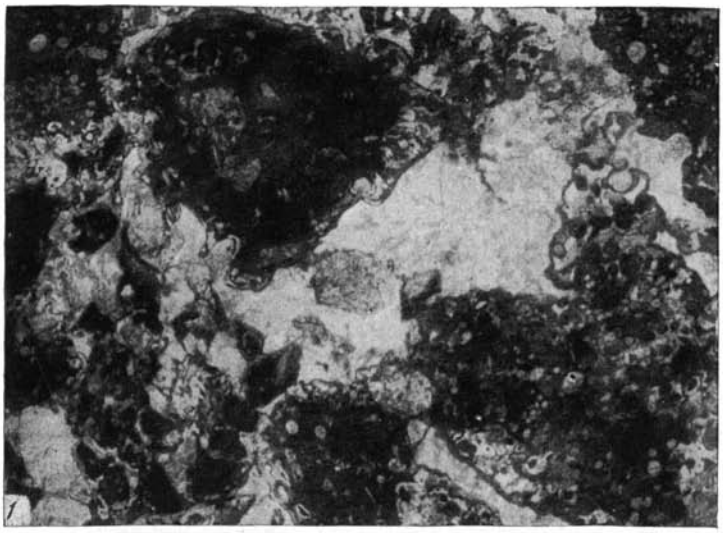

1


2

Таблица XIV


1


2


1

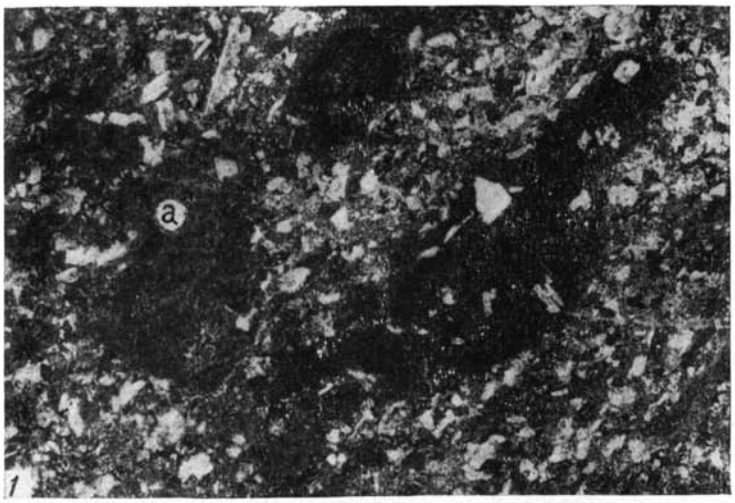

2


3

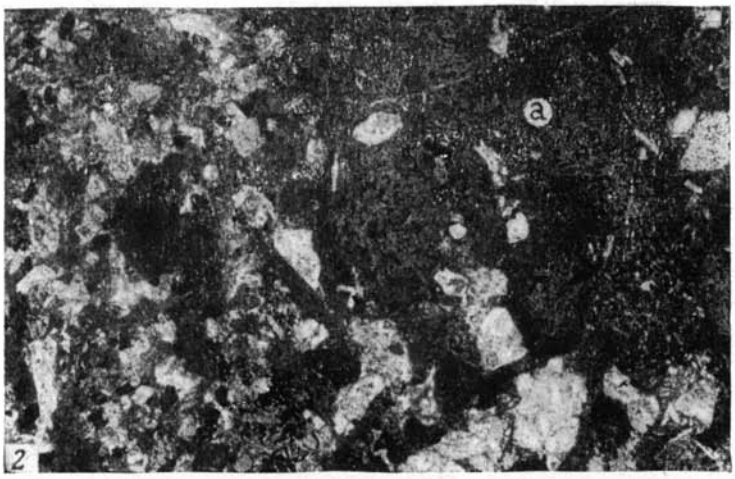
Таблица XVI







1



2



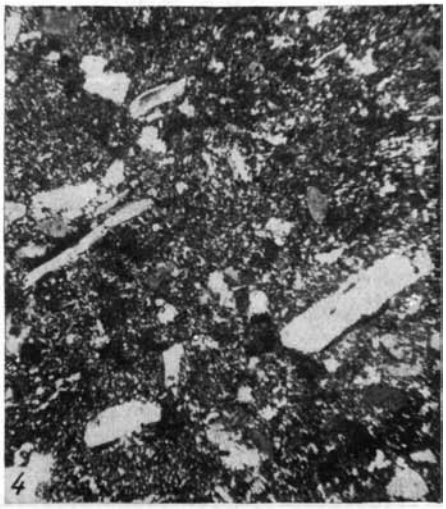
3

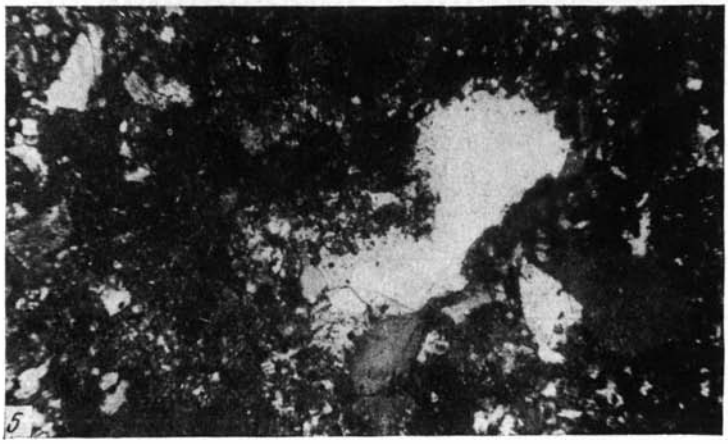
Таблица XVIII

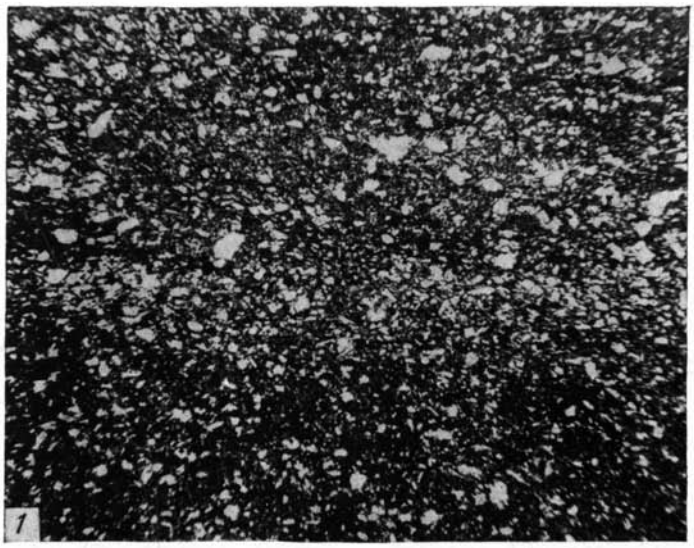

1


2


3


4


5


1


2

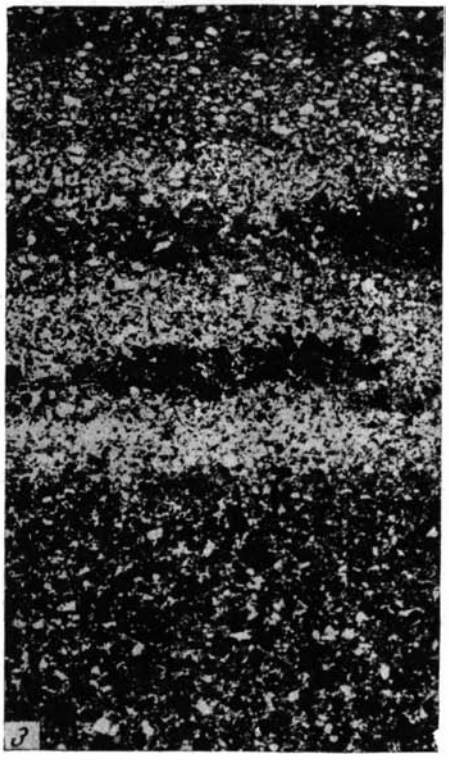
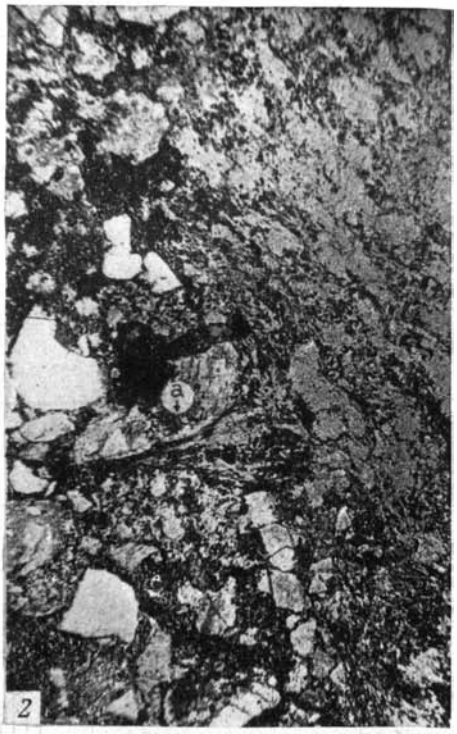
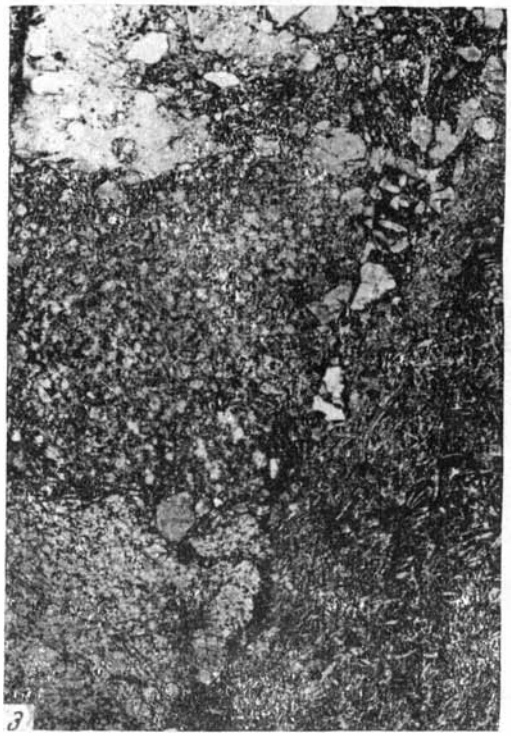

3

Таблица XX

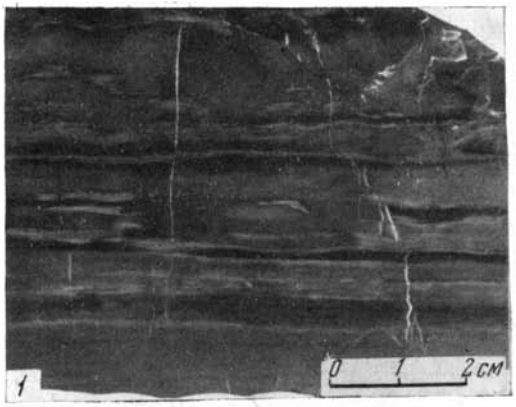

1



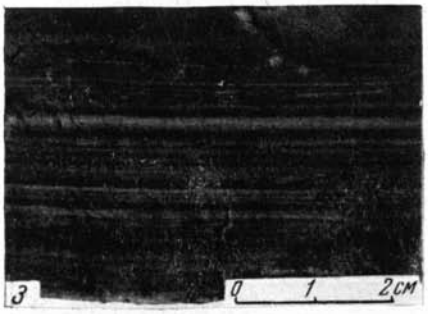
2

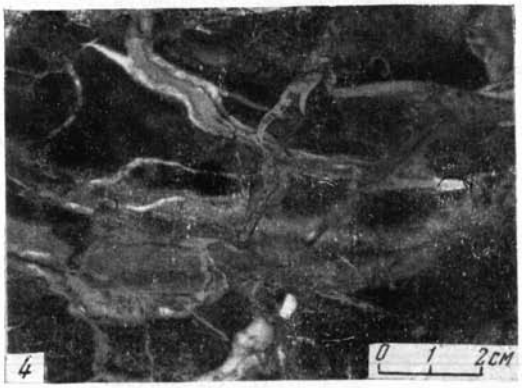

3

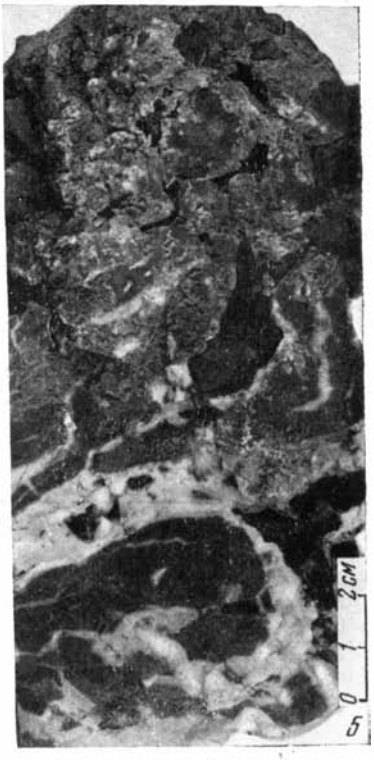

4


1
0 1 2см


2
0 1 2см


3
0 1 2см


4
0 1 2см


5
0 1 2см

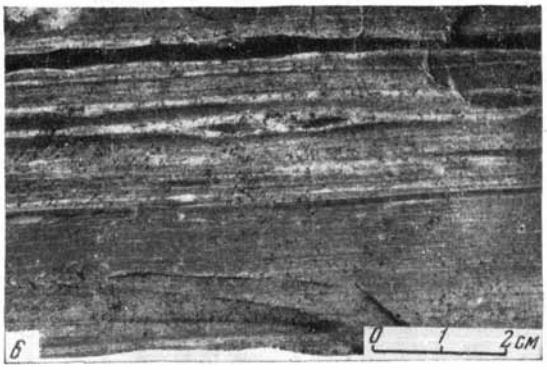
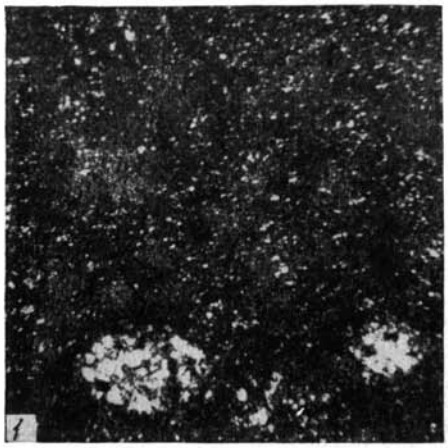
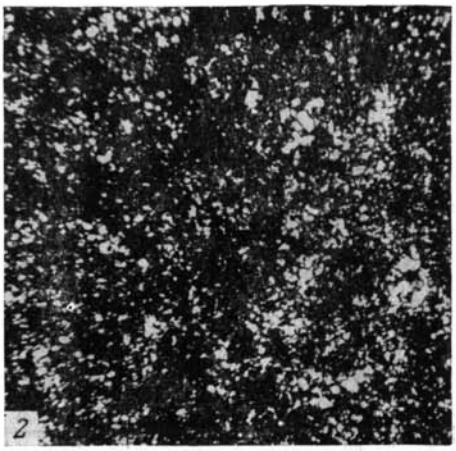
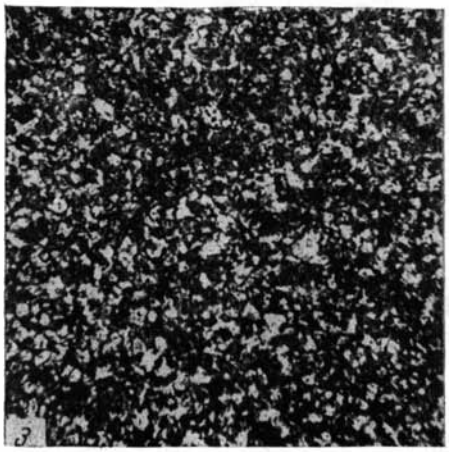
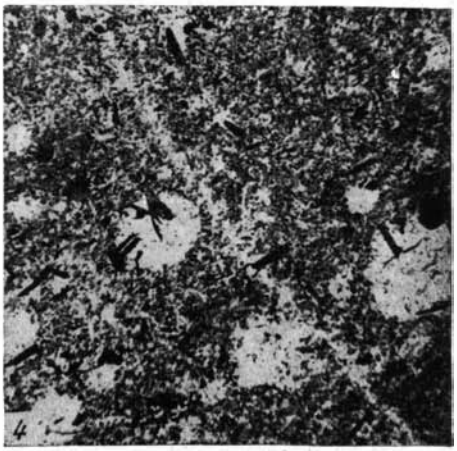

6
0 1 2см

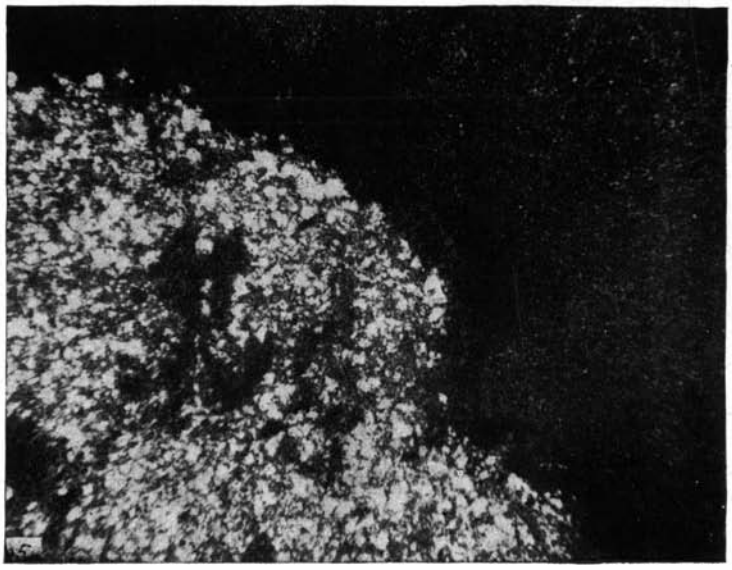
Таблица XXII











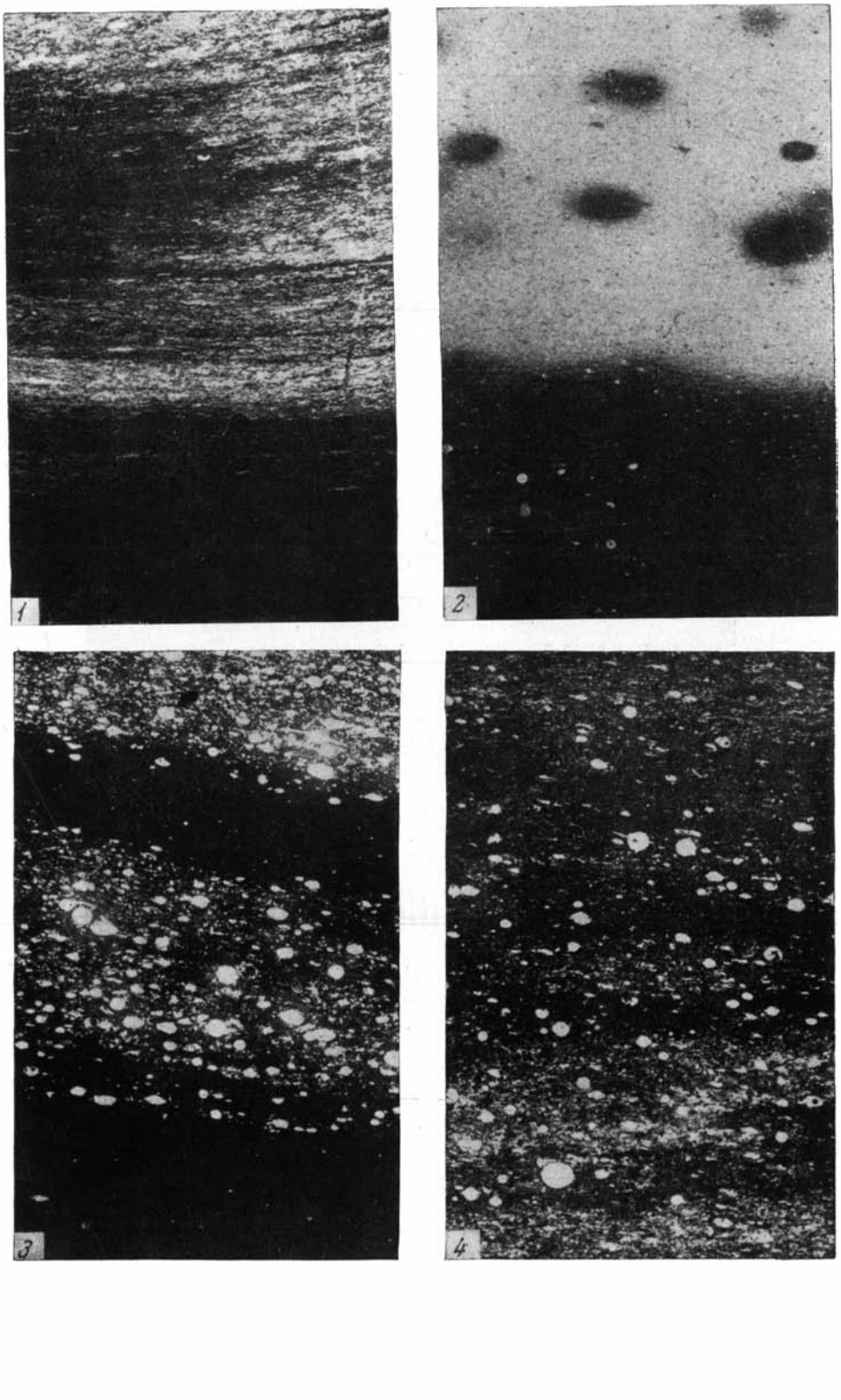
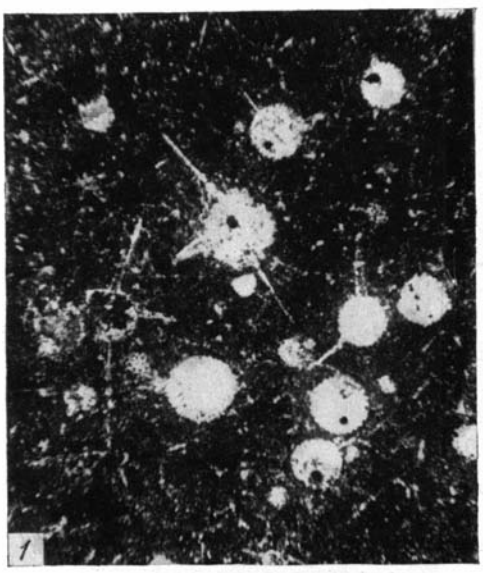
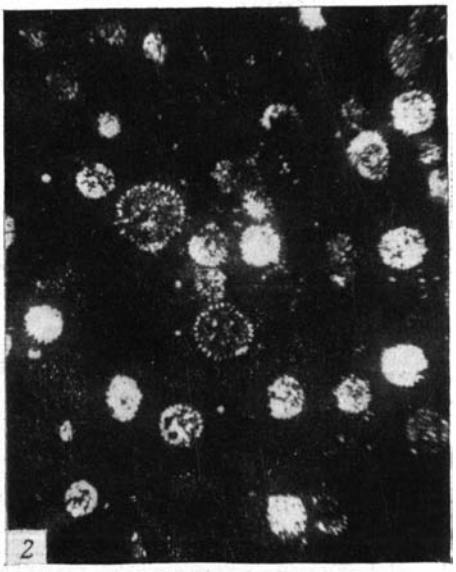
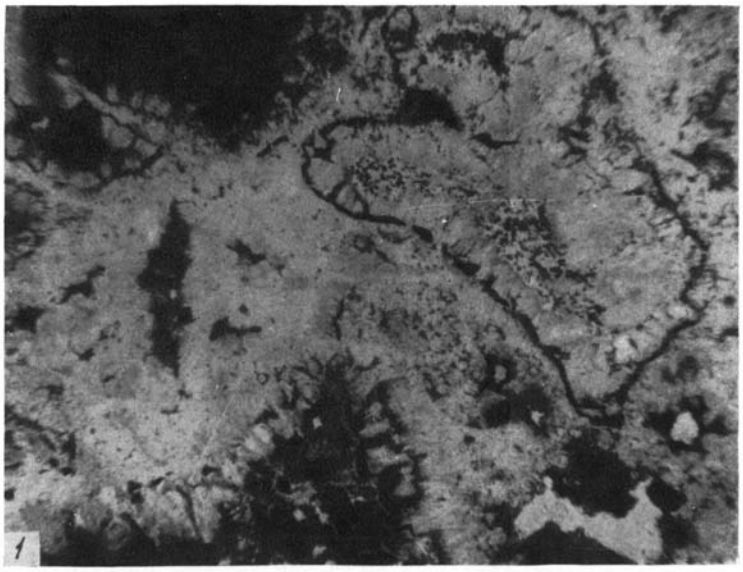

1
2
3
4

Таблица XXIV


1


2


3


1


2

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

(Труды, выпуск 81, 1963)

Л. Н. ФОРМОЗОВА

ЭКСГАЛЯЦИОННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ТИПА ЛАН-ДИЛЛЬ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

О ВЛИЯНИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ И ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Влияние вулканической деятельности на процессы морского осадкообразования предполагалось или отмечалось многими учеными на протяжении полутораста лет развития геологии как самостоятельной науки. Об этом влиянии достаточно определенно писали еще в первой половине прошлого века Леопольд фон Бух (Buch, 1825) и Чарльз Ляйелль (1866). Однако особый эффузивно-осадочный тип литогенеза, не связанный с климатической зональностью и имеющий многие специфические черты геохимии, был впервые выделен Н. М. Страховым в 1956 г. В 1960 г. в первом томе «Основ теории литогенеза» он дал несколько более подробную характеристику этого типа осадкообразования и его роли в образовании месторождений полезных ископаемых.

Исследования К. К. Зеленова (1958, 1960) на Курильских островах показали, что вода ручьев и речек, стекающих по склонам современных вулканов, часто сохраняет резко кислую реакцию (с $pH < 2$) до самого впадения в океан. Такая вода, протекая по лавам и туфам андезитового и базальтового состава, «обеляет» их, выщелачивает кальций, алюминий и железо, переносит эти металлы в виде хлоридов и сульфатов и в больших количествах выносит их в море. В щелочной среде морской воды железо и алюминий выпадают в виде тонкой взвеси окислов. В бурных водах Охотского побережья Курил, где производились наблюдения, эти окислы не могут концентрированно осесть и образовать залежи железистых бокситов. Они разносятся волнами и течениями по большому пространству и, оседая, смешиваются с осадками терригенного и вулканического происхождения. Однако исследования К. К. Зеленова показали принципиальную возможность хемогенного осаждения окислов железа и алюминия в прибрежных водах вулканических областей и тем самым оживили интерес к процессам эффузивно-осадочного осадкообразования.

Развернувшиеся за последние 10 лет океанографические исследования показали значительно более широкое распространение вулканогенных осадков и подводных вулканов, чем это предполагалось до сих пор. Выяснилось, что даже в современную эпоху роль подводного вулканизма гораздо больше роли надводного (континентального и островного). Это становится ясно из опубликованных за последние годы работ А. В. Живаго, А. П. Лисицина, Г. Б. Удинцева, а также некоторых иностранных

авторов. В прошлые геологические эпохи относительная роль подводного вулканизма могла быть еще значительней. Эти данные привели к появлению работ, в которых рассматривалось возможное влияние подводного вулканизма на формирование солевого состава вод мирового океана и на обогащение их определенными компонентами.

Однако, несмотря на теоретические исследования Н. М. Страхова, открытия К. К. Зеленова и успехи изучения донных осадков современного океана, характер эффузивно-осадочного типа литогенеза во многом остается неясным.

В значительной мере это объясняется тем, что эффузивно-осадочный тип седиментации в современных условиях еще недостаточно изучен. Вулканологи и петрографы разных стран детально исследуют твердые продукты извержений (лавы, пеплы), но уделяют гораздо меньше внимания жидким и газообразным вулканогенным продуктам. Сводки мирового материала о их составе отсутствуют. Состав газов, выделяющихся во время эксплозивных извержений, известен очень мало (Набоко, 1959). Регулярные наблюдения за деятельностью фумарол поставлены лишь в немногих странах (Италия, Исландия, Япония, Новая Зеландия, а в СССР на Камчатке) и сравнительно недавно.

Состав кислых термальных вод, поднимающихся к поверхности на многих действующих и потухших вулканах, изучался только в точках их выхода.

Состав жидких и газообразных продуктов подводных извержений, так же как их количество и дальнейшая судьба в толще морской воды, только еще начинают изучаться. Поэтому судить о возможном влиянии их на процессы седиментации можно пока главным образом на основании аналогий и общих соображений.

Кроме того, современные процессы вулканизма не могут дать полного представления о величине и характере их в прошлые геологические эпохи.

Чтобы выяснить действительное значение вулканогенного типа седиментогенеза и его эволюцию в истории Земли, нужно изучать соответствующие геологические формации. В этом отношении пока сделано также еще очень мало, потому что петрографов интересовали вулканические породы, а не осадочные компоненты вулканогенных толщ. Литологи же предпочитали изучать осадочный процесс, не «затемненный» проявлениями вулканизма. В результате этого о вулканогенно-осадочном процессе осадконакопления и о его роли в образовании рудных месторождений известно еще очень мало.

Возможность образования руд осаждением в морской воде окисных и сульфидных соединений металлов, вынесенных из глубины вулканическими термами в жидком или газообразном состоянии, признается большинством геологов.

Об этом писали Ван Хайз (Van Hise a. Leith, 1911), Ниггли (Niggli, 1914, 1920, 1937), Берг (1937), Шнейдерхен (1958), Офтедаль (Oftedahl, 1958), Н. С. Шатский (1954). Н. М. Страхов (1960) и многие другие. Для месторождений такого происхождения давно уже предложено название эксгаляционно-осадочных. Однако в качестве примеров этой группы месторождений обычно приводятся лишь немногие залежи железных и марганцевых руд (Шнейдерхен, 1958; Страхов, 1960). Некоторые геологи доказывали эксгаляционно-осадочное происхождение ряда других месторождений. Так, А. В. Пейве и Н. А. Штрейс (1946, 1947; Пейве, 1947) отстаивали подобное происхождение североуральских бокситов. Н. С. Шатский (1955) связывал с вулканической деятельностью образование фосфоритов Каратау, Скалистых гор и других месторождений «отдаленно-кремнистой» формации. Как указывает Н. М. Страхов (1960, стр. 154), некоторые авторы приписывают эффузивно-осадочное происхождение свинцово-цинковым рудам в палеозое Каратау и Кунгей-Алатау. Такое же происхождение приписывали А. П. Карпинский (1915) и А. Н. Чураков

(1947) даже скоплениям флюорита (ратовкита) в среднем карбоне Московской синеклизы.

Много указаний на возможный эксгаляционно-осадочный генезис различных рудных месторождений можно найти и у зарубежных авторов.

Однако во всех перечисленных случаях такой генезис был доказан не убедительно и опровергался другими геологами, приписывавшими тем же месторождениям в одних случаях осадочное происхождение, связанное с процессами континентального выветривания, а в других случаях гидротермальное или метасоматическое происхождение.

Таким образом, масштаб эксгаляционно-осадочного рудообразования и его роль в истории земной коры до сих пор не были оценены. Между тем такая оценка необходима в связи с разработкой проблемы о закономерностях образования и размещения полезных ископаемых. Так как эти закономерности для руд, связанных с осаждением продуктов континентального выветривания, и руд, связанных с вулканическими эксгаляциями, различны, то и поиски их должны быть организованы по-разному. Поэтому важно знать: менялись ли во времени количественные соотношения между эксгаляционно-осадочным и чисто осадочным рудообразованием? Существуют ли эпохи преимущественного развития эксгаляционно-осадочного рудообразования? Ответы на эти теоретические вопросы могут определить направления поисковых работ.

Если рудные месторождения, связанные с осаждением в морских условиях продуктов континентального выветривания, надо искать в прибрежных мелководных осадках, реконструируя древнюю береговую линию, то эксгаляционно-осадочные руды могут располагаться на любом расстоянии от берега и среди осадков различных глубин. Для них обязателен лишь парагенез с определенными комплексами вулканогенных пород.

В статьях об условиях образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии (Формозова, 1960, 1962) доказывалось, что источником железа этих руд служили не продукты континентального выветривания, а вулканические эксгаляции или кислые фумарольные воды, выщелачивавшие его из лав и пеплов разного состава.

В настоящей работе показано, что кроме кремнисто-сланцевой вулканогенной формации, содержащей оолитовые руды нижнего палеозоя и докембрия, существует по крайней мере еще одна рудоносная геосинклинальная формация, связанная с вулканическими процессами. К этой формации принадлежат руды Лан-Дилльских месторождений Германии, которые Н. М. Страхов (1960, стр. 153) назвал «классическим примером эффузивно-осадочных железных руд». В русской геологической литературе они подробно не описывались. Не была также дана характеристика известняково-вулканогенной формации, содержащей руды типа Лан-Дилль. Собранные и проанализированные данные по этому типу руд могут послужить материалом для ответа на поставленные выше теоретические вопросы.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РЕЙНСКИХ СЛАНЦЕВЫХ ГОР

Строение Рейнских сланцевых гор и положение в их структуре Лан-Дилльских месторождений

Рейнские сланцевые горы представляют собою крупный эрозионный останец самой северной или Рено-Герцинской полосы верхне-палеозойских складчатых сооружений Центральной Европы.

На севере, востоке и юге они окружены полями распространения платформенных осадков пермского, триасового и еще более молодого возраста. На западе — на левом берегу Рейна — они переходят в палеозойский массив Арденн, расположенный уже на территории Франции. Общее протяжение палеозойского массива Арденн-Рейнских сланцевых гор с запада

на восток 340 *км*; с севера на юг в наиболее широкой части на правом берегу Рейна — 160 *км*.

К северу от Арденн, на территории Бельгии, расположен Брабантский массив, превратившийся в платформу в результате каледонской складчатости. Он сложен дислоцированными слоями кембрия, ордовика и силура, на которых с несогласием лежат горизонтальные слои маломощных платформенных отложений верхов среднего и верхнего девона, перекрытые местами карбоном, а местами непосредственно палеогеном. К востоку палеозой Брабантского массива погружается на большую глубину и на правом берегу Рейна он не достигнут даже наиболее глубокими из пробуренных скважин.

Соседство Брабантского массива указывает на то, что Арденны и Рейнские сланцевые горы возникли в самой окраинной части средне- и верхнепалеозойской геосинклинальной системы, непосредственно примыкавшей к расположенной севернее платформе.

По данным Ведекинда (Wedekind, 1924), С. Н. Бубнова (1935) и других немецких геологов, в палеозойском массиве Арденн и Рейнских сланцевых гор с севера на юг можно выделить следующие крупные структурные элементы (фиг. 1).

Внешняя зона впадин, выполненных угленосным средним и верхним карбоном. В Арденнах — это узкая сложно дислоцированная и перекрытая надвигами с юга Намюрская синклиналь. На правом берегу Рейна — это более широкий и более спокойно дислоцированный Вестфальский синклинорий, большая часть которого перекрыта осадками платформенного чехла. В целом внешняя зона впадин соответствует краевому прогибу европейских герцинид.

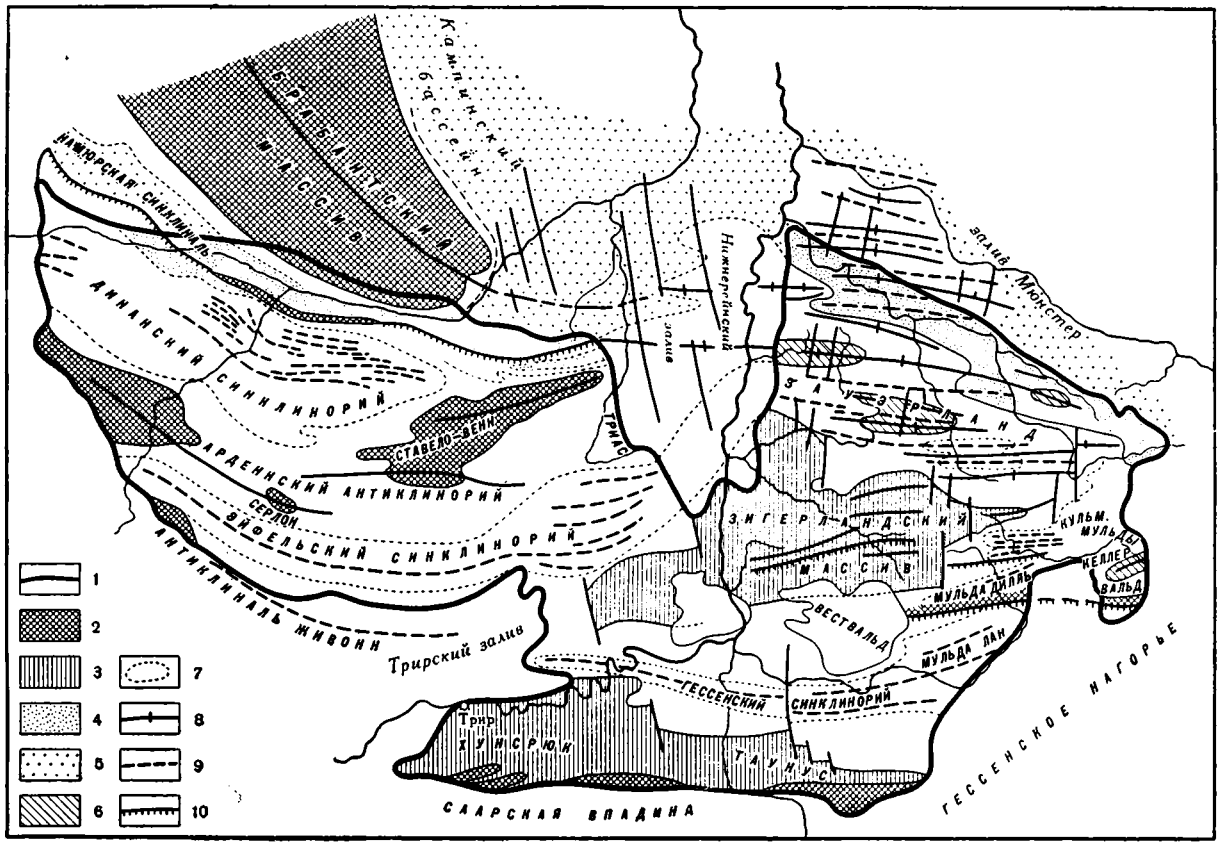
Динанский синклинорий Арденн, который С. Н. Бубнов также включал во внешнюю зону впадин. Он выполнен отложениями верхнего девона и нижнего карбона, отделен от Намюрской синклинали узкой зоной поднятий (антиклиналь Кондроз) и пологих надвигов и его надо рассматривать как внешний прогиб геосинклинальной системы, аналогичный Залаирскому прогибу на Южном Урале. На востоке с приближением к долине Рейна Динанский синклинорий сужается и выклинивается.

Арденнский антиклинорий, в поднятиях которого выходят сложно дислоцированные породы нижнего палеозоя (массивы Рокруа и Ставло). На востоке Арденн он подходит вплотную к Намюрской синклинали и на правом берегу Рейна продолжения не имеет.

Эйфельский синклинорий Южных Арденн и его продолжение в Рейнских сланцевых горах — синклинорий Зауэрляндa, выполненные породами среднего и верхнего девона, а отчасти нижнего карбона. В ядрах некоторых антиклиналей Зауэрляндa выходит нижний девон. Вследствие косого срезания простирания крупных геосинклинальных структур границей краевого прогиба, синклинорий Зауэрляндa на севере подходит непосредственно к Вестфальскому угленосному району. На востоке Зауэрляндa появляются первые мелкие месторождения железных руд Лан-Диллльского типа.

Антиклинорий Зигерляндa в Рейнских сланцевых горах, который часто называют Зигерляндским массивом, из-за его неправильной конфигурации, обусловленной разломами, сложен преимущественно породами нижнего девона. Его продолжением в Арденнах является антиклиналь Живонн, перекрытая на большей части своего протяжения молодыми осадками Трирского или Люксембургского «залива».

Гессенский синклинорий Рейнских сланцевых гор, подобно синклинорию Эйфель-Зауэрляндa, выполненный отложениями среднего и верхнего девона, а также нижнего карбона. Его западное продолжение уходит под Трирский «залив» платформенного чехла, ограничивающий с юга Арденны. Мульды Лан и Дилль являются



Фиг. 1. Обзорная тектоническая карта Рейнских сланцевых гор и Арденн (Бубнов, 1935)

1 — граница массива; *2* — додевонская суша; *3* — раннедевонская суша; *4* — выходы верхнего карбона; *5* — скрытый верхний карбон; *6* — седла; *7* — синклинали; *8* — оси антиклиналей; *9* — оси синклиналей; *10* — надвиги и поперечные разломы

небольшими синклиналями в северо-восточной части Гессенского синклинория. Они разделены антиклиналью Хёрре, в ядре которой выходят на поверхность породы нижнего девона и силура. Мульда Дилль расположена между этой антиклиналью и Зигерляндским массивом, а мульда Лан — между антиклиналью Хёрре и мелкими поднятиями осевой зоны Гессенского синклинория.

Антиклинорий Хунсрюк (левый берег Рейна) — Таунус (правый берег Рейна), сложенный породами нижнего девона и силура.

К югу от него, за пределами массива Рейнских сланцевых гор, расположена Саарская впадина, выполненная в северной части отложениями верхней перми.

Из этого описания основных черт структурного плана Рейнских сланцевых гор и Арденн видно, что рудоносные мульды Лан и Дилль расположены на сравнительно небольшом расстоянии от края эпикаледонской платформы во втором с севера (для правого берега Рейна) синклинории внешней зоны европейских герцинид, которую Штилле и другие геологи обычно считают миогеосинклинальной. Это справедливо в том отношении, что здесь во время складчатости почти не было внедрения гранитов, широко развитых в более южных зонах герцинид (Вогезы, Шварцвальд, Оденвальд). Однако, в отличие от типичных миогеосинклиналей, эффузивная деятельность на некоторых участках была временами очень интенсивной.

Основные черты геологического развития Рейнских сланцевых гор в палеозое

Н. С. Шатский при составлении тектонических карт складчатых областей предложил выделять структурные ярусы — комплексы отложений, явно различающиеся по тектоническим условиям образования и обычно разделенные на больших пространствах поверхностями размыва и углового несогласия. Если представление о структурных ярусах применить к Рейнским сланцевым горам, то можно выделить три таких яруса, отвечающих трем этапам тектонической жизни этого складчатого сооружения. К нижнему из них относятся породы кембрия, ордовика и силура. К среднему — отложения девона и нижнего карбона. К верхнему — породы среднего и верхнего карбона. В среднем структурном ярусе по угловому несогласию, которое во многих местах наблюдается в основании живетских отложений, можно выделить два подъяруса.

В нижнем палеозое и силуре территория Рейнских сланцевых гор представляла собою часть обширной геосинклинальной области. В это время здесь отлагались мощные толщи граувакк, песчаников, кварцитов, глинистых и кремнистых сланцев, местами с прослоями известняков. В кембрие известны в небольшом количестве кератофиры и их туфы. Состав ископаемой фауны (довольно редкой и плохо изученной) указывает на широкие морские связи с Уэльсом на северо-западе и Чехией на юго-востоке.

В конце силура в Рейнских сланцевых горах, так же как в Брабанте, Гарце, Фихтельгебирге, Тюрингии и Силезии, произошла каледонская складчатость. Однако в Брабанте после этого установился платформенный режим, а в остальных районах начался новый этап крупных прогибаний и накопления геосинклинальных осадков. В результате каледонской складчатости нижний девон Рейнских сланцевых гор лежит на подстилающих породах с перерывом и резким угловым несогласием. В Арденнах он ложится прямо на кембрий, а силур и ордовик отсутствуют.

Нижний девон Зигерляндского массива, Хунсрюка и Таунуса представлен очень мощными толщами граувакк, кварцитов, песчаников, но главным образом глинистых сланцев. Именно эти сланцы образуют сейчас

горные возвышенности, давшие название всему складчатому сооружению. Коралловые известняки встречены в нижнем девоне только на крайнем востоке Рейнских сланцевых гор — в Келлервальде и в северо-восточном Зауэрлянде. Мощность терригенных пород нижнего девона не может быть точно подсчитана из-за сложной тектоники, но она очень велика, Рихтер (Richter, 1930), например, для Зигерлянда считает ее равной 10—11 *км*; С. Н. Бубнов (1960, стр. 113) также называет ее «невероятно большой» и пишет, что она достигает 10 *км*.

Состав и мощность нижнедевонских отложений указывают на близость размывавшихся участков суши. Одним из них на северо-западе служил Брабантский массив. Близость суши на северо-востоке доказывается погрубением в этом направлении состава осадков и появлением среди них красноцветных прослоев и пачек. Генезис осадков нижнего девона морской, мелководный.

По остаткам трилобитов, гониатитов, пелеципод и брахиопод они делятся на жединский и кобленцский ярусы. Последний состоит из двух подъярусов: нижнего зигенского и верхнего эмского. Более дробные горизонты местного значения в разных частях Рейнских сланцевых гор имеют разные названия (кварциты Таунуса, хунсрюкские сланцы, ункельские слои и т. д.).

Жединский ярус выходит на поверхность в немногих местах, представлен терригенными породами и изучен еще плохо.

Кобленцский ярус нижнего девона в западной части Зауэрлянда начинается хонхевскими глинистыми сланцами с конкрециями сферосидерита. В основании их, близ г. Бильштейна, известны кератофировые покровы и прослои кератофировых туфов. Это наиболее древнее проявление вулканизма в девоне Рейнских сланцевых гор. На том же стратиграфическом уровне (основание кобленцского яруса), на левом берегу Рейна в разрезах юго-восточного крыла Эйфельского синклинория, прослеживаются выдержанные на большом расстоянии горизонты красного оолитового железняка. Веммер (Wemmer, 1909) отмечает, что вблизи его выходов также развиты вулканические породы, но в других работах по геологии Рейнских сланцевых гор на это указаний нет. Кобленцский красный оолитовый железняк не разрабатывается, условия его образования изучены плохо, а его связь с вулканическими явлениями не может быть доказана убедительно.

В жединское и нижнекобленцское время на месте Рейнских сланцевых гор располагался единый прогиб с максимальными мощностями в осевой части (см. Бубнов, 1960, фиг. 34 на стр. 115).

В конце нижнего девона здесь начались дифференциальные тектонические движения, которые постепенно создали основные черты современного тектонического плана. В это время начал подниматься Зигерляндский массив и обособились прогибы Зауэрлянда и Гессенского синклинория. С верхнекобленцского времени центральная часть Зигерляндского массива представляла собою сушу, причем некоторые авторы считают ее островом, а другие полуостровом, соединявшимся с Брабантским массивом.

Существование размывавшейся суши в конце нижнего девона в Зигерлянде доказывается фациальной изменчивостью пород верхнего кобленца и появлением в них конгломератов по окраинам массива (риммерские и бернсбергские слои).

В среднем и верхнем девоне дифференциальные тектонические движения усилились. В это время существовали размывавшиеся участки суши на севере, в Зигерлянде, и на юге, в пределах массива Хунсрюк-Таунус. Расположенные между ними прогибы интенсивно опускались, что на востоке Рейнских сланцевых гор привело к появлению в их осевых частях глубоководных осадков. Все германские геологи считают эти осадки батиальными. Они представлены мощными глинистыми сланцами, пелито-

морфными известняками с отпечатками пелагических птеропод. Кроме птеропод, в этих породах встречаются только отпечатки глубоководных трилобитов (в известковых прослоях) и раковин гониатитов. Последние виды позволили установить, что в Гессенском синклинории батиальные фации появляются уже с эйфельского яруса, а в Зауэрлянде только с верхнего девона (Ahlburg, 1919).

За пределами осевых частей трогов, выполненных глубоководными осадками, широко развиты разнообразные мелководные и прибрежные фации средне- и верхнедевонских отложений.

В эйфельском ярусе на левом берегу Рейна это слоистые известняки и мергели с *Calceola sandalina* и рифами коралловых известняков, сменяемые на севере, близ Аахена, пестрыми сланцами и песчаниками. В Зауэрлянде развиты главным образом сланцы и песчаники, на севере красноцветные и содержащие растительные остатки (фация Ленна). По окраинам Гессенского синклинория преобладают различные обломочные породы и зоогенные известняки (Krekeler, 1928).

В начале живетского времени в Рейнских сланцевых горах усилились тектонические движения, завершившиеся трансгрессией и углублением моря. В результате этого площади развития батиальных осадков в Гессенском синклинории расширились, а прибрежные осадки во многих местах легли с размывом и слабым угловым несогласием на породы более древние, чем эйфельские.

В западной части мульды Лан, близ Вейльбурга, они лежат на верхнекобленцских слоях, вдоль южного борта мульды Дилль — на нижнекобленцских слоях, а в северо-западной части Зауэрлянда, судя по данным бурения,— непосредственно на ордовике. В это же время мелкое эпиконтинентальное море впервые покрыло Брабантский массив и снос обломочного материала отсюда прекратился. По мнению Альбурга (Ahlburg, 1911, 1919), именно в это время на востоке Гессенского прогиба заложились мульды Лан и Дилль и начались поднятия вдоль оси разделяющей их антиклинали Хёрре.

Там, где отложения живетского яруса залегают на породах древнее эйфельских, они обычно начинаются конгломератами, часто грубыми. Выше конгломератов и за пределами их распространения мелководные фации живетского яруса представлены преимущественно различными зоогенными известняками, во многих местах коралловыми. На севере Зауэрлянда встречаются также красноцветные сланцы и песчаники.

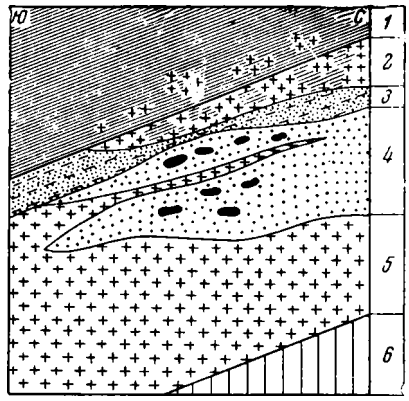
В начале верхнего девона морской бассейн продолжал расширяться и углубляться. В связи с этим на крыльях антиклиналей верхнедевонские осадки местами лежат непосредственно на породах нижнего девона. Это наблюдается вдоль борта мульды Лан. Распространение глубоководных фаций в верхнем девоне становится еще более широким, чем в живетское время. Они появляются в восточной части осевой зоны синклинория Зауэрлянда. В то же время мелководные фации становятся менее разнообразными, чем в среднем девоне. В Эйфельском синклинории, на левом берегу Рейна,— это известняки, мергели и сланцы (франский ярус). Выше их лежат песчаники (фаменский ярус). На правом берегу Рейна, по окраинам Эйфельского синклинория, — это граувакки, квасцовые и кремнистые сланцы, перемежающиеся с массивами рифовых известняков. На севере Зауэрлянда — это серые, зеленые и коричневые глинистые сланцы с прослоями плитчатых известняков.

На крайнем востоке Рейнских сланцевых гор — в северо-восточной части Гессенского синклинория, юго-восточной части Зауэрлянда и в Келлервальде,— развиты особые фации отложений среднего и верхнего девона. Тектонические движения, начавшиеся в конце нижнего девона, были здесь наиболее резкими и сопровождались образованием крупных разломов. Последнее привело к развитию интенсивной вулканической

деятельности. Насыщенность средне- и верхнедевонских отложений лавами и туфами диабазового и кератофирового состава в разных местах различна, но часто очень велика. Вулканическая деятельность имела преимущественно эксплозивный характер. Поэтому туфы преобладают над лавами. Широко распространены «шальштейны» — породы, в которых туфовый материал в большей или меньшей степени перемешан с органогенным кальцитом и терригенным материалом.

Наиболее насыщены вулканическими породами узкие зоны, пограничные между областями развития глубоководных и мелководных фаций. Здесь, очевидно, располагались разломы и сопровождавшие их вулканы. Отсюда покровы лав, прослои туфов и шальштейнов распространяются как в область развития тентакулитовых сланцев и гониатитовых пелитоморфных известняков, так и в область развития массивных рифовых известняков, песчаников и конгломератов.

Наиболее древние вулканические породы среднего девона известны в глубоководных сланцах эйфельского яруса на востоке Гессенского синклинория. Они представлены небольшими по мощности покровами тонкозернистых и миндалекаменных диабазов, которые становятся многочисленными только на ограниченной площади между Вейльбургом и Франкенбахом.



Фиг. 2. Схема соотношений между вейльбургитом и сланцем, а также между вейльбургитом и шальштейном в шахте рудника Теодор (Stützel, 1933)

1 — шиферные сланцы; *2* — вейльбургит; *3* — темный шальштейн; *4* — светлый шальштейн с линзами красного железняка; *5* — вулканические породы (мощностью около 2 *м*); *6* — магнитный железняк

В нижней половине живетского яруса во многих разрезах восточной части Эйфельского синклинория вулканические породы развиты уже широко. Это диабазы и шальштейны, переслоенные в одних местах известняками, а в других тентакулитовыми сланцами. Общая мощность вулканогенно-осадочных пород нижнеживетского подъяруса достигает 1000 *м*

Верхняя половина живетского яруса, по Ведекинду (Wedekind, 1924) и Шнейдерхену (1958), в мульдах Лан и Дилль на востоке Гессенского синклинория, сложена почти исключительно изверженными породами. Мощность их в осевых частях мульд достигает 1000 *м*, а на их крыльях уменьшается до 500 *м*. В основании этой вулканической серии лежат кератофиры, перекрытые шальштейнами и диабазовыми туфами с покровами и потоками диабазов. Внутри мощных шальштейнов (фиг. 2) и по границе их с верхнедевонскими известняками развиты залежи железных руд, которые будут описаны ниже.

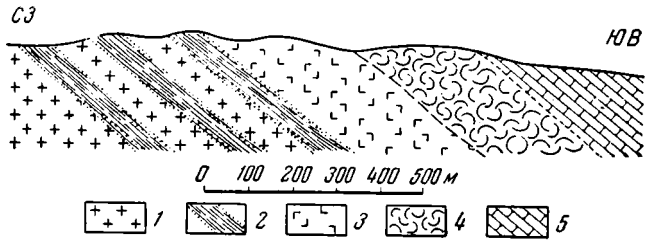
На южном крыле мульды Лан шальштейны содержат прослои глинистых сланцев; в мульде Дилль в их верхней части встречаются слои тентакулитовых сланцев и богатых слюдой стилиолиновых песчаников, а в нижней части — редкие прослои кварцитов и цефалоподовых известняков.

В юго-восточном Зауэрлянде и Келлервальде вулканические породы небольшой мощности появляются только в самых верхах живетского яруса. Ниже их развиты мелководные известняки и глинистые сланцы, а выше — единственный в этих местах рудный горизонт.

В начале верхнего девона вулканическая деятельность на юго-востоке Рейнских сланцевых гор ослабевает (низы франского яруса в большин-

стве разрезов представлены известняками), но в конце верхнего девона она снова становится интенсивной. В это время на востоке Гессенского синклинория формируется мощная серия подводных потоков и покровов, сложенных диабазами особого состава, которые германские геологи называют вейльбургитами. С ними связаны новые горизонты и линзы железных руд (см. фиг. 2).

Самые верхние горизонты фамена в районах Лана, Дилля и в Келлервальде, по Кегелю (Kegel, 1923, 1934_1), представлены «трансгрессивными песчаниками Пён» и пестрыми сланцами, а местами туфовыми брекчиями. На них несогласно лежит «покровный диабаз», по возрасту соответствующий уже этренским слоям нижнего турне. Редкие дайки диабазовых пород, пересекающие в мульдах Лан и Диль всю серию девонских отложений, по-видимому, образовались одновременно с излиянием этого диабаза (фиг. 3).



Фиг. 3. Разрез восточной части мульды Дилль, по Кегелю (Kegel, 1933)

1— зернистый интрузивный диабаз со вздутиями на контакте с вышеи нижележащими породами; 2— верхнедевонские сланцы и песчаники; *3* — покровный диабаз в массивных отдельностях; *4* — покровный диабаз; *5* —кульм

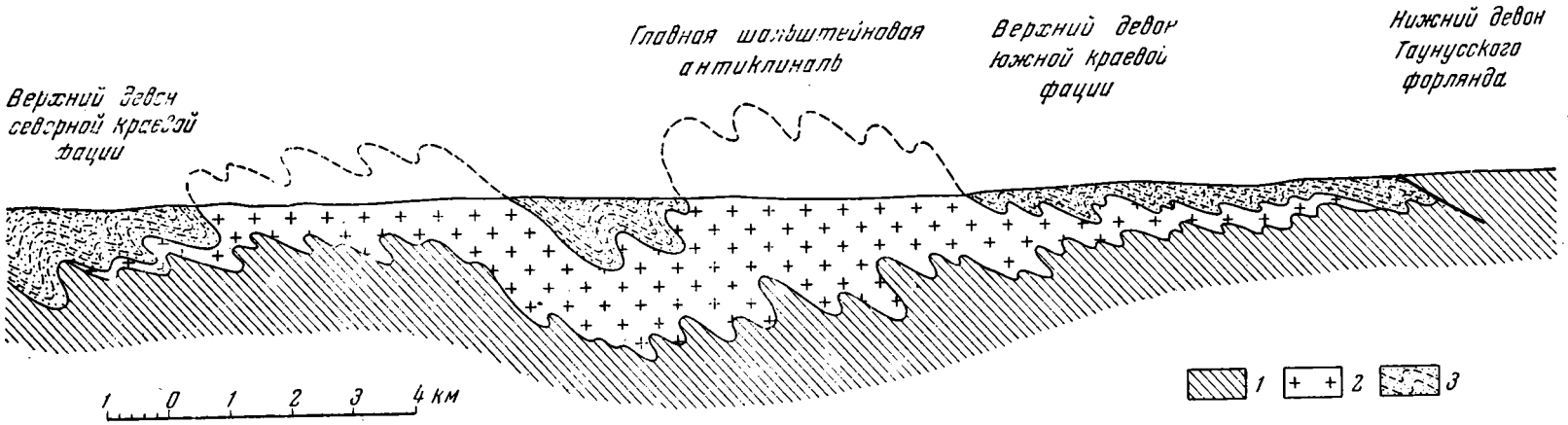
Нижний карбон широко развит на севере Арденн (Динанский синклинорий), но в Рейнских сланцевых горах сохранился лишь маленькими участками на дне наиболее глубоких мульд Гессенского синклинория и Зауэрляндa. Поэтому он изучен хуже девона.

Фация «кульма», которой он сложен, представляет очень невыдержанное по разрезу переслаивание известняков, мергелей, глинистых сланцев, песчаников и конгломератов. Такой состав пород говорит о начале интенсивных тектонических движений. Об этом же свидетельствуют частые следы размыва и угловые несогласия внутри отложений нижнего карбона.

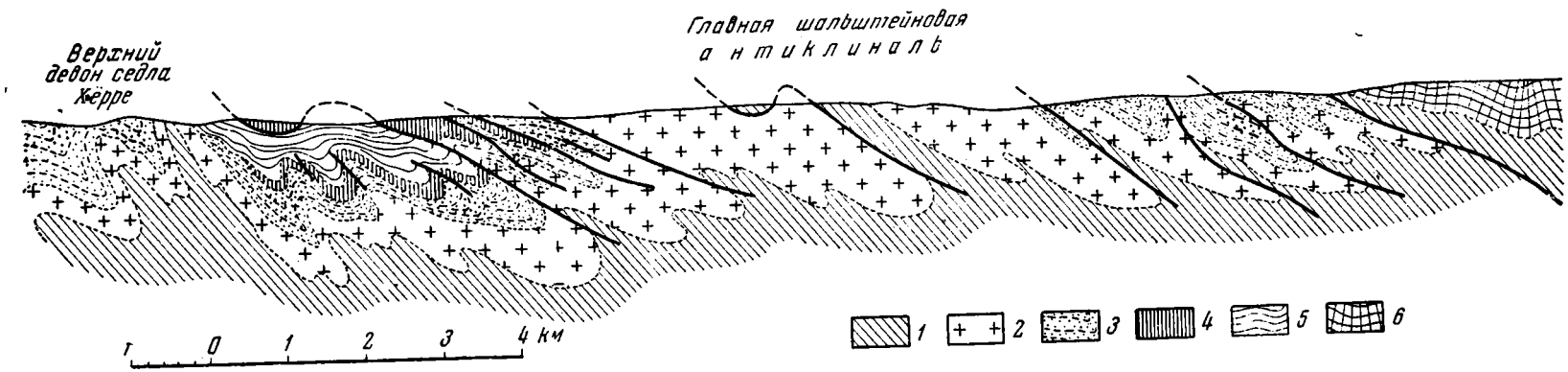
В среднем и верхнем карбоне территория Рейнских сланцевых гор и Арденн испытала общее сводовое поднятие. В это время у их северного подножия частью на геосинклинальном нижнем карбоне и девоне (Вестфальский бассейн), частью на окраине Брабантского массива (Намюрская синклиналь) сформировался краевой прогиб, заполнявшийся мощными толщами параллических угленосных отложений вестфальского и стефанского ярусов.

С перми по окраинам Рейнских сланцевых гор началось накопление осадков платформенного чехла.

Карбоновая складчатость создала сложную структуру девонских отложений во всех рудоносных районах. Для ее иллюстрации можно привести разрезы через мульду Лан, опубликованные Кегелем (Kegel, 1922) (фиг. 4 и 5).



Фиг. 4. Схематический разрез через западную часть мульды Лан



Фиг. 5. Схематический разрез через восточную часть мульды Лан

1 — нижний девон; *2* — средний девон; *3* — верхний девон; *4* — покровный диабаз; *5* — кульм; *6* — сливные граувакки

ИЗВЕСТНЯКОВО-ВУЛКАНОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ РЕЙНСКИХ СЛАНЦЕВЫХ ГОР И РАЗМЕЩЕНИЕ В НЕЙ РУДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ

Границы и объем известняково-вулканогенной формации

Определить границы известняково-вулканогенной рудоносной формации Рейнских сланцевых гор довольно трудно. Продукты вулканической деятельности распространены здесь на сравнительно небольшой площади, а многие переслаивающие их породы генетически с ними не связаны и известны далеко за пределами их развития. Естественно возникает вопрос: следует ли рассматривать вулканогенно-осадочный комплекс среднего и верхнего девона Рейнских сланцевых гор как самостоятельную формацию или как фацию какой-то более обширной формации?

Фации [1] внутри какой-либо формации должны быть причинно связаны между собой. Например, если меловая формация в узкой зоне вдоль древней береговой линии замещается глауконитовыми, а затем кварцевыми безглауконитовыми песками (западное подножье Мугоджар), то такие пески нельзя выделять в самостоятельную формацию. Это лишь краевая фация меловой формации.

В Рейнских сланцевых горах никакой закономерной связи между отложением мелководных известняков, развитых на западе Гессенского синклинория, и вулканическими процессами в его восточной части нет. Последние были вызваны резкими тектоническими движениями, не распространившимися на западную часть синклинория. С другой стороны, вулканические процессы на значительной площади определили преобладающие типы пород и особенности рудообразования. Все это позволяет отнести вулканогенно-осадочный комплекс среднего и верхнего девона, развитый на юго-востоке Рейнских сланцевых гор, к самостоятельной формации.

Основными или, как говорил Н. С. Шатский (1955, 1960), патрическими членами этой формации являются различные излившиеся породы, туфы, шальштейны и тесно сязанные с ними железные руды. Патрическими членами этой формации являются также глубоководные породы девона Рейнских сланцевых гор: тентакулитовые и стилиолиновые сланцы, гониатитовые пелитоморфные известняки.

Вулканогенные породы и глубоководные осадки девона в этом районе тесно связаны между собою, хотя и трудно говорить о точном совпадении контуров их распространения. На левом берегу Рейна, в девоне Гессенского синклинория, нет ни вулканических пород, ни глубоководных осадков. На правом берегу Рейна, в том же синклинории, начиная с эйфельского яруса они появляются и прослеживаются вверх по разрезу до границы с карбоном. Чем дальше на восток, тем больше вулканических пород и тем отчетливее выражены глубоководные фации осадков. В Зауэрлянде вулканические породы развиты только на юго-востоке и только в интервале от самых верхов живета до основания турне. Исключительно в этом районе Зауэрлянда и только в этом же стратиграфическом интервале развиты глубоководные фации девонских отложений (Жинью, 1952, фиг. 27, стр. 129).

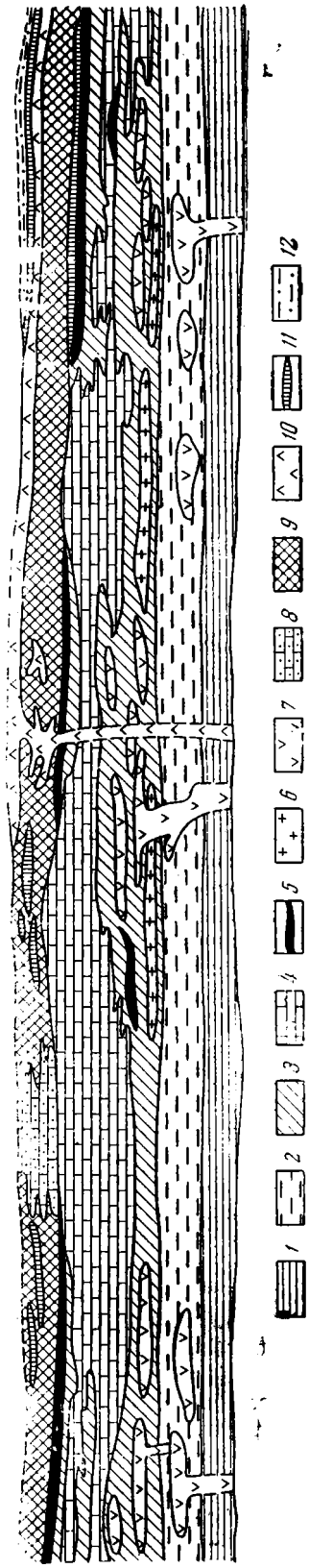
Между тем сами вулканогенные породы нельзя считать во всех случаях глубоководными. Известны разрезы, в которых они переслаиваются с коралловыми известняками и другими заведомо мелководными образованиями. Связь районов и стратиграфических интервалов распространения вулканогенных пород и глубоководных фаций, очевидно заключается в другом. Появление тех и других является следствием одной общей причины: резких и контрастных тектонических движений, сопровождавшихся разломами. Глубоководные осадки отлагались в структурах типа грабенов.

[1] Понятие фация употребляется в том смысле, который ему придавал Н. С. Шатский (1960).

Разломы бортов этих грабенов служили подводящими каналами для вулканических извержений. Подобные же закономерности расположения известны для очень многих современных вулканов (Исландии, Японии, Новой Зеландии, Восточной Африки, Гватемалы и др.). Формирование этих локальных структур на востоке Гессенского синклинория началось еще в эйфеле и определило время появления эффузивов и глубоководных отложений. К западу тектонические движения ослабевали; в связи с этим осадки становятся мелководными и проявления вулканизма исчезают. На юго-востоке Зауэрлянда и в Келлервальде подобные структуры начали формироваться только в конце живета. В связи с этим глубоководные фации и вулканические породы появились позднее.

Таким образом, вулканогенные породы и глубоководные осадки в девоне Рейнских сланцевых гор, несмотря на все различие их генезиса, тесно парагенетически связаны или, как говорил в таких случаях Н. С. Шатский, фациально сопряжены и являются патрическими членами одной формации. Распространенные в этой формации за пределами глубоководных грабенов коралловые известняки, брахиоподовые известняки, песчаники и другие мелководные породы органогенного и терригенного происхождения не являются ее обязательными членами. Они развиты и за пределами распространения известняково-вулканогенной формации — в западной части Гессенского синклинория, на северо-западе Зауэрлянда и в Эйфельском синклинории среди пород других формаций.

Известняково-вулканогенная формация распространена на площади около 6000 $км^2$ на юго-востоке Зауэрлянда, в Келлервальде и на востоке Гессенского синклинория. Под покровом более молодых платформенных отложений она протягивается отсюда непрерывно до Гарца. Ее нижняя граница сечет стратиграфические горизонты. На востоке Гессенского синклинория она проходит в основании эйфельского яруса, но на юго-востоке



Фиг. 6. Схематический фациальный профиль девонских отложений в восточной части мульды Лан (Kegel, 1923)

Нижний девон: *1* — сланцы, верхнекобленцского яруса. Средний девон: *2* — глинистые сланцы с прослоями и конкрециями известняков; *3* — шальштейн; *4* — известняк; *5* — железная руда; *6* — кератофиры; *7* — диабазы. Верхний девон: *8* — рифовый известняк; *9* — известковые сланцы; *10* — покровный диабаз; *11* — кремнистые прослои; *12* — сланцы и граувакки кульма

Зауэрлянда и в Келлервальде поднимается до середины верхнеживетского подъяруса. Ее верхняя граница везде совпадает с самыми нижними этренскими слоями турнейского яруса нижнего карбона. Максимальная мощность формации в районе мульд Лан и Дилль достигает более 3500 *м*, но в других местах она значительно меньше. Известняково-вулканогенная формация подстилается глинисто-сланцевой формацией нижнего девона и покрывается формацией «кульма» нижнего карбона. Характер строения известняково-вулканогенной формации в восточной части мульды Лан показан на фиг. 6. По простиранию к западу и северо-западу она замещается известняковой формацией мелководных осадков среднего и верхнего девона. Для характеристики известняково-вулканогенной формации ниже приводится описание основных типов слагающих ее пород.

Основные типы пород формации

Одним из важнейших членов формации являются вулканические породы, которые были изучены и описаны многими исследователями (Brauns, 1906; Kegel, 1922, 1923, 1933; Lippert, 1951; Lehman, 1941, 1949; Шнейдерхен, 1958). С них и будет начато описание пород, слагающих формацию.

Кератофиры

В основании известняково-вулканогенной формации из эффузивных пород чаще всего встречаются кератофиры. Они залегают среди туфов, шальштейнов и различных осадочных пород, образуя покровы небольшой мощности, поверхность которых часто обнаруживает значительные вздутия. Кератофиры представляют собою массивную, чаще всего мясо-красного цвета породу; иногда они имеют коричневый, фиолетовый или черный цвет. Кератофиры часто сильно трещиноваты и раздроблены. Встречаются плотные однородные афанитовые кератофиры, без фенокристаллов, сложенные в основном микролитами щелочных полевых шпатов. Чаще же они содержат мелкие и крупные (иногда более 1 *см*) фенокристаллы альбита или мясо-красного ортоклаза, кристаллы пирита, магнетита и разложившейся роговой обманки, чешуйки мусковита, включения хлоритов и сидерита. Включения кварца в кератофирах очень редки. Сильная раздробленность облегчает циркуляцию воды и разложение породы. В результате этого разложения, по Кегелю (Kegel, 1922), в коре выветривания кератофиров образуется каолин. В трещинах породы гематит часто образует «железную сметану» с высоким содержанием железа (рудники Роттенберг и Оберэйзен).

Леман (Lehman, 1941) отмечает, что шлиры и гнезда окиси железа, обогащение пиритом, и широко распространенные железистые хлориты и карбонаты указывают на высокое содержание железа в магме, из которой образовались кератофиры. Он считает, что хлориты кератофиров не являются вторичными продуктами распада силикатов, а непосредственно выделились при застывании лав. Из химических анализов кератофиров (по разным источникам) видно, что из щелочей в них преобладает окись натрия. Однако в породах некоторых покровов содержание Na_2O и K_2O примерно одинаково, а местами окись калия даже преобладает. Это связано с составом полевых шпатов и присутствием в фенокристаллах и в основной массе породы ортоклаза.

В связи с такими колебаниями состава кератофиры Лан-Диллльского района описывались под разными названиями. В некоторых старых работах они назывались ланскими порфирами. Лоссен (Lossen, $1882_{1,2}$, 1883), изучавший эти породы в долине р. Рунбах, предложил для них название палеопорфиритов, а для более раскристаллизованных разностей — палеодиоритов. Кейзер (Kayser, 1907) те же породы называл авгитово-диоритовыми порфирами.

В некоторых случаях кератофиры приобретают более резко выраженный щелочной характер. В них появляются вместе с альбитом зерна нефелина и они переходят в породы, которые были описаны Прайером под названием ребекитово-эгириновых тингваитов.

Леман (Lehman, 1941) и Шнейдерхен (158), анализируя состав кератофиров, приходят к выводу, что они образовались из богатой водой низкотемпературной магмы.

Кератофиры встречаются не только в основании формации, но и выше по разрезу, вплоть до верхов среднего девона, сопровождаясь и переслаиваясь туфами и шальштейнами. В западной части мульды Лан они переслаиваются с роговообманковыми диабазами (район Вейльбурга и Диеца).

Вейльбургиты

Другой разновидностью излившихся щелочных пород среднего состава являются так называемые вейльбургиты. Это кератофиры с очень высоким содержанием хлоритов, которое может быть равно содержанию в породе щелочных полевых шпатов. Свое название они получили от города Вейльбурга в центральной части мульды Лан. В его окрестностях они развиты особенно широко. Впервые это название было предложено Леманом (Lehman, 1941). Вейльбургиты распространены преимущественно в верхней части формации и в некоторых разрезах почти целиком, или переслаиваясь с вейльбургитовыми туфами, слагают фаменский ярус верхнего девона. Однако отдельные покровы вейльбургитов и прослои туфов такого же состава встречаются и ниже по разрезу, даже в среднем девоне.

В связи с тем, что вейльбургиты отличаются от кератофиров только высоким содержанием хлоритов, между этими породами существуют постепенные переходы.

Помимо щелочных полевых шпатов и хлоритов вейльбургиты содержат биотит, мусковит, щелочную роговую обманку и богатый титаном авгит. Согласно Шнейдерхену (1958),— это альбитово-хлоритовые или ортоклазово-хлоритовые породы, первичный минеральный состав которых осложнен большим содержанием карбонатов из-за ассимиляции магмой известняков (боковых пород). Карбонаты распределены в породе крайне неравномерно.

Вейльбургиты характеризуются сравнительно низким содержанием кремнезема и высоким — щелочей и воды. Это обусловило чрезвычайную текучесть и подвижность вейльбургитовой лавы, несмотря на сравнительно низкую ее температуру. Леман (Lehman, 1941) считает вейльбургиты, как и другие магматические породы Рейнских сланцевых гор, гипабиссальными интрузивами. Однако такое мнение опровергается соотношениями их с другими породами, а также наличием туфов, туфобрекчий и шальштейнов вейльбургитового состава.

В мульдах Лан и Дилль (рудники Амалия и Шнейдехофнунг) среди туфов живетского и франского ярусов встречаются покровы темного голубовато-зеленого, красного, а иногда серого или черного мандельштейна с хорошо выраженной подушечной отдельностью. Согласно петрографическим и химическим анализам они относятся к вейльбургитам.

Как и кератофиры, вейльбургиты в результате последующей складчатости, испытали тектоническое развальцевание. Такие брекчированные вейльбургиты Денкевич (Denckewitz, 1950) называл «вейльбургит-тектонитами».

Диабазы

Кроме вулканических пород среднего состава, в известняково-вулканогенной формации Рейнских сланцевых гор довольно широко распространены породы основного состава. Это различные диабазы, залегающие чаще всего в виде покровов, но иногда так же в виде секущих даек большого

протяжения и штокообразных тел, может быть, представляющих собою некки.

Диабазы распространены по всему разрезу формации. Наиболее древние из них известны недалеко от ее основания — в низах живетского яруса среднего девона. Наиболее молодые диабазы имеются в кровле формации, на границе со сланцами кульма. Однако количественно диабазы уступают в среднем девоне — кератофирам, а в верхнем девоне — вейльбургитам.

Диабазы известняково-вулканогенной формации — это плотная массивная порода с матрацевидной отдельностью зеленоватого цвета, иногда рассланцованная трещинами кливажа.

Основная масса всех разновидностей диабаза представлена сплетением мелких лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены авгитом, часто перешедшим в хлорит. Из акцессорных примесей встречаются: первичный магнетит, апатит, титанит, кальцит. Кальцит образует кристаллические выделения в породе, выполняет пустоты между шаровыми отдельностями диабаза, а также радиальные трещины внутри последних. В некоторых диабазах встречаются включения мелких столбиков роговой обманки и крупные кристаллы авгита.

В среднем девоне, кроме обычных диабазов с равномерной тонко- или более крупнокристаллической офитовой структурой, встречаются диабазовые мандельштейны с миндалинами анортозита и порфиробластами лабрадора. Такие породы описывались под названием порфировых диабазов или лабрадоровых порфиритов.

Диабазы верхнего девона содержат значительное количество оливина. При увеличении содержания оливина и авгита диабаз переходит в палеопикрит. Оливин в нем часто замещен серпентином.

Содержание магнетита в верхнедевонских диабазах в большинстве случаев выше, чем в диабазах среднего девона. Иногда в них встречается никельсодержащий пирротин в виде отдельных кристаллов и гнезд. В Фельд-Губертусе около Одерсбаха его количество настолько значительно, что диабаз представляет собою кондиционную никелевую руду.

Диабазовые излияния как среднего, так и верхнего девона оказывают влияние на рудные тела и вмещающие породы. На контакте с ними наблюдаются процессы метаморфизма. Сланцы и известняки становятся кремнистыми, а в руде образуются вторичные минералы (например, возникает магнетит). Однако Кегель (Kegel, 1922) считает, что зоны контактовых изменений очень невелики и маломощны. В основном же вулканические породы переслаиваются с неизмененными сланцами, известняками и рудами.

На границе девона и карбона в мульде Дилль и на северо-востоке мульды Лан залегает серия диабазов, мощностью несколько десятков метров, известная в работах немецких геологов под названием «покровного диабаза». Местами диабазы лежат с угловым несогласием по отношению к более древним слоям. Покровным диабазом заканчивается эпоха вулканизма, а вместе с тем и известняково-вулканогенная формация.

Покровный диабаз обычно тонкокристаллический, местами переходит в мандельштейн, а иногда переслаивается шлаковым агломератом и шальштейном с большим количеством диабазовых бомб. Минералогически он отличается обилием кальцитовых новообразований. Иногда в нем увеличивается содержание авгита, появляется оливин и диабаз переходит в палеопикрит.

Шальштейны

Наиболее распространенной породой верхов среднего девона в мульдах Лан и Дилль являются шальштейны. В меньших количествах они встречаются в эйфельском ярусе и в верхнем девоне, т. е. в низах и в верхах формации.

По Кегелю (Kegel, 1922, 1923, $1934_{1,2}$), Михельсу (Michels, 1921, 1925), Липперту (Lippert, 1951) и другим авторам, шальштейны представляют собою туфы, главным образом диабазового, изредка кератофирового состава, содержащие бóльшую или меньшую примесь кальцита, а в некоторых случаях терригенного материала. Постепенные переходы связывают их с туфами, которые не содержат этих примесей.

По внешнему виду шальштейны представляют собой массивную породу серо-зеленого, желтого или фиолетового цвета, то однородную тонкозернистую, то переполненную вулканическими бомбами. Иногда шальштейны содержат обломки диабазов и кератофиров, рифовых известняков, древних кварцитов и граувакк, величиной с человеческую голову. Эти обломки, вероятно, происходят из подстилающих отложений и вынесены на поверхность вулканическими взрывами (резургентный компонент эксплозий).

В результате большого давления при складчатости шальштейны обладают сланцеватостью и разделяются на большие плоские линзообразные глыбы. Шальштейны всегда переслаиваются с известняками, сланцами, грубыми и тонкослоистыми туфами и туффитами. Нередко в них встречаются покровы диабаза и диабазового мандельштейна, различной мощности. По Кегелю (Kegel, 1922, 1923), основная масса в шальштейнах состоит из авгита и полевого шпата с включением кристаллов кальцита и хлорита.

Шальштейны почти всегда образуют подошву рудных залежей или же и подстилают, и покрывают их. Близ контактов с рудой шальштейн приобретает тонкую слоистость и фиолетовый цвет. Он содержит значительное количество гидроокислов железа и иногда эксплуатируется вместе с рудой. Горняки называют такие разности «благородным шальштейном». По данным Липперта (Lippert, 1951), настоящий шальштейн характерен только для среднего девона и встречается там в виде мощного горизонта. В адорфском же ярусе верхнего девона (бухенауэрские пласты) породы небольшой мощности представляют собою не шальштейн (как писали рудничные геологи), а слоеватые, тонкие и крупнозернистые туффиты. В некоторых случаях встречаются разности шальштейна, которые немецкие геологи называют «бомбовой брекчией». Это серо-бурая или красно-бурая жилковатая порода с большими обломками изверженных пород (обычно мандельштейна), которые местами сильно разложены.

Брекчиевидный шальштейн хорошо описан Липпертом (Lippert, 1951) для рудника Амалия. Он тянется линзой на 300 *м* и имеет мощность 5—6 *м*, залегая между граничной рудной залежью и туфами ее висячего бока. Эта порода состоит из массы хаотически расположенных темных кусков изверженных пород и руды в светлом серо-желтом туфе, содержащем большое количество кальцита. Куски пород представлены мандельштейном, слоистым туфом и красным железняком. У Вальдхаузена в шальштейне встречаются обломки кератофиров, величиной более 1 $м^3$.

Глубоководные сланцы

Выше было отмечено (см. стр. 172), что в составе известняково-вулканогенной формации присутствуют глубоководные осадочные породы, приуроченные к определенным фациальным зонам. Основную роль среди них играют известковые глинистые сланцы, развитые в мульдах восточной части Гессенского синклинория в среднем и верхнем девоне, а на юго-востоке Зауэрлянда и в Келлервальде только в верхнем девоне.

Известковые глинистые сланцы — это тонкозернистая сланцеватая однородная порода голубовато-серого, коричневатого или темного, почти черного цвета, состоящая из глинистых минералов и порошковатого кальцита (дрюита). Количество кальцита в ней колеблется в больших пределах, изменяясь как по вертикали, так и по простиранию одной и той же пачки.

В среднем девоне встречаются сильно известковистые сланцы, например, в мульде Лан близ Вейльбурга. Однако в других случаях количество кальцита в сланцах резко уменьшается. В таких случаях они содержат повышенное количество пирита. Иногда сланцы сильно темнеют, становятся чрезвычайно тонкозернистыми и переходят в кровельные сланцы. В свежих разностях хорошо заметна значительная примесь слюды. На контактах с вулканическими породами и вблизи их сланцы становятся кремнистыми и в них появляются прослои черных лидитов. Они выходят на поверхность во многих местах восточной части мульды Дилль.

Почти во всех разрезах сланцы содержат прослои пелитоморфных известняков белого, серого или черного цветов. Известняки образуют в сланцах линзы, караваи, плоские стяжения или конкреции, иногда переходящие в мощные слои чистого известняка (рудник Мария близ Ветцлара; рудник Тифенбах в районе Браунфельса). Относительно большая глубина отложения этих пород, помимо отсутствия среди них грубообломочных разностей, доказывается характером ископаемой фауны. Обычно породы содержат только многочисленные отпечатки мелких раковинок планктонных остракод и птеропод. Среди последних встречаются кольчатые формы — тентакулиты и гладкие — стилиолины. В связи с обилием остатков птеропод, глубоководные сланцы девона часто описываются под названием тентакулитовых и стилиолиновых. Кроме остракод и птеропод, в сланцах встречаются редкие раковины ортоцерасов и гониатитов. В прослоях известняков найдены отпечатки глубоководных трилобитов со стебельчатыми глазами. Находки брахиопод единичны. Кораллы и другие мелководные формы полностью отсутствуют.

По окраинам зон распространения глубоководных сланцев в них появляются прослои пород, свойственных соседним фациальным зонам. Так, например, в мульде Лан среди них отсутствуют песчаные прослои, но в небольшом количестве последние появляются среди тентакулитовых сланцев на севере мульды Дилль близ Гессена и в районе Меренберга. Во многих разрезах глубоководные сланцы переслаиваются с кератофирами, диабазами и шальштейнами.

Как отмечалось выше (см. стр. 166), нижний девон Рейнских сланцевых гор также представлен глинистыми сланцами. Однако глубоководные сланцы, даже в тех случаях, когда нет перерыва между нижним и средним девоном, легко отличаются по цвету, по исчезновению прослоев граувакк и кварцитов и по появлению известковых прослоев.

Пачки глубоководных сланцев, сходные по внешнему виду и составу, встречаются на различных стратиграфических уровнях. Это приводило иногда к ошибкам в сопоставлении разрезов. Так, например, в эйфельском ярусе среднего девона долгое время выделялся горизонт виссенбаховских сланцев с ортоцерасами. Они были названы так по городу Виссенбах, близ которого находятся их хорошие разрезы. Однако в 1919 г. Альбург (Ahlburg, 1919) доказал, что название «виссенбаховские» должно служить только для указания характера фации, так как описанные под этим именем глубоководные сланцы в разных местах не всегда одновозрастны.

В районе Меренберга, Браунфельса и Ветцлара, в нижней части тентакулитовых сланцев, местами развита их разновидность — называемая Лейнерскими сланцами. Это охристо-желтая пористая туфовидная порода, образовавшаяся, видимо, из глинисто-известкового ила после частичного выщелачивания $CaCO_3$. В Лейнерских сланцах фауна встречается редко и лишь в виде ядер.

Глубоководные «ципридиновые» сланцы верхнего девона, кроющие в некоторых местах «граничную» рудную залежь, представляют собою однородную красную или зеленую породу с богатой фауной остракод, гониатитов и трилобитов. Иногда это черные известковые сланцы, переходящие в кремнистые и битуминозные разности. Иногда в ципридиновых

сланцах встречаются маленькие серые или красноватые известковые стяжения. При увеличении их количества образуются известково-конкреционные сланцы (районы Лимбурга, Вейльбурга, восточная часть мульды Лан). Местами известково-конкреционные сланцы полностью замещают ципридиновые. Фауна в них почти совершенно отсутствует.

В южной краевой зоне мульды Лан вместо известняков руду перекрывает серия переслаивающихся серых, красных, зеленых и черных сланцев верхнего девона. Красные и зеленые разности еще содержат ципридиновую фауну, а в черных встречаются лишь тентакулиты и стилиолины. В нижней части этой серии к темным сланцам приурочены линзы лидитов и кремнистые породы. В северной краевой зоне мульды Лан верхнедевонские сланцы представлены черной плитняковой разностью с прослоями известняков. К верхней границе верхнего девона в сланцах появляются прослои граувакк и массивных светло-серых кварцитов, что свидетельствует о более мелководных условиях их образования. В верхах девона встречаются также красно-фиолетовые и зеленые глинистые сланцы, которые Кегель (Kegel, 1922) считает измененными ципридиновыми сланцами (Вильсбах, Родхейм).

Таким образом, в осевых частях мульд развита мощная свита известковых сланцев, фациально переходящая к их периферии сначала в плитчатые сланцеватые, а затем в рифовые известняки.

Глубоководные известняки

В предыдущем разделе говорилось, что глубоководные сланцы содержат прослои известняков, местами достигающих значительной мощности. В верхнем девоне эти известняки иногда преобладают над сланцами и залегают в виде мощных пачек, которым были даны местные стратиграфические названия (кейльвассерский, адорфский, вебельский известняки и т. д.). Особенно часто сплошными глубоководными известняками сложены низы франского и верхи фаменского ярусов. Однако даже в этих горизонтах глубоководные известняки распространены на ограниченной площади осевых зон прогибов, существовавших в верхнем девоне. К краям этих прогибов известняки сменяются лавами, туфами, шальштейнами, а потом мелководными известняковыми биогермами и песчано-глинистыми отложениями.

Глубоководные известняки тонкозернисты, слоисты, часто плитчаты, окрашены обычно в серый, но иногда в черный или красновато-коричневый цвет. Довольно часто они имеют пятнистую окраску с темными расплывчатыми пятнами на значительно более светлом фоне. В некоторых случаях известняки содержат примесь глинистого материала и переходят в плитчатые мергели.

Главной особенностью глубоководных известняков является состав ископаемой фауны. Если мелководные известняки того же возраста содержат разнообразную фауну, среди которой преобладают кораллы и брахиоподы, то глубоководные известняки из органических остатков часто содержат только пиритизированные раковины или ядра гониатитов. В низах верхнего девона они преимущественно принадлежат роду *Manticoceras (Manticoceras stufe* или *Intumescens stufe)*, а в верхах родам *Laevigites* и *Clymenia* (климениевые известняки или известняки краменцель, которые Жинью (1952) называет «очень глубоководными»). Иногда кроме гониатитов в известняках встречаются трилобиты, принадлежащие таким родам, которые отсутствуют в мелководных фациях *(Proetus, Cyrtosymbole, Drevermannia* и др.).

Климениевые известняки в Восточном Зауэрлянде, Келлервальде и центральной части Гессенского синклинория часто бывают мраморизованными.

Во многих местах глубоководные известняки переслаиваются не только со сланцами, но и с лавами, туфами и шальштейнами. В некоторых рудниках мульды Лан они слагают кровлю рудных линз и пластов граничной залежи.

Мелководные известняки

Карбонатные породы свойственны не только глубоководным, но и мелководным фациям известняково-вулканогенной формации. Мелководные известняки особенно широко распространены в живетском ярусе среднего девона (стрингоцефаловые известняки). По периферии Зигерляндского массива они встречаются также в эйфельском ярусе и в верхнем девоне. Мелководные известняки обычно массивны, часто залегают внутри пород другого состава в виде биогермов и сложены главным образом рифообразующими кораллами и строматопорами, к которым примешаны многочисленные остатки других групп мелководной фауны (брахиоподы, криноидеи, моллюски).

Наиболее типичный представитель этой группы мелководных образований — стрингоцефаловый известняк живетского яруса — представляет собою серую плотную неслоистую породу, которая иногда от примеси окислов железа становится желтой или красной, а от примеси вулканического материала — зеленой (хлорит). Известняк легко карстуется и при этом на его поверхности образуются пустоты, колодцы и «органные трубы», местами спускающиеся на значительную глубину. Иногда наблюдается доломитизация известняка, которую немецкие геологи объясняют действием восходящих растворов карбоната магния.

Близ Ветцляра (Дальхейм) в таком известняке появляется более или менее отчетливая слоистость. Массивный стрингоцефаловый известняк может встречаться в любом горизонте верхов среднего девона, то в основании, то внутри, то в кровле шальштейна. Местами он залегает у самой границы с верхним девоном (близ Хайна). Кегель (Kegel, 1922) объясняет это тем, что рифообразующие кораллы и строматопоры селились в разных местах в зависимости от миграции благоприятных для их жизни экологических условий. В связи с этим массивный известняк образует то линзы среди вулканогенных пород, то самостоятельные мощные толщи. Стрингоцефаловый известняк связан постепенными переходами с шальштейном. Путем повышения содержания карбоната кальция в шальштейне, он переходит в известковый шальштейн, известняк, загрязненный туфовым материалом, и затем в массивный чистый известняк.

В несколько более глубоководной фации сланцеватый шальштейн многократно переслаивается с известковыми сланцами и прослоями граувакк. При увеличении содержания извести в сланцах сначала возникают прослои темного нечистого известняка, а затем более чистые плитняковые известняки. Последние часто слагают подошву массивного известняка. Кегель считает эту фацию переходной к фации тентакулитовых сланцев с прослоями глубоководных известняков. Плитняковые известняки обычно не содержат ни кораллов, ни строматопор, ни шальштейнового материала. В их чистых разностях встречаются в большом количестве *Stringocephalus burtini* Defr. (г. Лимбург) — форма, которая в рифовых известняках встречается редко.

К рифовой фации приурочена основная масса видов пелиципод, гастропод и брахиопод, описанных из Рейнского девона, но трилобиты и цефалоподы встречаются редко, причем трилобиты представлены другими родами, чем в глубоководных известняках и в некоторых рудных залежах. Лишь залежь рудника Ланштейн (близ Вейльбурга) в мульде Лан по фауне встречающихся в ней кораллов близка к массивному стрингоцефаловому известняку.

Кегель подчеркивает, что настоящий стрингоцефаловый известняк имеет ограниченное распространение лишь на крыльях прогибов, существовавших в девоне, когда мощное накопление шальштейнов создавало мелководную обстановку, благоприятную для образования рифовых сооружений. В мульде Лан он широко развит в полосе, идущей через Херборн, Баллерсбах и Грейфенталь.

В мульде Дилль в верхах среднего девона массивный стрингоцефаловый известняк отсутствует. Он заменен здесь глубоководным цефалоподовым известняком.

В северо-восточном конце мульды Лан развит мелководный Ибергский известняк верхнего девона, более светлый и грубозернистый, чем стрингоцефаловый известняк среднего девона. У Наунхейм-Бибера он перекрыт мощным шальштейном, который на востоке сменяется не менее мощным рифовым известняком. Отдельные линзы рифового известняка, сложенного кораллами и строматопорами, имеются и выше по разрезу верхнего девона окраинных частей мульды Лан.

В эйфельском ярусе среднего девона, т. е. близ основания формации, также встречаются биогермы мелководных известняков. Таков, например, Грейфенштейнский криноидный известняк красноватого или светло-серого цвета, развитый в антиклинали Хёрре, разделяющей мульды Дилль и Лан, а также вдоль северной окраины последней. Кроме остатков криноидей, этот известняк не содержит почти никакой другой ископаемой фауны. В районе Ландберга и Ветцлара видно, что он непосредственно перекрывается стрингоцефаловым известняком.

Мелководность перечисленных карбонатных пород доказывается их массивностью, залеганием в виде биогермов и характером содержащейся в них фауны, а также тесным соседством их с довольно грубыми терригенными отложениями. Грейфенштейнский известняк эйфельского яруса сменяется по простиранию кварцитом. Близ Меренберга стрингоцефаловый известняк переходит в граувакки, содержащие туфовый материал и прослои конгломератов, состоящих из галек диабазов и кератофиров. Однако терригенные мелководные породы на юго-востоке Рейнских сланцевых гор развиты сравнительно слабо и потому отдельно не описываются.

Помимо массивных неслоистых или плохо слоистых органогенных известняков в среднем и верхнем девоне Гессенского синклинория и Зауэрланда развиты известняки Флинц, несколько более глубоководные. Это серые плитняковые известняки, обычно бедные остатками фауны. Их типичным представителем в низах живетского яруса является тонкокристаллический, черный, блестящий, плитчатый одерхаузский известняк.

В противоположность большинству других местных горизонтов девона этот известняк, сохраняя одинаковый литологический состав и одинаковый характер фауны (редкие гониатиты, *Pentamerus rhenanus, Posidonia hians, Buchiola aquarum*), распространен на значительной площади. Он встречается в Келлервальде, в центральных частях мульды Лан, вдоль южного края мульды Дилль, в Офенбахе у Гюнтера, а его аналоги выделяются в Гарце. Однако в центральной части мульды Дилль известняк замещается глубоководными тентакулитовыми сланцами с прослоями цефалоподовых известняков, а по периферии мульды Лан — различными вулканогенными породами и более мелководными стрингоцефаловыми массивными известняками.

Характерные черты известняково-вулканогенной формации и положение в ней лан-диллльских железных руд

Из предыдущего описания становится очевидным, что известняково-вулканогенная формация сложена крайне разнообразными породами. Ее седиментационный фонд или петрофонд (И. В. Хворова, 1960) составляют:

1) вулканогенные породы:
   а) продукты излияний (кератофиры и диабазы),
   б) продукты эксплозий (туфы, пеплы, брекчии),
   в) продукты эксгаляций (лидиты, кремнистые сланцы, железные руды);
2) терригенные породы (глинистые сланцы и песчаники);
3) хемогенные породы (некоторые глубоководные известняки);
4) биогенные породы (различные органогенные известняки, в том числе рифовые).

Часто наблюдаются породы смешанного происхождения (известковистые туфы — шальштейны, песчанистые известняки и т. д.).

Большинство этих пород не приурочено к какому-нибудь определенному стратиграфическому уровню, но встречается в разных частях формации. Все исследователи отмечают для средне- и верхнедевонских отложений Гессенского синклинория и Зауэрлянда резкую фациальную изменчивость и быструю смену по простиранию одних пород другими. В то же время сходные и даже тождественные по составу породы часто появляются в разных частях разреза.

Эта особенность строения формации объясняется ее образованием в эпоху резких контрастных тектонических движений. В это время единая широкая нижнедевонская геосинклиналь дифференцировалась на узкие зоны поднятия и глубокого опускания. Вулканическая деятельность, связанная с этими движениями, еще более усложнила картину строения формации. Вулканические продукты разного характера и состава появлялись в осадочных породах и примешивались к ним на разных стратиграфических уровнях. Накопление таких продуктов вблизи вулканических центров создавало условия для локального появления мелководных условий и приводило к развитию среди глубоководных фаций таких отложений, как, например, рифовые известняки.

Сложность строения формации и интенсивная складчатость ее пород затрудняли ее изучение и привели к появлению многочисленных местных стратиграфических названий разных частей ее разреза. Геологическую историю рудоносного района в среднем и верхнем девоне оказалось возможным выяснить только после монографической обработки различных групп ископаемой фауны. И все же отдельные вопросы стратиграфии этих отложений остаются спорными до сих пор.

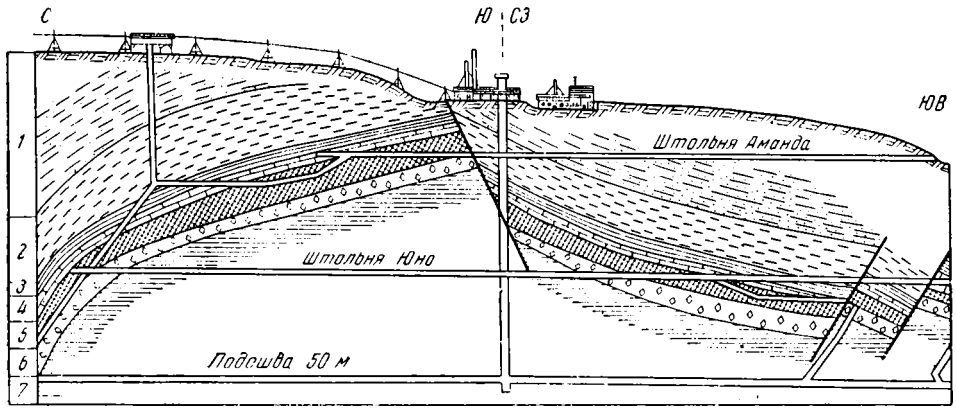
Общей определяющей особенностью формации является высокая карбонатность ее пород. В мелководных фациях среди осадочных пород явно преобладают органогенные известняки. В глубоководных фациях среднего девона больше глинистых сланцев, но они содержат прослои известняков и сами часто известковисты, а в верхнем девоне преобладают известняки. Мелководные песчаники и граувакки обычно имеют известковый цемент. Туфовый материал постоянно смешан с известью, образуя оригинальную породу — шальштейн (до 25% $CaCO_3$). Даже излившиеся породы — кератофиры и диабазы — отличаются от обычных пород этого типа тем, что содержат кальцит. Немецкие геологи объясняют это ассимиляцией известняков при подъеме магмы из глубин.

Постоянная карбонатность пород формации позволяет называть ее известняково-вуканогенной, хотя в ее состав входят в небольшом количестве и лишенные $CaCO_3$ породы. Кремнистые сланцы, лидиты, кварцитовидные песчаники, бескарбонатные туфы находятся в подчиненном положении и составляют небольшую часть общего объема формации.

Связанные с известняково-вулканогенной формацией железные руды описаны в следующей главе. Здесь же необходимо отметить, что хотя они и встречаются в разных частях формации, но всегда тесно пространственно связаны с породами вулканического происхождения. Наиболее многочисленные мощные и выдержанные линзы руды встречаются близ границы

среднего и верхнего девона, но наиболее древние залежи известны в основании формации (эйфельский ярус), а наиболее молодые — на поверхности «покровного диабаза» (самые низы карбона).

Руды встречаются как среди мелководных, так и среди глубоководных осадков. Известковистые красные железняки в большинстве случаев содержат остатки глубоководных трилобитов и нектонных гониатитов, но в нескольких местах в руде встречены остатки мелководных кораллов и брахиопод.



Фиг. 7. Схематический разрез рудника Аманда близ Ноборн (Бубнов, 1935)
1 — глинистые сланцы; *2* — кремнистые сланцы; *3* — ципридиновые сланцы; *4* — гониатитовые известняки; *5* — железная руда; *6* — шальштейн; *7* — виссенбахские сланцы

В подошве руды всегда лежит или излившаяся порода (кератофиры или диабазы), или туфы, или шальштейны. Она никогда не подстилается известняками или сланцами [1] (фиг. 7).

В кровле руды лежат различные вулканогенные или осадочные породы — глубоководные сланцы, плитчатые или гониатитовые известняки. По простиранию наблюдались переходы руды в известняки, в шальштейны, в туфы и в туфобрекчии.

СТРУКТУРЫ, СОСТАВ И ГЕНЕЗИС РУД ЛАН-ДИЛЛЬСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Общая характеристика условий залегания и минералогического состава руд

Железные руды в мульдах Лан и Дилль залегают несколькими горизонтами в верхах среднего девона и в верхнем девоне. Промышленной является лишь так называемая граничная залежь (см. фиг. 7). Она лежит на шальштейнах среднего девона и состоит из многих рудных тел, разделенных туфами, туффитами, сланцами или известняками различной мощности. Кроется граничная залежь в мульде Дилль пестрыми слоистыми туфами бухенауэрских пластов, а в мульде Лан красными или серыми цефалоподовыми известняками или черными сланцами («бюдерсгеймерские сланцы»). Существующее в некоторых работах утверждение, что граничная залежь представлена сплошным рудным телом, ошибочно. Она состоит из серии линзообразных залежей несколько различного стратигра-

[1] Исключение представляют залегающие среди известняков оолитовые железняки в мульдах Прюм и Зотених западной части Гессенского синклинория. Однако эти девонские руды нельзя относить к Лан-Диллькому типу месторождений.

фического положения. Отдельные прослои рудных тел этих залежей сложены минералогически различными типами руд, часто обладающими и разной структурой.

Кроме главной граничной рудной залежи, в самом основании живетского яруса среди кератофиров и кератофировых туфов встречаются отдельные линзы красного железняка небольшой мощности. Выше, внутри мощных шальштейнов, также залегают отдельные линзы руды, мощностью обычно от 2 до 6 *м*. Они названы горняками шальштейновой залежью.

В самых верхах верхнего девона лежит мощная свита вейльбургитов также с линзами красного железняка.

Некоторые авторы отмечают, что и на поверхности «покровных диабазов», в самых низах кульмских кремнистых сланцев встречаются неправильные массы красного железняка.

Большею частью руда представлена плотными массивными или слоистыми гематитовыми или магнетитовыми разностями. Однако в некоторых местах в прослоях небольшой мощности гематитовые руды имеют оолитовую структуру.

Сидерит встречается только в виде маломощных (0,5 *м*) прослоев. Он имеет мелко- или крупнокристаллическую структуру. Конкреции сферосидерита иногда присутствуют в сланцах, кроющих руды граничной залежи.

Пирит, в виде вторичных выделений, часто встречается в других минералогических типах руд и в сланцах, но первично-осадочные сульфиды железа (пирит и марказит) развиты главным образом в нижней части рудных линз граничной залежи в виде прослоев мощностью до 1—2 *м*. Особенно широкое распространение имеют сульфиды железа, образующие слои плотной, слоистой или оолитовой руды в южной части мульды Лан.

Хлорит иногда слагает концентры оолитов, чередуясь с пиритом, встречается среди сидеритовых прослоев в отдельных слабо раскристаллизованных участках и в некоторых случаях входит в состав цемента других типов руд. Однако он никогда не образует самостоятельных прослоев в руде и всегда играет подчиненную роль в ее составе. Более широко, чем в рудах, хлориты развиты среди вулканогенных пород.

Минералогический состав руд тесно связан с характером рудовмещающих осадочных и вулканических пород, которые обладают сильной фациальной изменчивостью

Так, например, в южной части мульды Лан мощность шальштейнов живетского яруса сравнительно невелика, а низы верхнего девона представлены глубоководной фацией темных глинистых сланцев с прослоями квасцовых и кремнистых сланцев, а также плитняковых цефалоподовых известняков. Эти породы, названные Альбургом (Ahlburg, 1917) «южной краевой фацией девона», содержат много органического вещества и даже прожилки и гнезда черного антраксолита (германские геологи описывают последний, называя его неправильно «антрацитом»).

В связи с таким составом пород в южной части мульды Лан, например в руднике Ризенбург, развиты главным образом сульфидные, карбонатные и магнетитовые руды, а окисные встречаются лишь в небольшом количестве.

В других местах мульды Лан, например, в средней ее части, развиты мощные живетские шальштейны и, по мнению Кегеля (Kegel, 1922), их интенсивное накопление привело к обмелению моря и появлению рифовых известняков.

Соответственно этому, руды граничной залежи в этом районе сложены частично магнетитом, но преимущественно гематитом, образование которого связано с окислительной обстановкой мелкоморья.

Ниже дается характеристика основных рудных минералов и форм их выделения в Лан-Диллльских месторождениях.

Окислы железа в рудах района Лан-Дилль представлены гидрогематитом, гематитом и железной слюдкой.

Гидрогематит (Roteisen), как правило, всегда преобладает и легко узнается в шлифах по ярко-красной окраске.

Гидрогематит образует гелевые и колломорфные структуры в плотных скоплениях или встречается в виде импреньяции руд другого состава, а также слагает почковидные и оолитовые разности руд. В последнем случае концентры оолитов состоят из хлорита и гидрогематита или из гидрогематита и гематита.

Гематит развит в различных формах. В некоторых случаях под микроскопом видна столбчато-волокнистая масса с беспорядочной структурой или, наоборот, эти волокна собраны в ориентированные пучки.

Иногда большие кристаллы гематита окружают друзообразные пустоты или образуют выполнения жил и трещин в магнетите.

Гематит и гидрогематит почти всегда встречаются вместе и обычно сопровождаются кальцитом.

Особенно часто гематит связан с туфами, богатыми кальцитом. Кальцит в гематитовых рудах развит то в виде импреньяции, то в виде довольно больших скоплений. Обычно они бывают окрашены в красный цвет благодаря выделению вторичного гематита, развивающегося на границах отдельных кристаллов кальцита. Вторичные гематит и гидрогематит всегда наблюдаются на границе различных минералов, но главным образом развиваются по кальциту. Если в руде присутствуют кальцит и кварц, гематит замещает только кальцит, а кварц остается свежим. Хлорит и магнетит также труднее подвергаются замещению гематитом или гидрогематитом, чем кальцит.

Однако и замещения этих минералов встречаются довольно часто. Пирит, сидерит, магнетит и другие минералы замещены гаматитом не только в рудных отложениях, но и в туфах.

Кегель (Kegel, 1923) в руднике Ризенбург описал интересный туфовый пласт, богатый магнетитом и импреньированный гидрогематитом и кальцитом. Гематит развит в нем в виде тонких пластинок и образует краевое замещение магнетита. Кегель при изучении этого пласта установил, что гематит замещает магнетит и в некоторых случаях гидрогематит, являясь позднейшим минералом. Реликты разрозненного и сильно корродированного магнетита и неправильные зерна пирита говорят об остаточных структурах. В руде, представленной только гематитом, всегда присутствуют небольшие участки остаточного магнетита и псевдоморфозы гематита по магнетиту. Это показывает, что когда-то руда состояла целиком из магнетита.

В залежах, состоящих из пирита и магнетита, гематит чаще всего отсутствует.

Кегель (Kegel, 1923), изучая руды южной части мульды Лан, установил «два стабильных равновесия»: 1) магнетит и гидрогематит с подчиненным количеством гематита и 2) гематит и гидрогематит с небольшим количеством магнетита. Эти соотношения он толкует как доказательство более раннего осадочного происхождения магнетита и вторичного образования гематита путем его замещения. Однако Кегель не отрицает возможности первичного образования гематита в случае богатства кислородом морской воды и при отсутствии восстановительных веществ.

Железная слюдка обнаружена среди плотных разностей окисных руд в виде маленьких блесток и тонких чешуек гексагональной системы, сероватого и рубинового цвета. Она переходит в гематит, который в падающем свете хорошо заметен по стально-серой окраске.

Магнетит широко распространен в рудах Лан-Дилль и встречается совместно то с гематитом, то с пиритом.

Магнетит развит или в виде отдельных идиоморфных кристаллов или в виде плотных скоплений с ясными кристаллографическими гранями. Наряду с гексаэдрами, октаэдрами, ромбододекаэдрами встречаются столбчатые и таблитчатые кристаллы. Иногда они образуют розетки, внутренняя часть которых заполнена хлоритом и в небольшом количестве полевыми шпатами или кварцем. Встречаются также мелкие зернышки пирита, но скопления пирита никогда не наблюдаются. Кегель считает, что это пирит остаточный, основная же масса пирита замещена более молодым магнетитом. Иногда наблюдается замещение магнетитом терригенных зерен кварца.

Интересно, что в магнетитовых рудах всегда отсутствует кальцит, широко распространенный в гематитовых рудах. Во многих случаях описаны залежи руды, представленной чередованием магнетита и гематита или магнетита и пирита. Там, где руда представлена только одним магнетитом, он, как правило, переслаивается с шальштейном или залегает на контакте с ним. Относительно генезиса магнетита в рудах Лан-Дилль споры ведутся уже давно. Альбург (Ahlburg, 1917) считал этот минерал контактово-метаморфическим, что отрицалось Кегелем (Kegel, 1923) и другими авторами.

Кегель писал, что такое объяснение образования магнетита совершенно неприемлемо. На большом количестве примеров он показал, что никакой связи между распространением магнетитовых руд и диабазов, внедрения которых могли бы быть метаморфизующим фактором, не существует. Вблизи магнетитовых залежей диабазы отсутствуют, но они встречены в контакте с гематитовыми рудами, нигде не превращая их в магнетит.

Многие исследователи (Kegel, 1922, Michels, 1925), считают, что магнетит руд месторождений Лан-Дилль образовался или непосредственным выпадением из растворов, богатых железом, в условиях слабо окислительной среды, или путем замещения пирита в процессе раннего диагенеза (в еще не затвердевшем осадке).

Указанные авторы не отрицают возможности образования небольшого количества магнетита и при контактовом метаморфизме. Они считают лишь, что этот процесс происходил редко и захватывал очень небольшие по площади и по мощности участки. Основная же масса магнетита, по их мнению, образовалась первично-осадочным путем. Кегель приводит интересный разрез подошвы восточного забоя штольни рудника Ризенбург в южной части мульды Лан (снизу вверх):

	Мощность в *м*
1. Шальштейн	
2. Серный колчедан, крупнослоистый и оолитовый	1—1,2
3. Туфы, богатые хлоритом, кальцитом, и кварцем, содержащие небольшое количество пирита, магнетита и гематита. Этот слой прерывист, он участками выклинивается, а потом снова появляется	0,3—0,5
4. Прослой сидерита, который вскоре выклинивается	0,2—0,4
5. Магнетитовая руда	0,5—0,7
6. Глинистые и квасцовые сланцы	

Разрез по простиранию быстро изменяется, причем слои туфа и сидерита местами отсутствуют. В тех местах разреза, где остается только серный колчедан и магнетит, гематит отсутствует. Однако магнетит постепенно переходит в гематитовую руду: сначала гематит и магнетит переслаиваются, а затем гематит фациально замещает магнетит. Изучение шлифов показывает, что там, где магнетит и гематит встречаются вместе, последний всегда моложе. Хорошо видно неправильное прорастание магнетита

гематитом. Изучая породы указанного разреза, можно прийти к выводу, что пирит подошвы является первичным осадочным и наиболее древним минералом. В пиритовой залежи хорошо видна слоистость, причем оолиты сложены пиритом с тончайшими кольцами кремнезема. Основная масса сложена пиритом и хлоритом, а кальцит в ней всегда отсутствует. FeS_2 и SiO_2 выделялись в виде гелей, причем SiO_2 терял воду позднее, чем FeS_2.

В глубоких частях среднедевонского моря могли существовать бедные кислородом бассейны. Когда количество кислорода в воде увеличивалось и привнос H_2S ослабевал, выпадение пирита прекращалось. Сначала шло кратковременное выпадение сидерита (маломощные прослои) или оно совпадало с выпадением пирита. Вероятно, были случаи, когда сидерит не осаждался. Затем отлагался магнетит. Кегель предлагает такую схему выпадения рудных минералов: $FeS_2 \rightarrow FeCO_3 \rightarrow Fe_3O_4 \rightarrow Fe_2O_3$, т. е. в сторону все большей степени окисления железа. Видимо, возможен и обратный процесс образования минералов при возникновении благоприятных физико-химических условий.

Сидерит

Сидерит встречается невыдержанными прослоями и в рудах, залегающих среди кератофиров, и в граничной залежи, причем в последней чаще всего он развит в южной части мульды Лан. Прослои и линзы его имеют не более 0,5 *м* мощности и сложены крупно- и мелкокристаллическими разностями, которые обычно встречаются вместе. Среди сидерита рассеяно небольшое количество кварцевых зерен и заметны небольшие участки хлорита. Иногда вкраплены пирит, галенит и сфалерит. Кристаллы сульфидов всегда имеют корродированные и неправильные формы.

Гематит и гидрогематит встречаются вместе с сидеритом крайне редко.

Относительно условий образования сидерита существуют различные мнения. Некоторые авторы считают, что сидерит образовался путем метасоматического замещения кальция в кальците железом. Однако Кегель опровергает такие высказывания, доказывая на многих примерах, что кальцит в рудах Лан-Дилль всегда замещается только гематитом. Он предполагает, что после выпадения из раствора первичного сульфида железа (пирит в виде геля), при смещении равновесия в сторону окисления, начинал выпадать сидерит. Некоторое его количество могло образоваться вместе с пиритом.

Однако вполне вероятно, что сидерит образовался в диагенезе по хлориту и глинистым минералам, что очень часто наблюдается на месторождениях других типов железных руд и хорошо описано в литературе (Страхов, 1947, 1956).

Сульфиды железа

Пирит и марказит довольно широко развиты в рудах месторождений мульд Лан и Дилль (преимущественно в южной краевой зоне мульды Лан).

Руды, сложенные преимущественно или исключительно первичными осадочными сульфидами железа, часто образуют самостоятельные прослои, особенно в нижней части рудных линз. Мощность таких прослоев может достигать 1—2 *м*. Пирит и марказит встречаются в них вместе и различаются обычными методами (по структуре и окраске). Они образуют руду плотного, слоистого (если в ней присутствуют тонкие глинистые прослойки) или оолитового сложения. Оолитовые структуры сульфидов железа встречаются часто. Иногда оолиты состоят из одного пирита, концентры которого в различной степени поддаются полировке и потому ясно различимы.

Иногда они сложены чередованием концентров пирита и марказита. Встречаются оолиты, сложенные пиритом и хлоритом или пиритом и кремнеземом.

Цемент оолитов представлен пиритом, хлоритом или кремнеземом. Иногда цементом оолитов служит сидерит. Кегель (Kegel, 1923) в колчеданной залежи рудника Ризенбург наблюдал мелкие пиритово-марказитовые оолиты, как бы зажатые между крупными зернами сидерита, образовавшегося позднее.

В некоторых плотных сульфидных рудах основная масса сложена светлыми, блестящими, ясно заметными кристаллами пирита, среди которых наблюдаются бронзовые тускло-матовые участки и оолиты марказита.

Размер оолитов обычно колеблется от 0,1 до 0,2 *мм*, но встречаются и очень мелкие оолиты, около 0,05 *мм* в диаметре. Такие мелкие пиритовые оолиты встречаются главным образом не в рудах, а среди кроющих руды верхнедевонских глинистых сланцев.

Иногда в шлифах наблюдается распределение блестящих кристаллов пирита в форме венка. По периферии этого венка заметны хорошо образованные кристаллы, а внутри него границы их совершенно неправильные и часто округлые.

В других случаях в шлифах видны одинаковые по величине комочки пирита, расположенные рядами. При большом увеличении иногда обнаруживается, что пирит образует иглы вокруг зерна кварца. Все перечисленные формы выделения пирита дают постепенные переходы к нормальным оолитам.

В результате позднейшей перекристаллизации от оолитов часто остается лишь внешняя округлая форма, а внутренняя часть их представлена однородной кристаллической массой. Кегель (Kegel, 1923) совершенно уверен, что плотные массивные разности сульфидной руды были первоначально оолитовыми. Эта структура была полностью или частично утрачена при перекристаллизации.

Кегель считает, что сульфиды железа, выносившиеся вулканами, осаждались из бедной кислородом морской воды в глубоких частях бассейна в виде гелей и при постепенном затвердевании приобретали оолитовую структуру. Если затвердевание происходило в спокойных условиях, то образовывались округлые формы с иголочками из марказита, как было описано выше. Совершенно такое же строение пиритовых руд было описано Бекком, Бергом и Досом (Beck, 1903; Berg 1929; Doss, 1912) для пиритовых руд месторождения Мегген в мульде Аттендорн-Эльснер Зауэрляндского синклинория.

Эти авторы, как и Кегель, считали сульфиды железа первичными осадочными минералами, которые выпадали в условиях несколько различной температуры и pH среды. Холодные растворы с достаточной степенью кислотности благоприятны (по их мнению) для образования марказита, а теплые или горячие растворы с нейтральной или слабощелочной реакцией способствуют образованию пирита. При промежуточных условиях могут образоваться смеси этих минералов. Таким образом, необходимым условием для формирования пиритовых руд месторождений Лан и Дилль являлась слабая щелочность морской воды, присутствие веществ отдающих серу, а также, возможно, местный подогрев за счет термальных источников. Вторичные сульфиды железа развиваются при возникновении локальных восстановительных условий по другим железистым минералам. Если пирит развит вместе с магнетитом, то их возрастные соотношения определяются легко. Большею частью магнетит образуется по пириту, но бывают и обратные соотношения, когда вторичный пирит замещает магнетит.

В прослоях и линзах колчеданной залежи массивной текстуры изредка встречаются крупные зерна и кристаллы халькопирита, сфалерита и галенита. Однако они не были отмечены в оолитовых колчеданных рудах.

Железистые хлориты

Железистые хлориты являются довольно обычным минералом сопровождающих руду вулканогенных пород. Особенно много хлоритов в кератофировых туфах и шальштейнах. Однако в самих рудах типа Лан-Дилль они развиты лишь местами и в сравнительно небольшом количестве. Подробные исследования и описания рудных минералов этой группы отсутствуют. Отмечается лишь, что они развиты главным образом в тех рудных телах, в строении которых значительное участие принимают сульфиды железа. По данным Шнейдерхена (1958) из железистых хлоритов преимущественно распространен шамозит, образующий тонкие прослои, гнезда в рудах другого минералогического состава (чаще всего в сидеритах), вторичные прожилки по трещинам дегидратации или цемент пиритовых оолитов. Иногда шамозит сопровождается стильпномеланом (калиево-магниево-железистый алюмосиликат типа гидрослюд).

Леман (Lehman, 1941) отмечает присутствие в хлоритовых рудах мульды Лан железистого фосфата-дюфренита.

Шнейдерхен (1957, 1958) считает хлориты руд Лан-Дилля первично-осадочными минералами, образовавшимися при более низких температурах и более восстановительных условиях, чем гематит. Однако, судя по некоторым формам выделения железистых хлоритов (например, по секущим прожилкам, часть их возникла как вторичные минералы в диагенезе.

Об «антраците» Лан-Диллъских месторождений

В некоторых работах упоминается о присутствии включений «антрацита», как в надрудных глинистых сланцах, так и в самой руде. Даже в русском переводе книги Шнейдерхена рядом с магнетитовым телом рудника Кенигсцуг, около Обершельда в Диллъской мульде «находится чрезвычайно большое количество почти чистого, бедного золой антрацитового углистого вещества, которое часто принимают за асфальт» (Шнейдерхен, 1958, стр. 271—272).

«Антрацит» из руд мульды Дилль впервые был описан Леве (Loewe, 1900). Позднее об этом минерале подробно писали Кегель (Kegel, 1923) и Леман (Lehman, 1941). Он встречается в виде пятен, жилообразных шлиров и неправильных по форме участков. Леман приводит заключение горного советника Рубаха, который пишет, что «куски антрацита не имеют ни слоистости, ни сланцеватости, обладают раковистым изломом и металлическим блеском. Угли не имеют ни малейших следов растительного строения. Они микроскопически аморфны, как смола, и не действуют на поляризованный свет; у них отсутствует параллельная отдельность графитовых элементов, обычная в антраците вследствие слоистости и горного давления. Эти явления чрезвычайно необычны» (Lehman, 1941, стр. 327).

Пятна и включения «антрацита» вместе со вмещающей рудой часто пересечены трещинками, которые заполнены эпигенетическим кварцем и кальцитом. В аншлифе, описанном Кегелем, «антрацит» вместе с кальцитом выполняет полость в руде. Стенки полости сложены розетками гематита, который далее сменяется красным железняком. Местами гематит вторгается в трещинки «антрацита», выполняя их по краям. Такие соотношения минералов показывают, что «антрацит» образовался после выделения главной массы рудного вещества, но до окончания диагенетических процессов в рудной залежи.

Кегель приводит два анализа «антрацита» из южной части мульды Лан. Состав его следующий (в %):

1. Рудник Едельслуст	2. Рудник Ризенбург
C — 94,82	C — 79,44
H — 2,32	H — 1,8
Остаток — 2,35	Остаток — 16,94
99,49	98,18

Во втором анализе значительное количество нерастворимого остатка связано с трудностью очистки «антрацита» от магнетита и кварца.

Судя по описанию и анализам это вещество представляет собою какой-то антраксолит — продукт высшей карбонатизации битумов — и очень странно, что даже Шнейдерхен называет его «антрацитом». Степень карбонатизации показывает, что это минерал из группы высших антраксолитов (Орлов и Успенский, 1936), образовавшийся в результате возгонки битуминозного вещества из богатых им черных тентакулитовых сланцев среднего девона.

Как было описано выше, включения антраксолита встречаются даже в гематитовых рудах. Однако Кегель отмечает, что обычны они лишь там, где в строении рудных залежей большую роль играет серный колчедан или магнетит. Это можно объяснить двояко: или присутствие значительных количеств антраксолита создавало в процессе диагенеза восстановительную обстановку и способствовало образованию закисных соединений железа, или, что более вероятно, и присутствие антраксолита, и минералогический характер вмещающих его руд явились следствием образования рудной залежи в относительно глубоководном прогибе с застойным характером придонных вод. Тентакулитовые сланцы, которые могли быть источником битумов, отлагались тоже только в таких прогибах.

Химический состав руд

Приведенные в табл. 1 химические анализы руд из различных месторождений в мульде Лан заимствованы из монографии Лемана (Lehman, 1941). Из них видно, что содержание железа сильно колеблется и в значительной мере зависит от содержания $CaCO_3$. По мере того, как руды обедняются железом, в них начинает увеличиваться содержание CaO. Из табл. 1 видно, что при 22—26% Fe количество CaO превышает 27%, в то время как руда с 50—51% железа содержит только 2—3% CaO.

Таким образом, наблюдаются постепенные переходы от малоизвестковых руд к содержащим известь легкоплавким разностям, а затем к богатому железом известняку, который применяется как известковая добавка к кремнистым рудам.

Содержание кремнезема сильно колеблется и доходит до 25% даже в богатых железом рудах (Fe=40,33%). Последние обычно более кремнисты, чем бедные, но сильно известковые руды, что хорошо согласуется с их эксгаляционно-осадочным генезисом.

Содержание фосфора в рудах очень незначительно и этим они отличаются от фосфористых оолитовых руд вулканогенной кремнисто-сланцевой формации нижнего палеозоя и докембрия. По приведенным анализам видно, что никакой связи между содержанием железа и фосфора в руде нет. Наименьшее содержание фосфора (0,11—0,13%) встречается как в бедной железом руде (рудник Всех святых), так и в богатой (рудник Мария: Fe = 42,26%, а P = 0,11%).

Можно предположить, что низкий процент фосфора в рудах района Лан-Дилль связан с малым развитием в рудах хлоритов, с которыми он дает комплексные соединения.

По содержанию Mn руды района Лан-Дилль не отличаются от руд нижнепалеозойской вулканогенной формации. Они измеряются десятыми долями процента и не превышают 0,7%.

То же можно сказать о количестве в рудах глинозема. Содержание Al_2O_3 довольно сильно колеблется (от 1,34 до 8,59%) и не зависит от процента содержания железа.

Таблица 1

Химические анализы руд месторождений в мульдах Лан и Дилль, по Е. Леману (Lehman, 1941)

	Fe	Mn	CaO	SiO_2	P	Al_2O_3	Нерастворим. остаток
Рудник Фортуна	36,64	0,10	8,58	15,20	0,16	3,88	
	35,70	0,11	9,81	15,68	0,16	1,95	
	34,96	0,20	9,33	16,92	1,15	3,69	
	33,01	0,11	15,55	14,20	0,14	1,34	
	31,19	0,10	12,18	17,64	0,18	3,57	
Рудник Сохранение	34,50	0,16	17,58	11,52	0,26	4,78	
	31,48	0,24	18,44	14,04	0,27	5,23	
	30,13	0,29	22,64	10,36	0,24	2,96	
	28,43	0,25	22,75	11,20	0,20	3,97	
	26,24	0,32	27,68	7,60	0,16	—	9,30
	22,10	0,18	27,45	11,30	0,15	—	14,00
Рудник Всех святых	31,74	0,27	12,86	15,40	0,24	5,31	
	28,01	0,21	17,19	8,64	0,13	2,33	
	27,61	0,18	18,42	10,28	0,14	3,20	
	25,72	0,12	17,20	10,44	0,16	8,59	
	25,23	0,25	22,18	10,12	0,14	4,52	
Рудник Эпштейн	53,03	0,32	2,32	14,04	0,37	3,44	
	51,10	0,18	2,97	15,96	—	3,43	
	50,45	—	1,78	16,08	—	4,08	
	50,16	0,31	2,91	17,08	0,36	3,35	
	49,89	—	3,94	15,92	—	3,55	
	47,25	—	4,39	19,30	0,21	—	21,23
	38,06	—	12,83	18,46	0,19	—	20,30
Рудник Мария	42,26	0,18	4,89	22,17	0,11		27,25
	40,33		7,02	25,35	0,10		27,15
	37,31	0,17	8,98	23,90	0,11		26,65
	36,78		9,24	24,10	0,12		26,52
Рудник Сохранение	49,38	0,70	2,76	15,80	0,31		19,60
	46,50	0,46	5,77	14,35	0,29		18,90
	45,60	0,34	5,60	17,10	0,22		20,45
	42,30		8,97	16,20	0,18		19,40
	40,08	0,30	5,77	21,40	0,17		27,40
Рудник Ризенбург	52,05		3,21	11,20	—	2,86	11,60
	44,60	0,19	10,85	20,05	0,12	4,64	21,00
	33,86	—	2,67	24,70	—	3,10	25,40
	52,00	—	2,64	14,80	—	4,54	14,92
Рудник Теодор	48,66	0,12	1,73	16,00	0,32	6,66	16,80
	43,97	0,15	1,69	21,24	0,31	6,83	21,88
	32,86	—	0,64	27,68	—	—	—
Рудник Всех святых	43,26	0,27	1,43	21,48	0,60	6,70	25,93
	50,93	—	1,92	33,92	—	—	—
	61,70	—	2,92	—	—	—	4,20

Тесная пространственная связь железных руд типа Лан-Дилль с кератофирами и диабазами позволила геологам разных стран почти единодушно приписывать им вулканогенно-осадочный генезис. Разные исследователи расходятся лишь в представлениях о механизме образования залежей и о том, каким путем было доставлено железо к месту осаждения. Одни предполагают, что железо было выщелочено морской водой, может быть подкисленной вулканическими эманациями, из богатых им изверженных пород. Другие считают более вероятным, что оно было вынесено из глубин подводными эксгаляциями во время или после извержений.

Однако в прошлом столетии существовали и другие мнения. Некоторые геологи приписывали рудам Лан-Дильского типа метасоматическое происхождение. Такая точка зрения была возрождена Леманом (Lehman, 1941). После подробного описания петрографии вулканогенных пород и руд в мульдах Лан и Дилль Леман пришел к выводу, что последние имеют не вулканогенное, а интрузивное субвулканическое происхождение. Даже шальштейны Леман рассматривал как результат проникновения в известняковые породы магматического расплава, сравнивая их по генезису с докембрийскими мигматитами. Руды Лан-Дилля Леман считал метасоматическими, возникшими в результате проникновения вейльбургитовых расплавов в карбонатные породы. Таких же взглядов придерживался Рихтер (Richter, 1930).

Противником старых взглядов о метасоматическом происхождении руд выступил Альбург (Alburg, 1917). Хорошо обоснованную критику воззрений Лемана и Рихтера дали Кегель (Kegel, 1922, 1923), Шнейдерхён (Schneiderhöhn, 1925), Липперт (Lippert, 1951) и другие геологи, детально изучавшие геологию района и руды мульд Лан и Дилль. Основные их доводы сводились к следующему.

1. Наличие вулканических брекчий с кусками осадочных пород, а также вулканических бомб и лапиллей в туфах, загрязнение туфовым материалом руд и известняков показывает, что магматическая деятельность в эпоху рудообразования носила преимущественно эффузивный характер.

2. В вулканических брекчиях нижней части франского яруса в мульде Дилль и в других местах присутствуют большие куски гематитовой руды того же состава, который характерен для главного рудного горизонта на границе среднего и верхнего девона. Следовательно, в начале верхнего девона эта рудная залежь уже существовала и ее образование нельзя связывать с более поздними вейльбургитовыми интрузиями, как это предполагал Леман.

3. В шальштейнах и среди диабазов встречаются прослои чистых неоруденелых известняков. Следовательно, эти магматогенные породы не оказывали на известняки контактового воздействия.

4. В центральной части мульды Дилль главный рудный пласт лежит между шальштейном внизу и туфобрекчией вверху, а на южном крыле этой мульды между шальштейном внизу и глинистым сланцем вверху. Известняк, который мог бы метасоматически замещаться рудными растворами, в этих разрезах вблизи рудного пласта вообще отсутствует. Следовательно, метасоматоз никакой роли здесь играть не мог.

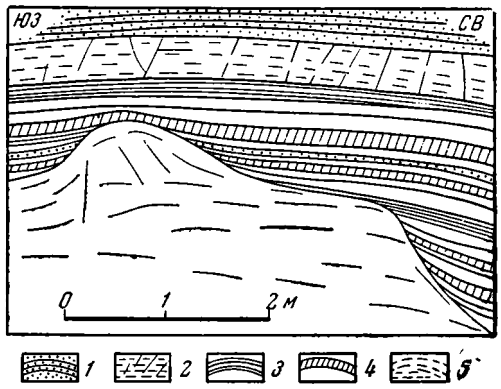
5. Тонкое переслаивание руды, шальштейна, известняков и глинистых сланцев, наблюдающееся в некоторых местах, указывает на одинаково седиментационное происхождение всех эти пород (фиг. 8).

6. В некоторых рудниках прослежено, что рудный пласт в одну сторону сначала обогащается туфовым материалом, потом переходит в оруденелый, а затем и в неоруденелый туф. В другую сторону руда постепенно становится известковистой и переходит в оруденелый известняк с остатками фауны, а потом в чистый известняк. Такие фациальные изменения рудного

пласта при везде одинаковых породах подошвы (шальштейны) свидетельствуют не о метасоматическом, о об осадочном происхождении руд.

7. В южной части мульды Лан пиритовые руды имеют оолитовую структуру. Иногда такая структура появляется и в других местах среди других разностей руд. Она свойственна только осадочным породам (возникая в раннем диагенезе) и говорит против метасоматического образования руд.

8. В некоторых случаях действительно наблюдается замещение известняка гематитом (например, в рудниках Филлипсвакк и Гарбенхейм мульды Лан). Однако при этом возникают карманообразные, мешковидные или ветвистые рудные тела небольшой величины. По форме и структуре они ничего общего не имеют со слоистой рудой основных пластов осадочного происхождения.



Фиг. 8. Переслаивание железной руды и слоистого туфа, отложившихся на вздутой поверхности кремнистого красного железняка «граничной залежи». Рудник Лауфендер-Штейн близ Дилленбурга, (Lippert, 1951)

1 — зернистый туф; *2* — известковая железная руда; *3* — слоистый туф; *4* — железная руда; *5* — кремнистая руда со вздутой поверхностью

Все эти аргументы подтверждались указанными выше авторами большим количеством примеров. В настоящее время предположение о метасоматическом образовании руд окончательно отвергнуто. Вопрос о возможности образования руд типа Лан-Дилль за счет континентального выветривания германскими геологами даже не обсуждается. Однако он приобретает некоторое значение в связи с характером палеогеографической обстановки Рейнских сланцевых гор в средне- и верхнедевонское время. Зигерлянд, Таунус и Хунсрюк в это время были островами. Это доказывается тем что в верхнем девоне их опоясывали прибрежные коралловые рифы, Брабантский массив в живетское время был затоплен, но на севере и северо-востоке под теперешними низменностями нижнего Рейна и бассейна Эмса до конца девона существовала суша. Об этом говорит анализ фаций средне- и верхнедевонских отложений Рейнских сланцевых гор. На севере Зауэрлянда в них появляются мелководные терригенные осадки, нередко красноцветные и содержащие растительные остатки.

Несмотря на близость суши Северо-Европейского континента и наличие островов, образование девонских руд Рейнских сланцевых гор совершенно не связано с процессами выветривания. Действительно, они тяготеют к осевым частям крупных прогибов и отсутствуют среди прибрежных осадков Северного Зауэрлянда. Их нет также в мелководных фациях вокруг антиклинория Зигерлянда и вдоль подножья Таунус-Хунсрюка. Часто они ассоциируют с наиболее глубоководными фациями осадочных девонских пород: тентакулитовыми сланцами и гониатитовыми пелитоморфными известняками. Главное же заключается в том, что руды всегда пространственно связаны с вулканогенными породами, залегают в них, подстилаются ими, часто переходят в них по простиранию и сами содержат вулканогенный материал. Там, где нет вулканическх пород, нет и руд типа Лан-Дилль. Лишь в мульдах Зетених и Прюм, на западе Гессенского синклинория, среди среднедевонских известняков встречаются непромышленные красные оолитовые железняки за пределами распространения вулканических пород. Однако они не принадлежат к рудам Лан-Диллльского типа.

Кроме того, и эти бедные оолитовые руды приурочены к осевой зоне синклинория и выклиниваются к его бортам. Может быть их можно рассматривать скорее как отголосок вулканогенного рудообразования в соседней формации, чем как результат осаждения растворов континентального выветривания.

Таким образом, руды типа Лан-Дилль генетически надо связывать с теми явлениями подводного вулканизма, которые наблюдаются в восточной части Рейнских сланцевых гор.

Как указывалось в начале этой главы, некоторые немецкие геологи считают, что железо могло выщелачиваться морской водой из лав и пеплового материала диабазового и кератофирового состава. Действительно, эти изверженные породы содержат значительное количество железа. Судя по химическим анализам, приведенным Леманом (Lehman, 1941), в некоторых случаях они содержат 9—10% железа.

Альбург (Ahlburg, 1917) подчеркивал, что никаких признаков подводного или наземного выветривания и «обеления» лав, туфов или шальштейнов ни в одном из многочисленных рудников Лан-Диллльского района вблизи рудных залежей не наблюдается. Наоборот, во многих случаях переход от туфов или шальштейнов к руде по простиранию и в вертикальном разрезе происходит постепенно путем увеличения процентного содержания железа.

Более поздние исследования Циссарца (Cissartz, 1924) и Липперта (Lippert, 1951) подтвердили эти данные. Упоминаемые Липпертом работы Аахенского института по исследованию месторождений показали, что содержание железа к висячему боку лавовых покровов и прослоев туфа нигде не уменьшается. Следовательно, говорить о подводном выветривании или гальмиролизе в понимании Хуммеля в районе Лан-Дилль нет никаких оснований. Как справедливо замечает Н. М. Страхов (1947, стр. 149), гипотеза гальмиролиза Хуммеля «представляет собою чисто кабинетное надуманное построение, под которым вообще нет ни одного достоверного факта».

Следовательно, если руды типа Лан-Дилль не могли образоваться ни одним из указанных выше способов, можно придти к выводу, что источником железа были подводные эксгаляции — фумарольные газы, которые и сейчас выносят железо, преимущественно в виде хлорида.

В многочисленных работах немецких геологов рассеяны описания фактов, являющихся прямым доказательством эксгаляционного происхождения железа.

Эти факты говорят, прежде всего, об отложении руд в период извержений или непосредственно после них и на небольшом расстоянии от центров извержений.

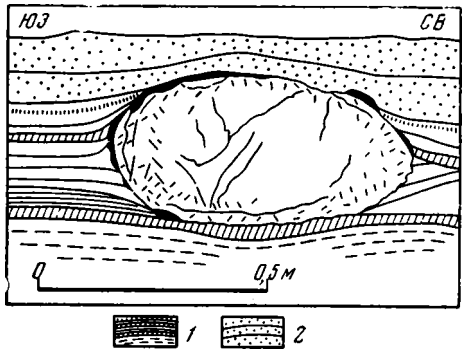
1. Руды Лан-Диллльского типа всегда подстилаются лавами, туфами или шальштейнами и часто переслаиваются с этими породами. Покрываются руды или ими же, или чистыми известняками без вулканогенного материала.

2. Сами руды часто загрязнены пепловым материалом и переходят по простиранию в железистые туфы.

3. При переходе к туфам руды становятся сильно кремнистыми, содержат прослои безрудного или слабожелезистого кремня. С удалением от контакта с туфами руды становятся менее кремнистыми, известковистыми и часто переходят в ожелезненные известняки с остатками морской фауны. Наличие кремнезема, который является обычным продуктом гидротермальных выносов, свидетельствует в пользу такого же происхождения железа. Липперт (Lippert, 1951) пишет, что в аншлифах и прозрачных шлифах кремнистой руды и кремня часто можно наблюдать великолепные гелевые структуры.

4. Руды часто содержат вулканические бомбы, отмечаемые многими авторами, но особенно подробно описанные в монографии Липперта (Lippert, 1951). Эти бомбы сложены обычно мандельштейном и по длинному диаметру

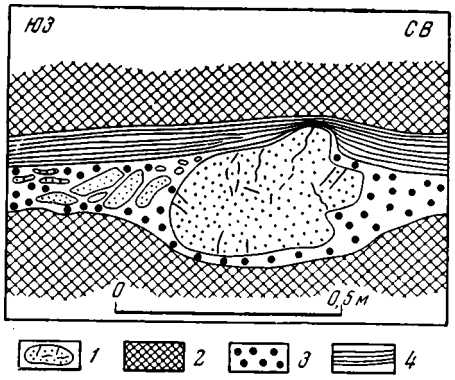
имеют размер до 60 *см*. Они вдавлены в нижележащие слойки и облекаются вышележащими слоями, что говорит о падении их в пластичный еще не затвердевший пласт (фиг. 9 и 10). Подобные бомбы не могли падать в значительном удалении от вулкана.



Фиг. 9. Мандельштейновая бомба в переслаивающихся пластах кремнистой и известковой железной руды, перекрытая слоистым туфом бухенауэрских отложений. Рудник Амали (Lippert, 1951)

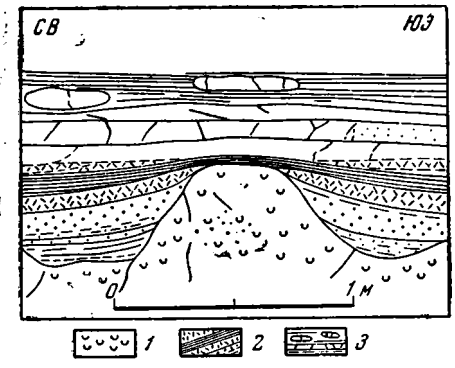
1 — кремнистая и известковая руда; *2* — слоистый туф

5. Очень часто руда залегает на неровной поверхности мандельштейна подушечной текстуры, выполняя вместе с прослойками оруденелого туфа впадины этой поверхности и прислоняясь к ее выступам (фиг. 11). Такая руда могла образоваться за счет поступления богатых железом газов или растворов через трещины в мандельштейнах.



Фиг. 10. Бомба зеленого мандельштейна на поверхности известковой руды, погруженная в грубозернистый туф и перекрытая тонкослоистым туфом, сланцем и рудой. Рудник Аманда (Lippert, 1951)

1 — мандельштейн; *2* — руда; *3* — грубозернистый туф; *4* — слоистый туф и сланцы



Фиг. 11. Мандельштейн подушечной текстуры, неровности которого выполнены рудой и туфом, перекрытыми сильно известковым туфом. Штольня Анна, рудник Кёнигсцуг (Lippert, 1951)

1 — мандельштейн; *2* — переслаивание руды и туфа; *3* — известковый туф

6. На руднике Нейе Луст в мульде Дилль можно наблюдать, как главный пласт гематитовой руды кроется диабазовым мандельштейном и как гематит вдавливается в неровности и трещины лежачего бока лавового потока. Липперт (Lippert, 1951) из этого факта делает вывод, что лава изливалась на еще не затвердевший вязко-пластичный рудный ил и что, сле-

довательно, руда отлагалась рядом с местом извержения почти одновременно с извержением.

7. В туфовых брекчиях низов франского яруса (бухенауэрские слои) на руднике Нейе Луст в мульде Дилль и в других местах кроме кусков верхнедевонских туфов диабазового состава встречаются куски среднедевонских мандельштейнов и шальштейнов, верхнедевонских известняков с остатками фауны, а также известковистых и кремнистых красных железняков. Это говорит о том, что еще до конца эпохи вулканической деятельности руда уже существовала в той минералогической форме, в которой мы наблюдаем ее сейчас.

8. В некоторых работах, особенно сводных, говорится о главной залежи руд Лан-Дилля, приуроченной к границе среднего и верхнего девона, что создает впечатление о едином выдержанном на большой площади рудном пласте, объяснить происхождение которого вулканическими эксгаляциями довольно трудно. Этот вопрос специально разбирается в работах Кегеля (Kegel, 1922, 1923) и Липперта (Lippert, 1951). Первый на основании детального изучения рудников и шахт мульды Лан, а второй на основании изучения рудников мульды Дилль приходят к выводу, что ни о каком едином пласте граничной залежи говорить нельзя. Можно говорить лишь о зоне граничных залежей, которая имеет мощность в несколько десятков, а иногда и в первые сотни метров и охватывает, судя по довольно редким остаткам ископаемой фауны, верхи живетского яруса среднего девона и низы франского яруса верхнего девона. В пределах этой зоны рудные залежи встречаются чаще и имеют бóльшую мощность, чем в других частях известняково-вулканогенной формации, но ни одна из них не представляет пласта, выдержанного в пределах всей мульды. Они представляют собой линзы, расположенные на несколько различных стратиграфических уровнях. Именно этим объясняется резкое различие пород кровли и подошвы руды на соседних рудниках, а иногда и в пределах разных выработок одного и того же рудника. Более мелкие линзообразные залежи железных руд того же типа рассеяны в мульдах Лан и Дилль по всему разрезу известняково-вулканогенной формации — вниз до эйфельского яруса и вверх до диабазов, залегающих в основании карбона.

Перечисленные факты достаточно ясно говорят о характере связей между образованием руд и вулканическими процессами. Взятые в совокупности они не оставляют сомнений в эксгаляционно-осадочном происхождении руд.

Остаются вопросы о том, в виде каких соединений выносилось железо фумаролами и гидротермами, в результате каких реакций оно оседало, какие рудные минералы являются первичными седиментационными, а какие вторичными, возникшими в диагенезе и т. д.?

Ответить на эти вопросы трудно, особенно ввиду невозможности лично изучить разнообразные руды мульд Лан и Дилль. По поводу геохимической картины образования этих руд можно лишь привести мнения различных геологов, а также некоторые соображения по этому вопросу.

Магма приблизительно на 90—95% состоит из компонентов, которые плавятся при температуре более 1000° (Шнейдерхён, 1958). Это разнообразные силикаты и окислы. Остальная часть магмы, объем которой меняется в зависимости от ее общего химического состава, представлена летучими компонентами с низкой точкой плавления и кипения. Это H_2S, HCl, HF, CO, CO_2, SiO_2, H_3BO_3, хлориды и фториды различных металлов и некоторые другие соединения. Большинство авторов считает, что в числе их на глубине присутствует и H_2O. Вследствие высокого давления в недрах земной коры эти летучие находятся в растворенном состоянии в расплаве силикатов. Вследствие высокой упругости газов и паров летучих компонентов магме свойственно высокое внутреннее давление. При понижении температуры и начале кристаллизации магмы оно все время повышается,

так как по мере выделения силикатов остаточная магма обогащается летучими веществами. Продолжающееся охлаждение приводит к процессам их кипения и дистилляции, что и служит причиной образования вулканических газов. Состав их очень разнообразен и меняется в зависимости от места выделения, от температуры, от длительности времени, прошедшего с момента извержения, от химического состава магмы и от других причин. Длительные наблюдения показывают, что содержание в вулканических газах отдельных компонентов резко меняется даже в одних и тех же фумаролах. Различные классификации вулканических эксгаляций недавно были рассмотрены С. И. Набоко (1959).

Изучение современных фумарол показывает, что железо выносится вулканическими газами преимущественно в виде хлоридов и фторидов. Эти соединения в поверхностной зоне неустойчивы и разрушаются даже от реакции с водяным паром: $2\,FeCl_3+3H_2O = F_2O_3+3HCl$.

При извержении Везувия в 1817 г. образовавшийся таким способом гематит за 10 дней заполнил трещину шириною около 90 *см* (Oftedahl, 1958). После извержения вулкана Заварицкого в 1948 г. С. И. Набоко (1959) наблюдала отложение в трещинах гематита и тридимита (SiO_2). В возгонах первых эксгаляций вулканов Ключевского и Шевелуч (Камчатка) она отмечает присутствие $FeCl_3$ (молизит) и $FeCl_2$ (лавренстит). На горячей глыбе андезита, упавшей в 1946 г. с купола Суелич, в большом количестве наблюдалось закисное железо.

Б. И. Пийп (1956) обнаружил гематит на поверхности раскаленной трещины на гребне кратера Обручева в зоне с температурой 480—600°. Рыхлые агрегаты гематита состояли из тонких кроваво-красных чешуек, покрытых тридимитом (SiO_2). С. И. Набоко (1959) считает, что образование гематита связано с прохождением идущих снизу эманаций фторидов и паров воды через раскаленную толщу кратерной насыпи по реакции: $2FeF_3+3H_2O=Fe_2O_3+6HF$.

Характер соединений, в виде которых выпадало железо, зависел от состава выделявшихся вулканических газов и от общей фациальной обстановки осадкообразования.

Офтедаль (Oftedahl, 1958) считает, что в результате подводного вулканизма в непосредственной близости от газовых выходов происходит осаждение сульфидов, окислов и карбонатов железа. Он пишет, что среди металлоносных газов, растворимых в морской воде, железо было доминирующим элементом.

В качестве примеров он приводит руды Норвежских Каледонид (район Осло) и Центральной Швеции. Пирит и магнетит этих руд являются бесспорно первично эксгаляционно-осадочными. Если эксгаляции происходили на значительной глубине, а вместе с $FeCl_3$ выделялось большое количество H_2S, то в придонных слоях воды создавалась кислая восстановительная обстановка, при которой железо выпадало в виде коллоидных сульфидов (мельниковита или гидротроилита), позднее превращающихся в пирит или марказит в зависимости от температуры и величины pH иловых вод. Оолитовые пиритовые руды, прослои которых имеются на разных месторождениях, вероятно, формировались на самых ранних стадиях диагенеза коллоидного осадка сульфидов железа.

Офтедаль (Oftedahl, 1958) указывает, что и в современную эпоху в результате подводной фумарольной деятельности на о. Вулкано (Италия) образуются пирит и магнетит, выполняющие каверны и поры. С. И. Набоко (1959) описала землистые массы мельниковит-пирита, которые образуются сейчас на сольфаторах вулкана Менделеева (о. Кунашир в Курильской дуге). Древними аналогами таких руд Шнейдерхен (1959) считает колчеданно-баритовые руды Мегген на р. Ленне в Зауэрлянде, месторождение Раммельсберг близ Гослара и месторождение Эргани-Мадер на р. Тигр в восточной Анатолии.

По диаграмме Крумбейна и Герлса видно (Krumbein, Garrels,, 1952), что при определенном значении Eh и pH железо должно осаждаться в виде сидерита. Поэтому можно думать, что в рудах Лан-Диллъских месторождений сидерит может иметь седиментационное происхождение. Судя по сводке С. И. Набоко (1959), сидерит обнаружен в числе 152 минералов современных вулканических возгонов. Его образование в рудах Рейнских сланцевых гор, вероятно, было связано с уменьшением в эксгаляциях количества сероводорода и наличием достаточного количества CO_2.

В условиях благоприятного баланса в эксгаляциях двухвалентное и трехвалентное железо при отсутствии восстановителей или окислителей может выпадать в виде первичного магнетита. Этот минерал обнаружен в современных вулканических возгонах (Пийп, 1956) и его считают первичноосадочным минералом почти все исследователи Лан-Диллъских руд.

Кегель (Kegel, 1923) наблюдал в рудной залежи южного крыла мульды Лан структуры замещения пирита магнетитом и магнетита — гематитом. Отсюда он сделал вывод, что рудный материал выпадал только в виде сульфидов, а все другие рудные минералы являются вторичными или на современном языке имеют диагенетическое и эпигенетическое происхождение. Случаи образования вторичного гематита по пириту, сидериту и магнетиту в рудных залежах Лан и Дилль, особенно в зонах выходов этих залежей на поверхность, конечно, существуют. Однако красный железняк является преобладающим рудным минералом и в глубоких шахтах. Выше отмечалось, что он уже существовал во время образования вулканических брекчий начала верхнего девона. В некоторых рудных слоях он является единственным рудным минералом и не имеет никаких реликтовых текстур или структур.

В условиях слабого поступления кислот и восстанавливающих веществ железо, вынесенное экскгаляциями, садилось в виде гематита. Обстановка его осаждения мало отличалась от нормальной морской, поскольку именно первичногематитовые руды постепенно переходят в известняки. Только красный железняк бывает сильно известковистым и содержит остатки морской бентосной фауны, которая никогда не встречается в рудах другого состава. Все это заставляет считать красный железняк первичным седиментационным минералом.

Седиментационное происхождение всего разнообразия рудных минералов месторождений типа Лан-Дилль теоретически вполне обосновано. Н. М. Страхов, характеризуя эффузивно-осадочный литогенез, пишет, что «под влиянием подводных гидротерм и эманаций локально и временно из морской воды имела место садка таких минералов, которые в условиях обычного хода осадочного процесса возникали лишь в диагенезе, при решающем влиянии разлагающегося органического вещества» (Страхов, 1960, стр. 153). Силикатные минералы железа (хлориты) в рудах типа Лан-Дилль распространены очень мало и большинством авторов не отмечаются. Там, где они имеются, их образование также происходило в условиях слабо восстановительной обстановки при одновременом выпадении из растворов окиси железа, закиси железа и кремнезема.

Одновременно с железом эксгаляциями выносится кремний. В Лан-Диллъских месторождениях в рудах встречаются прослои кремнезема, а близ подошвы кремнистость их всегда увеличивается. С. И. Набоко (1959) указывает, что трудно сказать, в каких соединениях переносится кремний. Частично он, по-видимому, поднимается к поверхности в виде хлорида ($SiCl_4$) и фторида (SiF_4). Попадая в водную среду, эти газы образуют растворы H_2SiO_3, в виде которых кремний и выносится (иногда в очень больших количествах) парами воды и термальными источниками, оседая при понижении температуры в виде опала. Замечено, что особенно велико содержание кремния в кислых (с $pH < 3$) и в щелочных (с $pH > 8$) термальных водах.

Интересно, что в отличие от ордовичских руд Европы, образование которых также было связано с вулканической деятельностью, в рудах Лан-Дилль слабо развиты оолитовые структуры. Кроме упоминавшихся выше прослоев оолитовой пиритовой руды, на некоторых месторождениях изредка встречаются прослои оолитовых гематитовых руд. Они, вероятно, являются продуктом окисления гематитово-хлоритовых руд.

Причины слабого развития оолитовых структур в рудах Лан-Дилля требуют специального исследования. По-видимому, они каким-то образом связаны с большой близостью мест формирования рудных залежей к центрам извержения. Во всяком случе по мере удаления от них, за пределами распространения вулканических пород в западной части Гессенского синклинория, в мульдах Прюм и Зеттених среди мелководных известняковых фаций появляются небольшие прослои оолитовых красных железняков. Они лежат на границе среднего и верхнего девона, то есть как раз на том стратиграфическом уровне, что и зона граничных залежей мульд Лан и Дилль. В отложениях того же возраста ближе к бортам синклинория руды отсутствуют. Все это позволяет рассматривать их как наиболее удаленную от вулканических центров фацию эксгаляционно-осадочных железных руд.

О РАСПРОСТРАНЕНИИ ИЗВЕСТНЯКОВО-ВУЛКАНОГЕННОЙ РУДОНОСНОЙ ФОРМАЦИИ

Формации можно выделять только в том случае, если определенный парагенез пород, обусловленный особенностями геологического развития, распространен на достаточно большой площади и повторяется в разных местах (иногда на различных стратиграфических интервалах), сохраняя все свои характерные черты.

Известняково-вулканогенная формация удовлетворяет всем этим требованиям. В Рейнских сланцевых горах она распространена на сравнительно небольшой площади. Однако она хорошо прослеживается в Гарце, в Тюрингии и в Восточных Судетах. Общее протяжение ее в девоне вдоль северной окраины европейских герцинид составляет не менее 650 *км*. Рейнские сланцевые горы — наиболее изученный район ее распространения — был выбран как пример для описания этой формации.

Типично представлена известняково-вулканогенная формация в Гарце. Гарц — это небольшой горный массив на междуречье Эльбы и Везера, вытянутый с северо-запада на юго-восток и со всех сторон окруженный пермскими и более молодыми осадками платформенного чехла. Его протяжение около 75 *км*, а ширина около 40 *км*.

Общее простирание массива и его геоморфология обусловлены молодыми разломами, которые секут простирания древних палеозойских структур. Последние, как и в Рейнских сланцевых горах, ориентированы почти в широтном направлении. В Гарце прослеживается продолжение структур Рейнских сланцевых гор со всеми особенностями их разреза и истории их развития. Так, синклинорий Зауэрлянда имеет продолжение в Верхнем Гарце, а Гессенский синклинорий — в Нижнем Гарце. Средняя часть Гарца, сложенная наиболее древними породами, является структурным продолжением антиклинория Зигерлянда. Гарц не испытал интенсивного погружения в нижнем девоне. Низы этой системы здесь вообще отсутствуют и кобленцкий ярус лежит прямо на силуре. Гарц и Рейнские сланцевые горы в более позднее время развивались почти одинаково.

Средний и верхний девон распространен в Гарце на сравнительно небольших площадях. Здесь наблюдается то же разнообразие фаций, как и в Лан-Дилльском районе. В Гарце так же преобладают известняки, а другие осадочные породы известковисты, встречаются кератофиры, диабазы и шальштейны.

Имеющиеся различия очень невелики. Накопление лав и шальштейнов в Гарце прекратилось раньше, чем в районе Лан-Дилль, и верхи живетского яруса представлены уже известняками. В связи с этим и главная зона рудных залежей лежит несколько ниже границы среднего и верхнего девона — внутри живетского яруса. Покровные диабазы в Гарце более мощны и соответствуют значительной части нижнего турне. Они состоят из серии покровов, разделенных зелеными глинистыми сланцами и плитчатыми алевролитами с прослоями граувакк. Различны и мощности формации. Если в Лан-Дилльском районе она достигает 3000—3500 *м*, то в Верхнем Гарце мощность среднего и верхнего девона часто сокращается до 450—500 *м* (Stille, 1929). В Нижнем Гарце мощность формации больше, но все же не достигает ее мощностей в Рейнских сланцевых горах. Сходство формации в обоих районах подчеркивается и близостью характера оруденения. Руды Гарца имеют тот же состав и генезис, что и руды в мульдах Лан и Дилль. Они всегда пространственно связаны с вулканогенными породами. Главные рудные залежи в середине живетского яруса лежат между кератофирами или шальштейнами и стрингоцефаловым известняком. Менее значительные залежи приурочены к другим частям формации, в том числе они имеются на покровных диабазах основания карбона (Hesemann, 1927).

Наиболее известны месторождения седловины Бюхенберг, севернее Эльбингероде, к востоку от Броканского массива гранитов. Рудные линзы длиною до 4 *км* сложены гематитом и магнетитом. Мощность чистой руды в рудниках Грефенхобенберг и Ротенберг не превышает 1,4 *м*. Однако большое количество окислов железа содержится в известняках и шальштейнах, так что общая мощность оруденелой зоны достигает 40 *м*.

В седловине Браунс-Зумф, севернее Хюттенроде, рудные линзы обычно имеют в длину 1—2 *км*, но иногда протягиваются и на 4 *км*. Мощность руды, представленной чередованием прослоев гематита и магнетита, достигает 6,25 *м*.

Небольшие залежи руды имеются и в Верхнем Гарце, к северо-западу от Брокена, в районе «Верхнегарцской девонской гряды». В этом районе вблизи от позднепалеозойских гранитов Брокенского массива наблюдается метаморфизм руд и развитие по гематиту крупнокристаллического вторичного магнетита. Кроме того, интересно появление в рудах волластонита — силиката кальция, который возникает при воздействии на кальций химически активного кремнезема.

В химическом отношении для руд Гарца характерно постоянное высокое содержание CaO. В гематитовых рудах его количество колеблется от 12 до 20%, а местами поднимается до 30%. В магнетитовых рудах оно снижается до 0,8—6,3%.

Количество железа в рудах изменяется от 30 до 55%. Содержание кремнезема крайне изменчиво — от долей процента до 18—22%.

Известняково-вулканогенная формация развита также в Тюрингии.

Складчатый палеозойский массив Тюрингии расположен в 300—350 *км* к юго-востоку от Гарца, на северо-западной окраине большой Богемской или Молданубской глыбы докембрия. На юго-западе по системе разломов он граничит с мезозойскими отложениями платформенного чехла, на северо-западе — постепенно погружается под такой же чехол, а на северо-востоке — переходит в складчатые сооружения Саксонии и Западных Судет. Тюрингия относится к внутренней южной зоне европейских герцинид, геологическая история которых в палеозое резко отличалась от геологической истории Рейнских сланцевых гор и Гарца. В результате каледонской складчатости силур здесь развит слабо, а нижний девон отсутствует. Средний девон часто лежит на ордовике, кембрие или на метаморфических слюдяных сланцах. Однако известняково-вулканогенная формация развита и здесь в среднем и верхнем девоне. В базальной трансгрессивной серии среднего девона лежат мелководные темные песчано-известковые глинис-

тые сланцы с кораллами, брахиоподами и другой бентоносной фауной, а выше по разрезу появляются глубоководные фации среднего девона: тентакулитовые сланцы с богатой фауной птеропод и остракод и редкими брахиоподами.

В среднедевонских слоях встречаются секущие и пластовые жилы диабаза и палеопикрита, но интенсивная вулканическая деятельность началась позднее, чем на севере,— с верхнего девона. Основание верхнего девона в Тюрингии сложено диабазами, диабазовыми туфами, туфобрекчиями и шальштейнами с прослоями и линзами известняков. Общая мощность той части формации, в которой преобладают вулканические породы, немного более 100 *м*. В фаменском ярусе развиты уже главным образом осадочные породы, разнообразные по фациям. Преобладают различные известняки, залегающие линзовидно в известковистых пестрых сланцах. Однако в некоторых зонах фамена развита характерная для описываемой формации глубоководная фация глинистых сланцев с тентакулитами и остракодами.

Вулканические породы, встречающиеся до фаменского яруса, вверх по разрезу резко уменьшаются в количестве. Покровный диабаз на границе с карбоном отсутствует. Времени его излияния в Тюрингии соответствует небольшой перерыв в накоплении осадков, выше которого лежит кульмская формация нижнего карбона с кремнисто-фосфоритовым слоем в основании.

Железные руды Лан-Диллъского типа в связи с иным, чем в Рейнских сланцевых горах, временем максимума вулканизма залегают в Тюрингии линзами в средней части франского яруса и отчасти в его основании. Они лежат на мандельштейновых диабазах или шальштейнах, а кроются этими же породами или известняками. Мощность рудных линз достигает 2 *м*, но по простиранию они быстро выклиниваются. Кроме гематита и магнетита, в рудах значительно развит пирит.

Содержание железа в среднем 32—35%, но иногда достигает 50%. Содержание фосфора очень мало и колеблется от 0,03 до 0,32%.

Наиболее известные выходы девонских эксгаляционно-осадочных руд Тюрингии расположены во Франкенвальде, у Штебена и Штадтштейнаха, и в районе Перлица, севернее Шлейца.

Крайним на востоке районом распространения известняково-вулканогенной формации являются Восточные Судеты, близ польско-чехословацкой границы в долине р. Мархa. Большая часть Восточных Судет сложена додевонскими кристаллическими породами. Девон появляется только на самой их юго-восточной окраине в виде двух меридионально вытянутых полос. Известняково-вулканогенная формация типично развита только в северной из них. Здесь низы нижнего девона отсутствуют. На древних породах трансгрессивно лежит кобленцкий ярус, представленный в основании конгломератами, а выше — мелководными терригенными осадочными породами. Средний девон начинается диабазами, выше которых залегают диабаз-порфириты, а затем мандельштейновые брекчии. Еще выше лежат шальштейны и, наконец, крупнокристаллические разноцветные известняки с гониатитами, криноидеями, строматопорами, кораллами и брахиоподами. В других разрезах верхи среднего девона сложены темными битуминозными известняками или более глубоководными глинистыми сланцами, часто превращенными в филлиты.

Верхний девон Восточных Судет сложен преимущественно мелководными известняками. Вулканические породы в нем отсутствуют и в состав вулканогенно-известняковой формации верхний девон не входит.

В среднем девоне Восточных Судет имеется довольно много месторождений железных руд Лан-Диллъского типа. Восточнее долины р. Мархa прослеживается четыре полосы руды. Наиболее западная из них, у Полейпа, тянется на 117 *м*. Три линзы магнетита имеют мощность от 1 до 4 *м* и

залегают внутри диабазовых туфов. Восточнее, по линии от Миделя к Шторцендорфу, лежит серия линз гематита с примесью магнетита. Длина их варьирует от 250 до 750 *м*, а мощность — от 2 до 4,5 *м*, но местами увеличивается до 16 *м*. Руда содержит 49—53% железа, от 5 до 20% кремнезема и от 0,03 до 0,24% фосфора.

Еще восточнее, в хлоритово-известковых диабазовых туфах основания среднего девона, проходит полоса линз гематита с примесью магнетита. Линзы эти короткие (до 210 *м*), но с раздувами до 8 *м*.

Четвертая полоса у Бенниша представляет собою пласт оруденелого криноидного известняка, залегающего между шальштейном внизу и тентакулитовым сланцем вверху. Известняк местами переходит в руду, состоящую из магнетита, кремнистого гематита, тюрингита и «моравита» (разновидность железистого хлорита). Мощность руды — от 2 до 6 *м*.

Интересно, что в более южных выходах среднего девона у Брно, где он представлен только осадочными породами, железных руд нет. Отсутствуют они и в девоне Баррандовой мульды на территории Чехии. Это подчеркивает генетическую связь руд с подводным вулканизмом в областях отложения преимущественно известняковых осадков.

Таким образом, стратиграфический объем известняково-вулканогенной рудоносной формации от района к району несколько меняется. На юго-востоке Рейнских сланцевых гор она охватывает средний девон, верхний девон и переходные к карбону этренские слои. В Гарце верхняя граница формации поднимается и она охватывает нижнюю половину турнейского яруса. На юг и юго-восток от Гарца объем формации сокращается. В Тюрингии она охватывает средний и верхний девон без низов карбона, а в Восточных Судетах только средний девон.

В соответствии с изменением объема формации меняется стратиграфический интервал залегания рудных горизонтов.

Известняково-вулканогенная рудоносная формация среднего палеозоя в герцинидах Центральной Европы представляла собою геологическое тело большого протяжения, изменчивой мощности и изменчивого стратиграфического объема. В результате последующей складчатости и эрозии от этого ранее сплошного тела геологической формации остались отдельные разобщенные участки, которые и наблюдаются сейчас на юго-востоке Рейнских сланцевых гор, в Гарце, в Тюрингии и в Восточных Судетах.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ РУДОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЕВРОПЫ

В предыдущих работах (Формозова, 1960, 1962) мною была описана кремнисто-сланцевая вулканогенная эвгеосинклинальная формация, с которой связаны осадочные железные руды в ордовике Чехии, Северного Уэльса, Северо-Западной Франции и Португалии. За пределами Европы месторождения, связанные с этой формацией, имеются в ордовике Нью-Фаундленда и в Новой Шотландии, а в позднем докембрии — на п-ове Лабрадор и в других местах.

При анализе фациальных и палеогеографических условий образования этих руд оказалось, что они отлагались на различных, в том числе очень больших расстояниях от берега и часто на больших глубинах. Они всегда находятся в пространственной связи с продуктами подводного основного вулканизма: лавами, туфами и туфобрекчиями диабазового и базальтового состава. Руды этой формации часто сопровождаются граувакковым или аркозовым терригенным материалом, что говорит об отсутствии в эпоху их отложения на прилегающей суше процессов интенсивного выветривания.

Очевидно, что эти руды, как и руды Лан-Диллъского типа, образовались эксгаляционно-осадочным путем. Многие особенности минералогического

и химического состава руд дают дополнительные доказательства такого происхождения. Тем не менее, несмотря на близость генезиса, руды и содержащие их вулканогенно-осадочные формации в ордовике и в девоне Европы совершенно различны.

Главной особенностью рудоносной кремнисто-сланцевой формации ордовика является полное отсутствие известняков, доломитов, мергелей и каких-либо других пород с известковым цементом или примесью кальцита. Известняки отсутствуют в этой формации даже в тех случаях, когда ее мощность достигает 2000—2500 *м*. Они появляются в выше- и нижележащей или в соседней формациях, образование которых происходило в совершенно других условиях.

Осадочные породы ордовикской формации представлены темными глинистыми и кремнистыми сланцами, иногда темными алевролитами, песчаниками и граувакками. Среди них широко распространены кремнистые породы: яшмы, джеспиллиты, фтаниты, сланцы с кремнистыми прослоями и конкрециями.

Совершенно иной облик имеют породы девонской рудоносной формации. В ее мелководных и глубоководных фациях развиты преимущественно известняки, а сланцы или песчаники всегда содержат прослои известняков или кальцитовый цемент. Кальцита в породах формации настолько много, что даже вулканические туфы в большинстве случаев превращены в оригинальные богатые известью шальштейны. Даже лавы содержат значительное количество выделений кальцита. Кремнистые же породы распространены мало. Прослои кремнистых сланцев и лидитов встречаются лишь на небольшой площади и имеют небольшую мощность. В этом заключается основное различие двух вулканогенных формаций. В период накопления отложений кремнисто-сланцевой вулканогенной формации ордовика состав вод бассейнов и придонных слоев воды, вероятно, был более кислым, а в период накопления отложений известняково-вулканогенной формации девона — более щелочным.

Можно предполагать, что это коренное различие было обусловлено главным образом масштабом вулканической деятельности. При формировании рудоносной формации нижнего палеозоя он был гораздо более значительным. Диабазы и спилиты слагают в рудоносных районах или по соседству с ними толщи мощностью во многие сотни и первые тысячи метров, распространенные на протяжении сотен километров.

В девонской рудоносной известняково-вулканогенной формации много эксплозивного материала, в большей или меньшей степени смешанного с органогенным, терригенным и хемогенным материалом. Излияния же лав сравнительно невелики. Точные подсчеты в литературе отсутствуют, но, судя по имеющимся описаниям разрезов, лавы составляют не более 10—15% объема формации. Очевидно, и вулканические эксгаляции при образовании этой формации были менее значительными, чем при образовании ордовикских вулканогенных толщ.

В рудоносном девоне Центральной Европы эксгаляции не создавали устойчивой кислой реакции придонных слоев воды, не подавляли карбонатного осадкообразования. В силу этого основного различия рудоносные вулканогенно-осадочные геосинклинальные толщи нижнего и среднего палеозоя Европы должны быть отнесены не только к разным формациям, но и к разным рядам формаций. Рудоносные толщи ордовика входят в вулканогенно-кремнистый ряд формаций, выделенный Н. С. Шатским (1954). Девонские же рудоносные толщи Рейнских сланцевых гор, Гарца, Тюрингии и Судет входят в другой вулканогенно-известковый ряд, формаций.

Характер вулканических пород в сравниваемых формациях был несколько различен. В рудоносной формации ордовика господствуют основные породы нормального ряда. В рудоносной формации девона основные

и средние породы присутствуют приблизительно в равных количествах, причем часто отличаются повышенным содержанием Na_2O (кератофиры и щелочные диабазы). Встречаются и другие породы — оливиновые диабазы, палеопикриты,— но в резко подчиненных количествах.

Различие формаций сказывается в распространении рудных залежей, в структуре и в составе руд.

В породах ордовика руды иногда залегают на диабазах и переходят по простиранию в вулканические туфы (комаровские слои Чехии), но чаще располагаются в некотором удалении от вулканических пород. Последние залегают иногда в соседней фациальной зоне той же формации, так что в разрезе самого месторождения вулканических пород может и не быть. Подошвой и кровлей руды чаще являются терригенные, а не вулканические породы.

В отложениях девона руды всегда лежат на породах вулканического происхождения, а часто и покрываются ими. Отсюда можно сделать вывод, что в ордовичской кремнисто-сланцевой вулканогенной формации отложение руд происходило в некотором удалении от центров извержений, а в девонской известняково-вулканогенной формации непосредственно около них. Этот вывод хорошо увязывается с предположением о различном характере химизма придонных вод бассейна, о котором говорилось ранее.

Структура и текстура руд в ордовике почти всегда или в большинстве случаев оолитовая. В девоне, наоборот, оолитовые руды редки, а обычны массивные или полосчатые руды. Вероятно, это может быть объяснено преобладающей ролью диагенетических процессов при формировании ордовичских рудных залежей. В девоне же при образовании руд определяющая роль принадлежала хемогенной седиментации.

В первичном минералогическом составе руд кремнисто-сланцевой формации ордовика преобладают хлориты. Уменьшение их значения наблюдается только в рудах, подвергшихся процессам выветривания или метаморфизма. Магнетит вне зон метаморфизма в рудах этой формации не встречается. С хлоритами ассоциируют гематит, пирит и сидерит.

В рудах известняково-вулканогенной формации девона хлоритов очень мало, а иногда они вообще отсутствуют. Ведущими рудными минералами являются гематит и магнетит, которым приписывается первичноседиментационное происхождение. Сульфиды железа местами очень обильны, но сидерит распространен в небольших количествах. Различен и химический состав руд.

В рудах ордовика содержание CaO не превышает 4%, а обычно равно 0,5—2%, причем окись кальция связана главным образом с P_2O_5. Кальцит практически отсутствует. Поэтому руды ордовика никогда не бывают самоплавкими, а руды девона, наоборот, часто содержат значительные количества $CaCO_3$ (до 30%) и переходят в ожелезненные известняки. Среди них широко распространены самоплавкие разности руд. Кроме того, они беднее фосфором, чем руды ордовика.

Объяснить различие двух сравниваемых формаций и связанных с ними руд (табл. 2) можно только при помощи гипотезы. При ее построении надо учитывать, что руды такого типа, как залегающие в ордовике Европы, нигде в мире не поднимаются по разрезу выше низов силура. Руды же Лан-Дилльского типа еще ни разу не были встречены в нижнем палеозое. Следовательно, приходится предположить качественное изменение эксгаляционно-осадочного процесса в истории Земли.

По-видимому, в эвгеосинклиналях позднего докембрия и нижнего палеозоя этот процесс был очень мощным. В зонах подводного основного вулканизма в придонные слои воды поступали огромные количества CO_2, растворенного SiO_2, $FeCl_3$, FeF_3, а также, вероятно, HCl и H_2S. Это обычные эксгаляции фумарол, но соотношения между ними и их общее

Таблица 2

Сравнение осадочно-вулканогенных формаций нижнего и среднего палеозоя и связанных с ними эксгаляционно-осадочных железных руд

Сравниваемые признаки	Кремнисто-сланцевая вулканогенная формация нижнего палеозоя	Известняково-вулканогенная формация среднего палеозоя
Характер осадочных пород формации	Темные тонкослоистые бескарбонатные сланцы. Обилие кремнистых пород. Полное отсутствие известняков	Преобладание известняков во всех фациях. Карбонатность почти всех терригенных пород. Слабое развитие кремнистых пород
Характер вулканических пород	Преимущественно основные лавы, туфы, туфобрекчии	Основные и средние преимущественно щелочные туфы, туфобрекчии и лавы. Широкое распространение известковых туфов — шальштейнов
Масштаб вулканической деятельности	Очень велик. Вулканические породы составляют основную часть формации. Преобладают лавы	Значительно меньший. Осадочных пород больше, чем вулканических. Преобладают туфы
Отношение руд к вулканическим породам	Руды залегают иногда на лавах и туфах, но чаще лежат на расстоянии нескольких километров от вулканических пород или фациально в них переходят	Руды всегда залегают только на вулканических породах и часто ими же перекрываются
Структура и минералогический состав руд	Оолитовые руды, в которых из первичных минералов преобладают железистые хлориты. Магнетит обычно вторичный. Многочисленны фосфоритовые конкреции. Кальцитовый цемент отсутствует	Обычно массивные, полосчатые руды. Оолитовые структуры редки. Хлориты почти отсутствуют. Преобладают первичные осадочные гематит, магнетит и сульфиды железа. В руде много кальцита
Особенности химического состава руд	Руды содержат обычно около 2% CaO, связанного не с CO_2, а с P_2O_5	Руды содержат различные, но чаще большие количества CaO, связанного с CO_2

отношение к массе лав и туфов могли быть иными, чем в более поздние эпохи и чем в современную эпоху.

Обилие подводных эксгаляций определяло слабокислый характер придонных слоев воды, препятствовало садке карбонатов, вызывало в больших масштабах осаждение хемогенного кремнезема и обусловило известную подвижность растворов, содержащих железо. Выпадение его в осадок не всегда происходило у выхода фумарол, а иногда на некотором расстоянии от них. Часть железа выпадала в форме окислов, а часть восстанавливалось органическим веществом или H_2S и вместе с растворенным кремнеземом образовывало золи, а потом и гели состава железистых хлоритов. Присутствие в осадке разнозаряженных гелей окислов железа и железистых хлоритов приводило к образованию оолитовых структур.

В среднем палеозое наблюдалась другая картина. В эвгеосинклиналях накапливались толщи подводных основных эффузивов, не менее мощные, чем в нижнем палеозое (например на восточном склоне Урала). Однако ни среди них, ни на их периферии никогда не наблюдались месторождения оолитовых железных руд, подобных ордовичским. Не приурочены они и к зеленокаменным толщам еще более молодого возраста. Значит, в конце нижнего или начале среднего палеозоя, примерно со времени каледонской орогении в механизме эксгаляционно-осадочного процесса что-то изменилось.

Можно предполагать, что при подводных эксгаляциях, сопровождающих основной вулканизм, железо стало выноситься в меньших количествах. При той же палеогеографической обстановке, которая была характерна для нижнепалеозойской формации, оно уже не образовывало рудных концентраций, а рассеивалось в толще вулканогенных и терригенных пород.

Иная обстановка создалась там, где подводный основной и средний вулканизм протекал на фоне карбонатного осадконакопления, не подавленного масштабами кислых эксгаляций. В условиях щелочной среды придонных слоев воды все вынесенное фумаролами и гидротермами железо садилось сразу же у своего выхода на морское дно и образовывало значительные рудные концентрации, не рассеиваясь в толще других пород.

Можно предположить, что состав подводных эксгаляций в эту эпоху в зонах рудообразования был иной, чем в нижнем палеозое — CO_2 и SiO_2 явно выносились в меньших количествах, а H_2S в больших. В зависимости от величины сопутствующего выделения H_2S железо садилось то в виде гематита, то в виде магнетита, то в виде сульфидов железа.

Относительно небольшое количество выделявшегося кремнезема и быстрота осаждения железа препятствовали широкому образованию железистых хлоритов. Сидерит возникал лишь местами.

Таким образом, эксгаляционно-осадочное образование железных руд в нижнем палеозое Европы было свойственно одной осадочно-вулканогенной геосинклинальной формации (кремнисто-сланцевой), а в среднем палеозое в связи с общим изменением вулканогенно-осадочного процесса перешло в другую (известняковую) формацию. При этом несколько изменились структура, минералогический и химический состав руд.

ЛИТЕРАТУРА

Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. Пер. с нем. М., ОНТИ, 1937.

Бубнов С. Н. Геология Европы, т. 2, ч. 1. Пер. с нем. Л.—М., Гос. изд-во геол.-развед. и геодез. лит-ры, 1935.

Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1960.

Жинью М. Стратиграфическая геология. Пер. с франц. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.

Зеленов К. К. О выносе растворенного железе в Охотское море гидротермами вулкана Эбеко (о. Парамушир).— Докл. АН СССР, 1958, 120, № 5.

Зеленов К. К. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 8.

Карпинский А. П. О происхождении накоплений плавикового шпата в отложениях московского яруса каменноугольной системы и о некоторых других геологических явлениях. Изв. АН СССР, серия 6, 1915, 9, № 15.

Лайель Ч. Основные начала геологии, т. 1—2. Пер. с англ. М., 1866.

Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1959, вып. 16.

Орлов Н. А., Успенский В. А. Минералогия каустобиолитов. Изд-во АН СССР, 1936.

Пейве А. В. Тектоника северо-уральского бокситового пояса. Мат-лы к познанию геол. строения СССР, вып. 4/8. Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1947.

Пейве А. В., Штрейс Н. А. О новой теории генезиса бокситов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.

Пейве А. В., Штрейс Н. А. О морских палеозойских бокситах Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2.

Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1956, вып. 11.

Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 73, геол. серия (№ 22).

Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. вторая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 5.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд-во АН СССР, 1960.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.

Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд.

В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых» т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.

Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии. В кн.: «Осадочные руды железа и марганца (опыт формационного и геохимического анализа)». Изд-во АН СССР, 1962. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 70).

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала.— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1960, № 2.

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 37.

Чураков А. Н. Русская платформа и окаймляющие ее щелочные породы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 1.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1955.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.

Шнейдерхен Г. Явления конвергенции магматических и осадочных месторождений. В кн.: «Рудные регенерированные месторождения». Изд-во иностр. лит-ры, 1957.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Пер. с нем. Изд-во иностр. лит-ры. 1958.

Ahlburg J. Geologische Beziehungen zwischen den Eisenerzlagerstätten des Siegerlandes und des Lahn-Dillgebietes.—Z. prakt. Geol., 1911, 19, N 4.

Ahlburg J. Über die Eisenerze und Eisen-Manganerze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen.— Z. prakt. Geol., 1917, 25, N 2, 3.

Ahlburg J. Über die Verbreitung des Silurs, Herzyns und rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen rheinischen Gebirge. Berlin, 1919.

Beck R. Lehre von den Erzlagerstätten. 2 Aufl. Berlin, 1903.

Berg G. Plutonische und vulkanische Typen der Erzlagerstätten.-Sitzber. Preuss. geol. Landesanstalt., 1929, H. 4.

Brauns R. Der oberdevonische Deckdiabes, Diabasbomben, Schalstein und Eisenerz.— N. J. Min., Geol. u. Paleontol., 1906, Beilage-Bd. 21.

Buch L. Physikalische Beschreibung der Canarischen Inseln. Berlin, 1825.

Cissartz A. Mineralogisch-mikroskopische Untersuchung der Erze und Nebengesteine des Roteisenlagers der Grube Maria bei Braunfels.— Mitt. Kaiser-Wilhelm-Instit. Eisenforschung. Düsseldorf, 1924, 5.

Denckewitz R. Verbandsverhältnissee und Gefügeanalyse von Erz und Nebengestein des Eisensteinverkommens Lindenberg in der südwestlichen Lahnmulde. Autorreferat. z. Vortrag vor d. Dtsch. Geol. Ges. Wisbaden, 1950.

Doss B. Melnikowit, ein neues Eisenbisulfid und seine Bedeutung für die Genesis der Kieslagerstätten.— Z. prakt. Geol., 1912, Jg. 20.

Hesemann I. Die devonische Eisenerze des Mittelharzes.— Abhandl. prakt. Geol. und Bergwirtschaftslehre, Halle, 1927, 10.

Kayser E. Geologische Karte von Preussen 1 : 25 000 Zfg. 101, Bl. Dillenburg, Oberscheld, Harborn, Ballersbach, mit Erläuterungen. Berlin, 1907.

Kegel W. Abriss der Geologie der Lahnmulde.— Abhandl. Preuss. geol. Landesanst., n. F., 1922, H. 86.

Kegel W. Zur Kenntnis der devonischen Eisenerzlager in der südlichen Lahnmulde.— Z. prakt. Geol., 1923, 31.

Kegel W. Über den Diabas Vulkanismus in Lahn-Dill-Gebiet.-Jahrb. Preuss. geol. Landesanst., 1932, 1933, 53.

Kegel W. 1. Geologie der Dillmulde.— Abhandl. Preuss. geol. Landesanst., n. F., 1934, 160.

Kegel W. 2. Die geologischen Grundlagen des Roteisensteinbergbaus im Dillgebiet.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1934, 86.

Krekler F. Geologische Untersuchungen in der nördlichen Lahnmulde. Ber. Oberhess. Ges. Natur.-und Heilkunde Glessen, 1928, 12.

Krumbein W., Garrels R. M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potential.—J. Geol., 1952, 60, N 1.

Lehmann E. Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnumlde. Wetzlar, 1941.

Lehmann E. Über die Genesis der Eisenerzlagerstätten von Lahntypus.— Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen, 1949, 2.

Lippert H. Zur Gesteins Lagerstättenbildungs in Roteisenstein-Gruben des ostlichen Dill-Gebietes. Abhandl. Senckenberg. naturforsch. Ges., 1951, N 485.

Loewe L. Vorkommen von Anthrazit in nassauischen Roteisenstein.—Z. prakt. Geol., 1900.

Lossen K. A. 1. Das Vorkommen devonischen albithaltiger Eruptivgesteine in dem Gebiet der Elbingeroder Mulde.—Z. Dtsch. geol. Ges., 1882, 34.
Lossen K. A. 2. Zugehörigkeit eines Teils der von Gümbel als Keratophyr beschreibenen Gesteine aus der Umbegung von Hof. zu den Albit-beziehungsweise Mikroperthitührenden palaeozoischen Eruptivgesteinen.—Z. Dtsch. geol. Ges., 1882, 34.
Lossen K. A. Übersicht über die Eruptivgesteine in Harz.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1883, 35.
Michels F. Das Roteisenerzvorkommen der Grube «Neue Lust» bei Nanzenbach.— Senckenbergiana, 1921, 3.
Michels F. Die Gaudernbacher Schichten. Ein Beitrag zur Geologie der Lahnmulde.— Jahrb. Preuss. geol. Landesanst., 1925, 44.
Niggli P. Probleme der magmatischen Differentiation.— Chemie Erde, 1914, 1.
Niggli P. Die leitfluchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig, 1920.
Niggli P. Das Magma und seine Produkte. Bd. I. Leipzig, 1937.
Oftedahl C. A theory of exhalative-sedimentary ores.—Geol. fören. i Stokholm, förhandl., 1958, 80, H. 1, N 492.
Richter H. Beitrag zur geologischen Kenntnis der Lahn-Dill-Mulde mit besonderer Berücksichtigung der Diabase Schalsteine und Roteisensteine.— Internat. Bergwirt schaft und Bergtechnik, 1930, 23.
Schneiderhöhn H. Bildungsgesetze eruptiver Erzlagerstätten und Beziehungenzwischen den Metallprovinzen und den Eruptivgesteinsprovinzen der Erde.— Metall und Erz, 1925, 22.
Stille H. Die subvaristische Vortiefe.— Z. Dtsch. geol. Gesellsch., 1929.
Stützel H. Die Erze der Grube Theodor bei Aumenau und ihr Verhlätnis zum Nebengestein.— N. J. Min., Geol., Paleontol., 1933, Beilage-Bd. 67, Abt. A.
Van Hise C. R., Leith C. K. The geology of the Lake Superior region.— U. S. Geol. Surv. Monograph, 1911, 52.
Wedekind R. Das Mitteldevon der Eifel, eine biostratigraphische Studie.— T. I. Ges., Beförd gesamt. Naturwiss. Marburg, 1924, 14, H. 3.
Wemmer M. Erzlägerstättenkarte der Eifel mit Ausschluss der näheren Umgebung von Aachen. Münster, 1909.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

(Труды, выпуск 81, 1963)

Е. А. СОКОЛОВА

О МАРГАНЦЕНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ КАЛИФОРНИЙСКОГО ТИПА

Осадочные формации — это естественные комплексы пород или литологических фаций, которые парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности. Формации представляют собой закономерно повторяющиеся в пространстве и во времени естественные сообщества пород. Именно эта повторяемость и отличает формации от свит и наглядно показывает, что мы имеем дело не со случайными наборами пород, а с их парагенетическими ассоциациями.

Н. С. Шатский (1954, 1960) неоднократно указывал, что сравнительное изучение материала лежит в основе формационного анализа. Только таким путем можно подойти к выделению формационных типов, отличить главные члены парагенезов от второстепенных, решить вопрос о форме и ограничении формаций как тел, и, наконец, наметить формационные ряды.

В настоящей работе мы пытаемся сравнительным путем обосновать выделение одного из типов геосинклинальных марганценосных формаций, а также с позиций формационного анализа подойти к решению вопроса об источнике рудного вещества, концентрирующегося в данных ассоциациях пород.

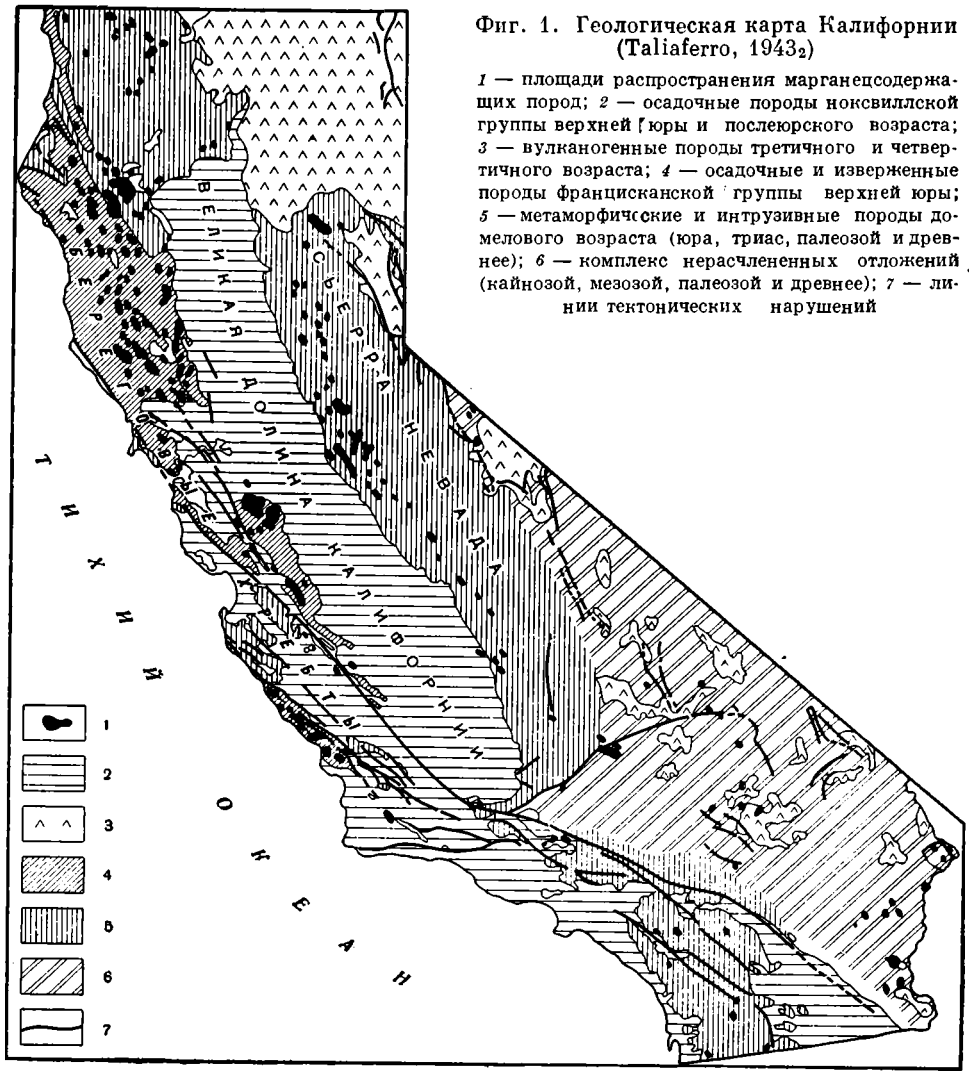
Тип формаций, о котором пойдет речь, мы называем «калифорнийским», по марганценосным формациям штата Калифорния в США, которые в силу своей хорошей изученности могут рассматриваться как эталонные.

Ниже приводится описание нескольких конкретных формаций калифорнийского типа.

МАРГАНЦЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ШТАТА КАЛИФОРНИЯ, США

В Калифорнии известны две крупные марганцеворудные провинции провинция Береговых хребтов и провинция Сьерра-Невада (фиг. 1) В провинции Береговых хребтов залежи марганцевых руд ассоциируют с отложениями верхнеюрского (по Талиаферро) возраста, в провинции Сьерра-Невада — с двумя разновозрастными комплексами пород, отвечающими группам Калаверас (палеозой) и Амадор (юра).

Районы Береговых хребтов и Сьерра-Невада принадлежат к принципиально различным в тектоническом отношении областям. Формирование марганценосного эвгеосинклинального комплекса Береговых хребтов происходило в то время, когда Сьерра-Невада уже обособилась как складчатая область (мезозоиды) (Кинг, 1961). В то же время работами Талиаферро (Taliaferro, $1943_{1,2}$) убедительно показано, что по веществен-



Фиг. 1. Геологическая карта Калифорнии (Taliaferro, 1943_2)

1 — площади распространения марганецсодержащих пород; *2* — осадочные породы ноксвиллской группы верхней юры и послеюрского возраста; *3* — вулканогенные породы третичного и четвертичного возраста; *4* — осадочные и изверженные породы францисканской группы верхней юры; *5* — метаморфические и интрузивные породы домелового возраста (юра, триас, палеозой и древнее); *6* — комплекс нерасчлененных отложений (кайнозой, мезозой, палеозой и древнее); *7* — линии тектонических нарушений

ному составу рудовмещающие комплексы рассматриваемых провинций очень близки и что они отличаются друг от друга не столько характером слагающих ассоциаций пород, сколько степенью метаморфизма последних. Все породы в провинции Сьерра-Невада метаморфизованы гораздо интенсивней, чем идентичные им в литологическом отношении образования Береговых хребтов. Мы ограничиваемся характеристикой провинции Береговых хребтов, тем более, что именно к ней приурочены наиболее крупные рудопроявления штата.

Провинция Береговых хребтов вытянута вдоль Тихоокеанского побережья Калифорнии в виде полосы длиной 880 *км*, шириной 112 *км*. Все марганцеворудные проявления Береговых хребтов связаны с отложениями верхнеюрского возраста (титон), которые объединяются во Франциscан-Ноксвиллскую группу (Taliaferro, $1943_{1,2}$).

Трактовка возраста Франциscан-Ноксвиллской группы в настоящей работе дается по Талиаферро. Точка зрения этого исследователя долгое время считалась общепринятой. В последние годы возраст Франциscан-Ноксвиллских отложений стал интерпретироваться некоторыми исследо-

вателями иначе. Так Ирвин (Irwin, 1957) определяет возраст Франциканских отложений, как верхняя юра (титон) — низы верхнего мела, а Ноксвиллские отложения по-прежнему относит к титону. Что касается той части работы Талиаферро, в которой дается характеристика вещественного состава и описание конкретных ассоциаций пород в составе Францисканского марганценосного комплекса Береговых хребтов, то она попрежнему остается интереснейшим и спорным исследованием для данного региона.

Францискан-Ноксвиллской группе отвечает пестрый в литологическом отношении комплекс пород, мощностью приблизительно 9 *км*. В состав его входят аркозовые песчаники, глинистые сланцы, кремнистые радиоляриевые сланцы, известняки, конгломераты, а также вулканогенные породы: эффузивы, туфы, агломераты. Несмотря на многообразие типов пород в составе Францискан-Ноксвиллской группы, в последовательности их появления в разрезе наблюдается некоторая закономерность. Так Талиаферро (Taliaferro, $1943_{1,2}$) для этого комплекса отложений намечает четыре этапа осадконакопления (снизу вверх).

Нижний Францискан. Для него типично образование аркозовых песков. Хемогенного осадконакопления почти не наблюдается. Вулканическая деятельность не характерна.

Верхний Францискан. Продолжается накопление аркозовых песков, но резко увеличивается количество глинистых осадков. Временами отлагаются фораминиферовые известковые слои. Широкое распространение приобретает вулканическая деятельность. Характерно обилие кремнистых осадков, с которыми ассоциируются залежи марганцевых руд.

Верхний Францискан и нижний Ноксвилл. Продолжается накопление песчаных и глинистых осадков с преобладанием последних. Вулканическая деятельность ослабевает. Ее проявления носят локальный характер, причем вместо лав, типичных для второй стадии, накапливается преимущественно пирокластический материал. Количество кремнистых осадков в разрезе заметно сокращается.

Ноксвилл. Характерно накопление глинистых сланцев, иногда содержащих песчаную примесь. Прослои песчаников сравнительно редки. В то же время в ряде мест и самые верхи юры бывают сложены вулканогенными и кремнистыми породами. Они появляются спорадически, замещая по простиранию типичные для Ноксвилла осадочные толщи.

Выделение четырех перечисленных этапов осадконакопления в значительной мере условно. Каждый из них не отвечает какой-то определенной хронологической единице, а смена их иллюстрирует лишь общую направленность процесса осадконакопления. Более того, период максимальной активизации вулканической деятельности может несколько смещаться во времени. В частности, создается впечатление, что в более западных, прибрежных районах Береговых хребтов наблюдается некоторое омоложение вулканической деятельности по сравнению с их восточными районами.

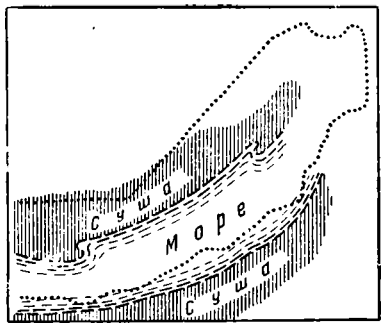
Основание Францискан-Ноксвиллской группы неизвестно. Вверх по разрезу она сменяется толщами терригенных пород мелового возраста.

Из сказанного выше видно, что комплекс отложений Францискан-Ноксвиллской группы носит полигенный характер и его петрофонд состоит из нескольких основных компонентов. Эти компоненты следующие: 1) продукты выветривания — терригенный материал, 2) продукты вулканической деятельности — эффузивы и туфы, 3) продукты вулкано-хемогенного происхождения, 4) органогенные образования — известняки.

Кратко остановимся на характеристике каждого из седиментационных источников в отдельности. Геологическая история Береговых хребтов в верхнеюрское время рисуется Талиаферро (Taliaferro, $1943_{1,2}$) следующим образом. Накопление осадков Францискан-Ноксвиллской серии происхо-

дило в морском геосинклинальном бассейне, возникшем по окончанию невадийского (предтитонского) орогенеза. С запада и с востока этот бассейн обрамлялся участками суши (фиг. 2). Восточная суша, располагавшаяся в современном районе Сьерра-Невада, вышла из-под уровня моря только в предтитонское время. Западная, лежавшая к западу от современных Береговых хребтов, представляла собой более древнее поднятие, резко расчлененное и омоложенное в процессе невадийского орогенеза.

В начальную стадию существования бассейна в нем шло быстрое накопление грубого песчаного материала аркозового состава, в изобилии поступавшего с расположенных на западе горных цепей. На суше, представлявшей собой питающую провинцию бассейна, в это время преобладало механическое выветривание. С течением времени рельеф континентального обрамления бассейна постепенно сгладился. В бассейн стал сноситься все более тонкий кластический материал. Грубозернистые разности песчаников уступили место более тонкозернистым, а песчаный материал сменился глинистым. На суше химическое выветривание начало превалировать над механическим. Завершающим этапом этого седиментационного цикла явилось накопление глинистых сланцев Ноксвилла.



Фиг. 2. Схема расположения суши и моря в Калифорнии в титонский век (Taliaferro, 1943₂)

Для начальных этапов формирования ноксвиллской серии вулканическая деятельность мало характерна. Она достигла своего максимума в ее середине, уже после того, как отложились тысячи метров обломочных пород, и вновь ослабела в самом конце юры. Вулканогенные породы представлены эффузивами, вулканическими брекчиями и агломератами, а также разнозернистыми туфами, которые присутствуют в сравнительно небольшом количестве. Излияния лав носили подводный характер, так как покровы эффузивов, как правило, переслаиваются с радиоляриевыми кремнистыми сланцами и фораминиферовыми известняками. Подавляющее большинство эффузивов относится к группе базальтов, хотя в них наблюдаются значительные вариации минерального состава, текстурных и структурных особенностей, характера полевых шпатов и, наконец, степеней изменения породы. Очень характерна спилитовая разновидность базальтов (spilitic pillow basalts). Это породы с типичными подушечными отдельностями, часто миндалекаменные. Им свойственна зеленовато-черная окраска, сменяющаяся на выветрелых поверхностях коричневатой и буровато-красной. Плагиоклаз в спилитовых базальтах представлен вторичным альбитом. Значительно реже встречаются лавы андезитового и даже дацитового состава. Максимальная мощность эффузивных пород 760 *м*.

Кремнистые породы и марганцевые руды относятся к группе образований вулканогенно-хемогенного происхождения. Специфика этих пород заключается в следующем. С одной стороны, они представляют собой несомненно седиментационные образования, возникшие путем химического вещества из морской воды, с другой,— поступление самого вещества в бассейн было неразрывно связано с вулканической деятельностью. Талиаферро и Гудзон (Taliaferro a. Hudson, 1943) полагают, что вынос кремнезема и рудных соединений осуществлялся подводными горячими источниками, которые в изобилии действовали во время излияния лав. В разрезе отложений Францискан-Ноксвиллской серии кремнистые породы появляются одновременно с вулканитами и приобретают максимальное развитие

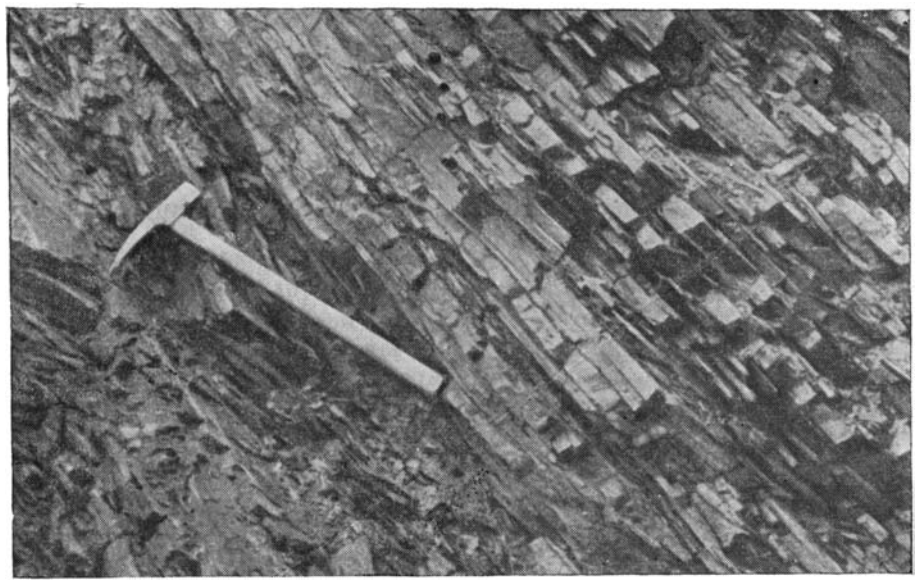
в тех районах, где количество эффузивных образований особенно велико. Таким образом, устанавливается тесная взаимосвязь между вулканогенными и кремнистыми породами. С другой стороны, с кремнистыми породами ассоциируется подавляющее большинство марганцевых руд Береговых хребтов. Эта ассоциация настолько постоянна, что само появление кремнистых пород среди отложений Францискан-Ноксвилла рассматривается Талиаферро как поисковый признак на марганец. На описании кремнистых пород мы остановимся ниже более подробно, так как их детальное изучение несомненно способствует и решению вопроса о происхождении марганцевых руд.

Последним компонентом петрофонда Францискан-Ноксвиллской группы являются отложения органогенного и отчасти хемогенного происхождения. К ним относятся известняки, которые образуют незначительные по размерам линзы среди песчаников, сланцев, кремнистых пород и базальтов. Эти линзы ориентированы согласно с простиранием вмещающих пород и встречаются в различных горизонтах Францискан-Ноксвилла.

Кремнистые породы и условия их накопления

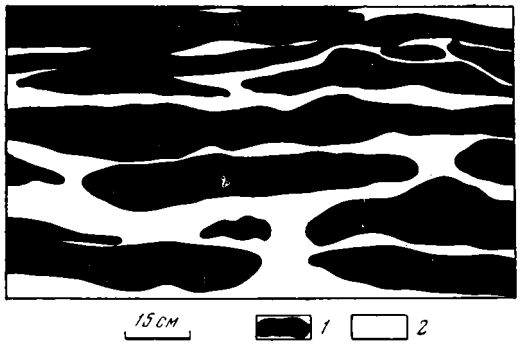
Кремнистые породы, как правило, образуют линзы среди песчаников и сланцев или же залегают непосредственно на покровах эффузивов. В последнем случае эффузивы и кремнистые породы образуют как бы единое линзовидное тело, опять таки находящееся среди осадочных кластических пород. Размеры линз варьируют в широких пределах: их длина изменяется от нескольких метров до нескольких километров, ширина — от нескольких сантиметров до сотен метров. Большинство линз выклинивается тупо, а не путем расщепления на отдельные ветви. Линзы кремнистых пород в определенных районах бывают приурочены приблизительно к одному стратиграфическому горизонту и располагаются в нем цепочкой или кулисообразно. Монолитных пластовых тел кремнистые породы не образуют. Характерно, что обычно наблюдается неоднородность и в строении самих линз. Особенно показательны в этом отношении линзы, сложенные тонкослоистыми глинисто-кремнистыми сланцами (фиг. 3). Глинисто-кремнистые сланцы, в свою очередь, состоят из серии более мелких кремнистых линзочек, погруженных в глинистое вещество (фиг. 4). Эти линзочки в одних случаях бывают настолько удлинены, что производят впечатление правильных слойков, а в других — образуют редкие раздувы и выклиниваются очень быстро. Впечатление правильного напластования усугубляется еще и тем, что удлиненные линзочки часто располагаются цепочкой вдоль одного и того же слоя. Если изучать под микроскопом шлиф, сделанный из внешне однородной кремнистой линзочки, то в нем снова обнаруживаются элементы линзовидного строения породы. Таким образом, одно и тоже явление проявляется в линзах кремнистых пород самой различной величины.

Содержание кремнезема и глинистого вещества внутри линз варьирует в довольно широких пределах, но первый обычно преобладает (Талиаферро считает, что в среднем на три-четыре части кремнезема приходится одна часть глинистого вещества). Иногда кремнистые линзочки оказываются разобщенными только тонкими глинистыми пленками, в других же случаях между ними наблюдаются прослои глинистого вещества, мощностью в несколько сантиметров. При этом отмечается следующая интересная особенность описываемых пород. В разностях с заметным преобладанием кремнезема над глинистым веществом прослои этих двух компонентов бывают разграничены очень резко. Когда же в сравнительно мощных глинистых прослоях присутствуют только единичные незначительные по размерам кремнистые линзочки, контуры последних бывают очень



Фиг. 3. Глинисто-кремнистые сланцы (Францискан-Ноксвиллская серия Калифорнии) (Taliaferro, 1943₁)

неотчетливы. В целом линзы, сложенные глинисто-кремнистыми сланцами, характеризуются многократным чередованием прослоев, поочередно обогащенных глинистым веществом и кремнеземом. В телах кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев довольно часто обособляются участки, сложенные массивными кремнистыми породами. Скопления последних обычно имеют форму линз, ориентированных по слоистости. Вмещающие сланцы как бы обтекают линзы массивных кремнистых пород, в точности повторяя очертания последних. В отдельных случаях массивные линзы подстилаются не сланцами, а пластами аркозовых песчаников. Наиболее крупные линзы достигают мощности в несколько метров при длине в несколько десятков метров. Местами линзы массивных кремнистых пород располагаются цепочкой вдоль одного и того же стратиграфического горизонта. Им, так же как и линзочкам в составе глинисто-кремнистых сланцев, очень свойственны раздувы и пережимы. Выклиниваются линзы обычно тупо. Линзы массивных кремнистых пород интересны в том отношении, что именно с ними ассоциирует подавляющее большинство марганцевых рудопроявлений Береговых хребтов.



Фиг. 4. Текстура глинисто-кремнистых сланцев (Францискан-Ноксвиллская серия Калифорнии) (Taliaferro, 1943₁)

1— красные кремнистые сланцы; *2*— красные глинистые сланцы

Таким образом, всем залежам кремнистых пород, вне зависимости от их размеров и внутреннего строения, свойственна линзовидная форма.

Окраска кремнистых пород изменяется от белой и бледно-розовой, до ярко-красной, красно- и шоколадно-коричневой, а также от белой и

палево-зеленой до интенсивно зеленой. Преобладают породы, окрашенные в красные тона. В случае переслаивания кремнистых и глинистых сланцев, последние бывают окрашены в те же цвета, что и кремнистые прослои. Окраска массивных кремнистых пород обычно более бледная, чем вмещающих их сланцев. Кремнистым породам свойственны белый, сероватый, бледно-розовый и красный цвета, а также характерны разности тускло-желтых и коричневатых тонов. Каких-либо закономерностей в изменении окраски пород внутри кремнистых линз не наблюдается. Разности определенных цветов не концентрируются в каких-то определенных частях кремнистых линз, скажем в их центре или окончании, в базальных частях или верхних горизонтах.

Большинство кремнистых пород состоит из крипто- и тонкокристаллического халцедона и кварца, но наряду с ними встречаются и аморфные опаловые разности. Все степени перехода от аморфных кремнистых пород к кристаллическим хорошо прослеживаются при их микроскопическом изучении.

Среди кремнистых пород и переслаивающихся с ними глинистых сланцев всегда присутствуют радиолярии. Последние распределяются в породе весьма неравномерно: они могут скапливаться в очень большом количестве в одном тонком слое и почти полностью отсутствовать в соседнем. В опаловых и халцедоновых породах радиолярии сохраняются очень хорошо и под микроскопом можно различить даже детали строения их раковин.

Талиаферро полагает, что линзы глинисто-кремнистых сланцев первоначально представляли собой илы, состоящие преимущественно из коллоидального кремнезема, тонкого глинистого материала, а также некоторого количества гидроокислов железа и марганца. В процессе диагенеза коллоидальный кремнезем освобождался от механических примесей, таких как глинистые и даже песчанистые частицы. При этом сепарация была тем совершенней, чем резче было преобладание кремнистой составляющей над глинистой. Как упоминалось выше, для описываемых пород наиболее характерно такое соотношение этих двух компонентов, при котором на три-четыре части кремнезема приходится одна часть глинистого вещества. В этом случае происходит практически полная сепарация, в результате которой возникают резко разграниченные глинистые и кремнистые полосы. Талиаферро высказывает мнение, что ритмичная смена глинистых и кремнистых прослоев в сланцах обусловливается именно сегрегацией вещества в высококремнистых илах, а не является следствием каких-либо сезонных изменений или пульсационного привноса кремнезема. Что касается линз массивных кремнистых пород, временами обособляющихся среди сланцев, то их появление, вероятно, связано с резко повышенными поступлениями кремнезема, носящими местный характер. Практическое отсутствие примеси терригенного материала в массивных кремнистых породах не говорит о прекращении его выноса в бассейн в определенные периоды времени. Поступление терригенного материала, вероятно, было приблизительно постоянным в течение всего периода накопления кремнистых илов, но в моменты особенно обильного притока кремнезема обломочный материал становился практически неразличим в его массе.

Тесная ассоциация кремнистых пород с разнозернистыми кластическими образованиями указывает на то, что отложение кремнистых пород происходило в сравнительно мелководном море. В то же время кремнистые илы накапливались не повсеместно, а только в определенных, вероятно, относительно пониженных участках морского дна. Талиаферро подчеркивает, что речь идет именно об относительных понижениях, а не о каких-то глубоких депрессиях со специфическим застойным режимом. О том, что илы аккумулировались в сравнительно мелких западинах морского дна, говорят следующие факты.

1. Глинистые и кремнистые сланцы обычно содержат большое количество радиолярий, которые более характерны для открытых пелагических бассейнов, чем для застойных.

2. Линзы глинисто-кремнистых сланцев часто разделяются прослоями разнозернистых песчаников и даже мелкогалечных конгломератов. При этом смена тонких сланцев грубыми кластическими породами, как правило, бывает многократной.

3. Если бы глинистые сланцы накапливались в глубоких депрессиях с застойным режимом, то их аккумуляция неизбежно бы сопровождалась разложением органического вещества. В то же время для описываемых глинисто-кремнистых отложений черные, обогащенные органическим веществом, разности не характерны.

Таким образом, кремнистые породы представляют собой седиментационные образования, накопление которых происходило в относительно пониженных участках морского дна, которые, однако, не были глубокими застойными депрессиями.

Рудные отложения

Подавляющее большинство марганцевых рудопроявлений Береговых хребтов ассоциирует с кремнистыми породами, причем преимущественно с их массивными разностями. Имеется много вариантов взаимоотношений рудных тел с массивными и слоистыми кремнистыми породами. Основные из них следующие.

1. Массивные линзы руд включены в тонкослоистые глинисто-кремнистые сланцы и играют ту же самую роль, что и линзы массивных кремнистых пород. Появление массивных рудных линз связано с очень обильными локальными поступлениями марганцевых соединений.

2. Рудные тела ассоциируют с массивными кремнистыми породами, линзы которых, в свою очередь, заключены в тонкослоистых глинисто-кремнистых сланцах.

3. Рудные тела ассоциируют с массивными кремнистыми породами, линзы которых подстилаются песчаниками, а перекрываются глинисто-кремнистыми сланцами.

4. Рудные тела ассоциируют с массивными кремнистыми породами, подстилаются базальтами, а перекрываются глинисто-кремнистыми сланцами.

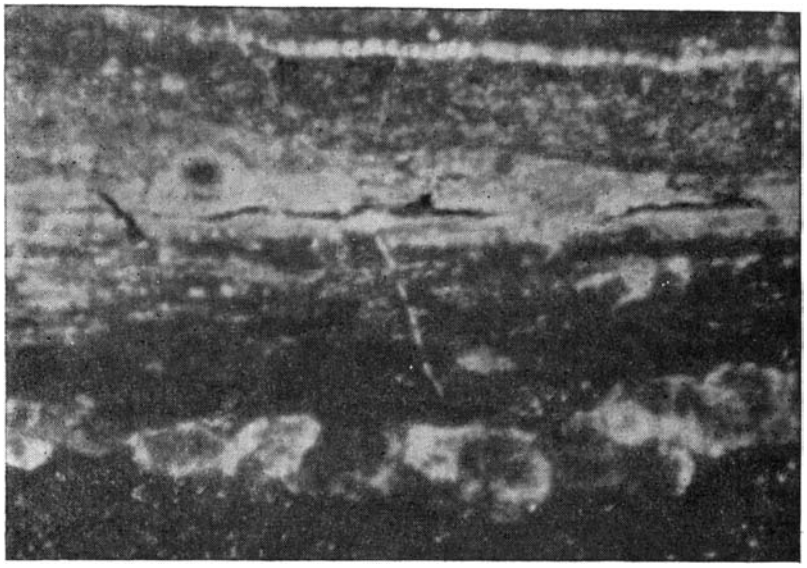
5. Рудные тела располагаются в линзах массивных кремнистых пород, но отделяются от последних тонким прослоем глинистых сланцев.

Таким образом, руды чаще всего залегают среди массивных кремнистых пород. При этом рудные концентрации не бывают приурочены к каким-либо определенным частям кремнистых линз и в равной мере могут встречаться в их основании, верхах и средних частях.

Во всех приведенных выше случаях рудные тела имеют форму линз, которые по своим условиям залегания, форме, характеру выклинивания и внутренней структуре ничем не отличаются от описанных выше линз кремнистых пород. Рудные линзы всегда залегают согласно с вмещающими их породами. Они могут быть единичны и могут цепочкой вытягиваться вдоль одного стратиграфического горизонта. Выклиниваются рудные линзы либо тупо, либо путем постепенного сужения, но никогда не расщепляются на несколько ветвей, разобщенных глинистыми сланцами. Особенно резко очерчены линзы массивных руд в тонкослоистых глинисто-кремнистых сланцах. Рудные линзы далеко не всегда бывают сложены богатыми рудами. Чаще всего они представляют собой скопления бедных сильно кремнистых марганцевых руд или просто марганецсодержащих массивных кремнистых пород. Последние отчетливо видны на фоне вме-

щающих их пород, благодаря пленкам и пятнам черных окислов марганца, в изобилии развивающихся на их поверхности.

Размеры рудных тел, имеющих промышленное значение, невелики. Их средняя мощность обычно измеряется 1 *м* и только в одном случае достигает 9 *м*. Протяженность редко превышает десятки и первые сотни метров.



Фиг. 5. Линзы, образованные сферолитами марганцевых карбонатных руд в марганецсодержащем опале (Францискан-Ноксвиллская серия Калифорнии) (Taliaferro, 1943[1])

Рудные тела обычно имеют сложное строение, при котором природа и качество руд неоднократно изменяются даже в пределах небольших линз. Рудные линзы почти всегда полосчаты. Отдельные полосы складываются многочисленными мелкими линзочками, ориентированными в одном направлении, параллельном напластованию крупной линзы и вмещающих пород. Мелкие составляющие линзочки бывают представлены как различными по минеральному составу типами руд — карбонатными и опаловыми рудами (см. ниже),— так и рудой одного типа, но с различным содержанием кремнезема, а иногда и железа. Обычно первичные марганцевые руды слагаются материалом двух родов: марганцевыми карбонатами и марганецсодержащими опалами. Эти две составные части могут находиться в самых различных соотношениях, которые неоднократно изменяются даже в пределах одной рудной линзы. При резком преобладании одного из компонентов руда называется либо карбонатной, либо опаловой. Идеально чистые карбонатные или опаловые руды не обнаружены: в первых из них неизменно присутствуют небольшие линзочки марганец содержащего опала, а вторые, как правило, включают отдельные сферолиты или ромбической формы зерна марганцевых карбонатов (фиг. 5). Линзочки, сложенные карбонатными и опаловыми рудами, обычно разграничиваются очень резко и никаких признаков постепенного перехода между ними не обнаруживается.

Рудные тела, имеющие на всем своем протяжении гомогенное строение, редки.

Сравнительно чистые неокисленные карбонатные руды представляют собой тонко- или мелкозернистые породы, окрашенные в различные

оттенки серого цвета. По внешнему виду они ничем не отличаются от обыкновенных серых известняков. Иногда карбонатные руды состоят из мельчайших сферолитов, имеющих радиально-лучистое строение. Сферолиты образуют микроскопические скопления линзовидной формы, которые ничем, за исключением размеров, не отличаются от крупных рабочих линз марганцевых руд. Радиолярии в карбонатных рудах обычно присутствуют в таком же количестве, как и в массивных кремнистых породах. В табл. 1 приведены химические анализы руд описываемого типа. Пробы

Таблица 1

Химические анализы карбонатных марганцевых руд с разработок Бреретон

Составные части руды	I проба	II проба
SiO_2	3,50	4,42
Al_2O_3	0,35	—
Fe_2O_3	Следы	Следы
FeO	1,05	2,00
MnO	61,10	61,30
CaO	1,02	0,21
MgO	0,75	1,14
$K_2O + Na_2O$	—	—
H_2O^-	—	—
H_2O^+	0,10	0,20
CO_2	31,80	30,40
P_2O_5	0,25	—
BaO	—	—
Σ	99,92	99,67

Таблица 2

Химические анализы опаловых руд с разработок Вудс

Составные части руды	1	2	3
SiO_2	29,90	33,65	36,40
Al_2O_3	1,50	1,70	2,9
Fe_2O_3	1,35	1,46	
FeO	Следы	Следы	Следы
MnO	48,70	40,22	37,2
CaO	0,90	1,10	1,8
MgO	1,98	1,77	2,2
$K_2O + Na_2O$	Следы	Следы	—
H_2O^-	2,00	7,20	4,4
H_2O^+	8,50	7,30	8,1
CO_2	5,05	5,50	4,9
P_2O_5	0,06	Следы	—
BaO	—	—	—
Σ	99,94	99,90	97,9

1 — темные тускло-коричневые опаловые руды, содержащие некоторое количество карбонатов марганца; 2—блестящие темно-коричневые опаловые руды; 4 — смоляно-коричневые опаловые руды.

взяты на разработках Бреретон, округ Мендосино. Рудный пласт этого месторождения подстилается массивными кремнистыми породами и совместно с ними включен в глинисто-кремнистые сланцы. В целом руды, массивные кремнистые породы и сланцы образуют единую линзу, которая залегает среди грубых аркозовых песчаников. Общая мощность этой линзы 20 *м* при мощности рудного пласта 1 *м*.

Опаловые марганцевые руды представляют собой плотные породы, характеризующиеся смоляным блеском и раковистым изломом. Их окраска варьирует в очень широких пределах, изменяясь от тускло-желтой до коричневой и даже смоляно-черной. Преобладают различные оттенки коричневого цвета, интенсивность которого определяется содержанием в породе окислов марганца. Содержание марганца в опалах достигает 50%. Опаловые руды, как правило, неоднородны, а состоят из прерывистых полос и линз, характеризующихся различным содержанием окислов марганца, а следовательно, отличающихся и по окраске. Эти линзы ориентированы параллельно общему напластованию пород и часто придают рудам отчетливое полосчатое строение. Линзы и полосы, сложенные опаловыми рудами с различным содержанием окислов марганца, обычно сменяют друг друга постепенно. В одной линзе часто удается проследить все градации перехода от богатых опаловых руд к обыкновенным массивным крем-

нистым породам. В табл. 2 приведены химические анализы опаловых руд из разработок Вудс. На этом месторождении известны две рудные линзы — нижняя и верхняя. Нижняя имеет мощность около 1 *м* и сложена типичным смоляно-коричневым марганецсодержащим опалом. Эта линза заключена в красных тонкослоистых глинисто-кремнистых сланцах.

Мощность верхней линзы всего 50 *см*. Слагающие ее опаловые руды по простиранию переходят в массивные кремнистые породы с несколько повышенным содержанием марганца. Опаловые руды разработок Вудс содержат до 15% карбонатов марганца.

По мнению Талиаферро, марганецсодержащие опалы представляют собой смесь, состоящую из трех составных частей: окислов марганца, кремнезема и воды. Эти три компонента могут находиться в различных соотношениях и поэтому формула марганецсодержащего опала представляется следующим образом: $x\mathrm{MnO}\cdot y\mathrm{SiO_2}\cdot z\mathrm{H_2O}$. Для вещества подобного состава Талиаферро предлагает название неотоцит (neotocite), причем подчеркивает, что неотоцит скорее представляет собой породу, чем минерал. Он считает, что окислы марганца были включены в структуру геля кремнезема в момент его формирования.

В процессе метаморфизма марганецсодержащие опалы переходят в марганецсодержащие халцедоновые и кварцевые породы.

В кремнистых породах, включающих линзы марганцевых руд, часто также наблюдается повышенное содержание железа: соединения железа бывают либо относительно равномерно рассеяны в кремнистой массе, либо образуют в ней скопления линзовидной формы. Последние промышленного значения не имеют, но по своим структурным и текстурным особенностям, а также по характеру взаимоотношения с вмещающими породами совершенно аналогичны марганцеворудным линзам. Сходство железо- и марганцеворудных концентраций подчеркивается и их минеральным составом. Железо, так же как и марганец, присутствует среди кремнистых пород либо в карбонатной форме, либо, что более распространено, в виде окислов (образования типа железосодержащих опалов). На генетическую связь железо- и марганцеворудных отложений указывают следующие факты. 1) Известны опалы, в которых одновременно присутствуют окислы как железа, так и марганца. Эти породы являются как бы связующим звеном между железо- и марганецсодержащими опалами. 2) В опаловых железных рудах часто присутствуют сферолиты карбонатов марганца, тогда как среди марганцевых карбонатных руд известны небольшие линзочки, сложенные железосодержащим опалом.

Интересно отметить, что линзы железо-марганцовистых опалов встречаются не только среди кремнистых пород, но и залегают иногда непосредственно в спилитах или их туфах. Отложения подобного типа были описаны Девисом (Davis, 1918) в северной части Береговых хребтов, где они, по данным этого исследователя, характеризуются следующим химическим составом: марганец — 1—12%, окислы железа — до 60%; кремнезем — от 20—30 до 40%.

Из сказанного следует, что руды Береговых хребтов несут все черты нормальной осадочной породы и особенно близки по своим свойствам к кремнистым породам, с которыми они ассоциируют. Родство кремнистых и рудных отложений доказывается не только обычным для них совместным нахождением. Оно подчеркивается также и большим сходством в строении рудных и кремнистых линз. Причем сходством не только их внешних очертаний, но и внутреннего строения, вплоть до идентичности мелких структурных и текстурных особенностей. Отсюда можно сделать вывод, что руды первоначально представляли собой химические осадки, которые отлагались в то же самое время, в той же самой морской обстановке и испытывали те же самые диагенетические преобразования, что и кремнистые илы.

Источник железа, марганца и кремнезема

Тесная ассоциация железа, марганца и кремнезема говорит о том, что эти три элемента поступали из одного источника. Тесная взаимосвязь указанных эл ментов отмечается не только в Калифорнии, а и во многих других частях земного шара и является по существу общеизвестной.

При выяснении источника железа, марганца и кремнезема необходимо обратить внимание на следующие факты.

1. В отложениях верхнеюрского возраста Береговых хребтов Калифорнии наблюдается тесная ассоциация, как в пространстве, так и во времени, вулканитов основного состава (преимущественно спилитовых базальтов) и кремнистых пород. Накопление кремнистых пород начинается при первых проявлениях подводной вулканической деятельности и достигает своего максимума в период максимального развития вулканизма. Как только вулканизм идет на убыль — сокращается и количество кремнистых пород.

2. Ассоциация кремнистых пород с вулканитами основного состава наблюдается не только в Калифорнии, но и в других частях земного шара. Эта ассоциация настолько постоянна, что ее нельзя объяснить простой случайностью.

3. В современных вулканических областях часто наблюдаются горячие источники, в большом количестве выносящие кремнезем.

4. Факты, приведенные в первых трех пунктах, говорят о том, что поступление кремнезема находится в прямой связи с вулканической подводной деятельностью.

5. Тесная и закономерно повторяющаяся как в пространстве, так и во времени, ассоциация кремнистых пород, железных и марганцевых руд указывает на то, что источник исходного вещества этих образований должен быть один и тот же. Если поступления кремнезема находятся в прямой связи с вулканической деятельностью, то очевидно, что она же порождает и соединения марганца и железа.

6. О том, что поступление рудных соединений непосредственно связано с вулканической деятельностью, говорит присутствие линз железо-марганцевых руд внутри спилитов.

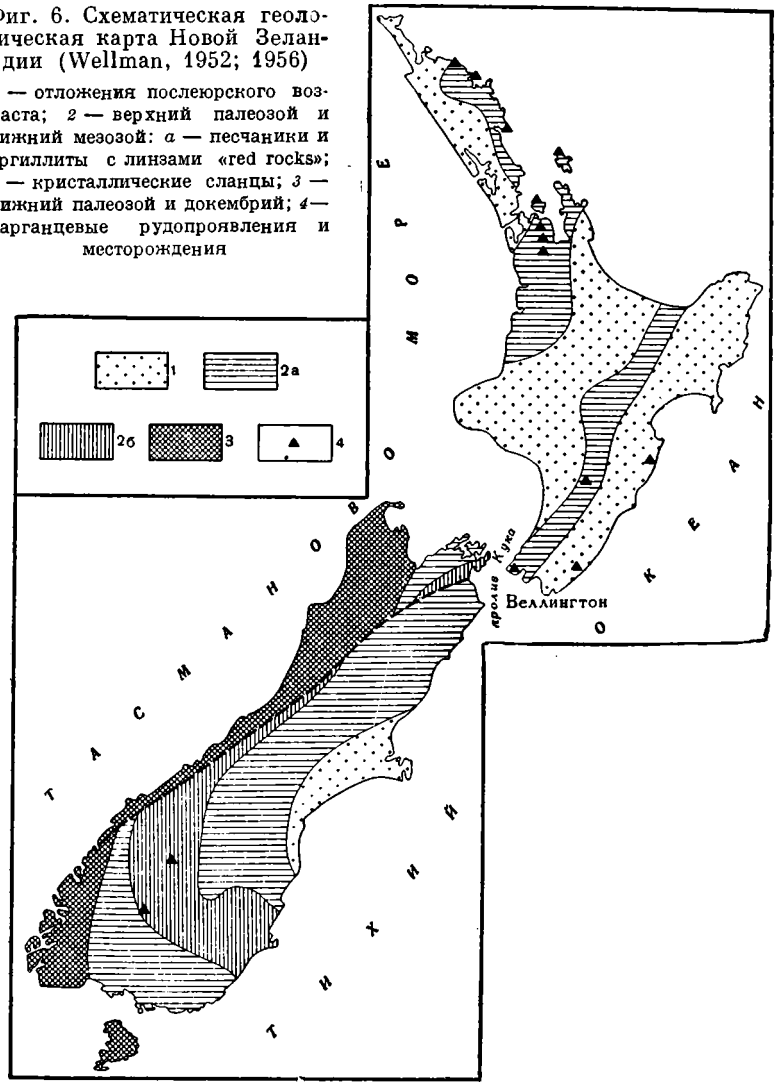
Вопрос о том, что поступление рудных соединений связано с подводной вулканической деятельностью, для Калифорнии считается решенным. Окончательно не выяснено только то, каким образом осуществлялся вынос железа, марганца и кремнезема в морской бассейн. По этому поводу мнения исследователей расходятся. Мы не будем останавливаться на разборе всех существующих концепций. Отметим только, что нам наиболее правильной представляется точка зрения, разделяемая Лавсоном (Lawson, 1914), Девисом (Davis, 1918), Талиаферро (Taliaferro, $1943_{1,2}$) и другими. Эти исследователи придерживаются взгляда, что соединения железа, марганца и кремнезема выносились в морской бассейн подводными источниками, деятельность которых сопровождала излияния лав. С позиций этой теории хорошо объясняется локальность появления рудных и кремнистых тел, их линзовидная форма, резкая оконтуренность, а также изолированность одной линзы от другой.

МАРГАНЦЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

В Новой Зеландии марганцевые руды осадочного происхождения известны среди отложений пермско-юрского и мелового возраста. Кроме того, они встречаются в кристаллических сланцах, представляющих собой метаморфический аналог пород верхнепалеозойского и нижнемезозойского возраста. Во всех перечисленных случаях характер оруденения общий и руды ассоциируют с породами одного и того же типа. Поэтому мы огра-

ничимся только описанием рудоносных отложений пермско-юрского возраста.

Отложения пермско-юрского возраста детальнее всего изучены Ридом (Reed, 1957) в районе Веллингтон в южной части северного острова Новой Зеландии (фиг. 6). Они представлены мощной серией терригенных пород, среди которых спорадически появляются линзы и пласты, сложенные вулканогенными и кремнистыми породами (так называемый комплекс red



Фиг. 6. Схематическая геологическая карта Новой Зеландии (Wellman, 1952; 1956)

1 — отложения послеюрского возраста; *2* — верхний палеозой и нижний мезозой: *а* — песчаники и аргиллиты с линзами «red rocks»; *б* — кристаллические сланцы; *3* — нижний палеозой и докембрий; *4* — марганцевые рудопроявления и месторождения

rocks. С комплексом red rocks связаны залежи марганцевых руд. Общая мощность серии около 4,5 *км*. Ее нижний контакт не вскрыт, а вверх по разрезу она сменяется фаунистически охарактеризованными отложениями мелового возраста. Последние также представлены терригенными образованиями с линзами red rocks, включающими марганцевые руды.

Главную массу терригенных пород составляют среднезернистые песчаники (граувакки), переслаивающиеся с аргиллитами и содержащие спорадические линзы внутриформационных конгломератов. Песчаники, как правило, сероцветные и состоят преимущественно из зерен кварца,

полевых шпатов и слюды, в меньшей мере из обломков пород: изверженных осадочных и метаморфических. Характерно, что обломочный материал в песчаниках почти не несет признаков химического выветривания. Окатанность и сортировка обломочных зерен слабые. Цементирующая масса имеет глинистый или глинисто-хлоритовый состав.

Отложение терригенных пород описываемой серии происходило в морском геосинклинальном бассейне (Reed, 1957). Терригенный материал поступал с суши, которая имела достаточно расчлененный рельеф и на которой механическое выветривание явно преобладало над химическим. Слабая степень окатанности и сортировки обломочных зерен в песчаниках указывает на то, что слагающий их материал не подвергался длительной транспортировке и что захоронение его было быстрым.

Накопление терригенных пород повсеместно сопровождалось подводной вулканической деятельностью. Проявления последней наблюдались на протяжении всего времени отложения граувакковой толщи, но повсеместно носили спорадический характер. В сфере действия вулканических очагов формировался очень специфический комплекс пород, в состав которого входили спилиты с характерной подушечной структурой, кремнистые породы и разноокрашенные туффиты. Ассоциация перечисленных пород очень характерна и вошла в литературу под названием комплекса red rocks (Wellman, 1949; Reed, 1957). Линзы red rocks всегда залегают согласно с вмещающими их песчаниками и аргиллитами, но, как правило, бывают очерчены очень резко. Для характеристики внутреннего строения описываемого комплекса пород Рид (Reed, 1957) приводит следующий вертикальный разрез одной из линз red rocks (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Непосредственно на граувакковых песчаниках (породы, подстилающие линзы red rocks) залегают серые туффиты. Контакт между туффитами и песчаниками согласный, но резкий	60
2. Туффиты красные и зеленые	40
3. Кремнистые породы серые	1
4. Туффиты красные и зеленые	8
5. Яшмы	3,5
6. Спилиты с подушечной структурой	от 10 до 30
7. Чередование граувакковых песчаников и аргиллитов (породы, перекрывающие линзы red rocks). Контакт с нижележащими лавами резкий, но согласный.	

Кратко остановимся на характеристике основных компонентов комплекса red rocks.

Э ф ф у з и в н ы е п о р о д ы комплекса red rocks, как подчеркивает Рид (Reed, 1957), представлены исключительно спилитами. Среди них, в отличие от других типичных спилитовых серий, отсутствуют более кислые представители лав, такие как кварцевые кератофиры, кератофиры и альбитофиры. Спилиты — породы с типичной подушечной отдельностью, окрашенные в различные тона красного и зеленого цветов. Полевые шпаты в них представлены альбитом или кислым олигоклазом. Основная масса спилитов нацело изменена и состоит из агрегата вторичных минералов: эпидота, хлорита и карбонатов. Изредка в ней различимы реликты зерен пироксена. Спилиты red rocks обычно характеризуются относительно повышенным содержанием калия ($K_2O > 1\ \%$).

Т у ф ф и т ы (volcanic argillite) — тонкозернистые породы (размер зерен 0,01—0,003 *мм*), окрашенные в различные оттенки красного, зеленого и серого цветов. Они состоят из глинистого вещества (70—80% всей массы породы), к которому примешивается тонкий вулканогенный, по-видимому, пепловый материал. С увеличением его примеси в породе увеличивается и содержание окислов железа. По мнению Рида (Reed, 1957), отложение вулканических аргиллитов происходило в пониженных участ-

ках морского дна и по своему типу эти образования могут быть отнесены к лидитам.

Кремнистые породы представлены яшмами и серыми кремнистыми сланцами. К яшмам Рид (Reed, 1957) относит кремнистые радиоляриевые породы, густо пигментированные окисными соединениями железа и имеющие поэтому интенсивную красную окраску. Яшмы распространены шире, чем серые кремнистые сланцы и залегают обычно в непосредственном контакте с покровами спилитов. Кремнистые сланцы, напротив, встречаются даже за пределами линз red rocks и переслаиваются с нормальными аргиллитами.

Марганцевые руды ассоциируются с породами red rocks. Эта ассоциация настолько обычна, что само появление red rocks Рид (Reed, 1957) рассматривает как поисковый признак на марганец. Рудные тела имеют форму коротких линз, залегающих согласно среди пород red rocks. Эти линзы появляются спорадически, причем обычно их размеры невелики (только в отдельных случаях достигают промышленной мощности). Руды представлены псиломеланом, с небольшим количеством манганита, пиролюзита, браунита, родохрозита и родонита. С марганцевыми рудами обычно ассоциируют небольшие залежи гематитовых руд. При выходе за пределы линз red rocks всякие признаки оруденения исчезают. Более того, Рид отмечает, что вообще во всех породах комплекса red rocks содержание марганца и железа всегда значительно выше, чем во вмещающих терригенных образованиях.

Содержание MnO в различных типах пород пермско-юрского возраста выражается следующими цифрами (в %):

В терригенных породах:	
песчаники	0,04—0,06
аргиллиты	0,04—0,06
В комплексе red rocks:	
туффиты	0,09—0,2
спилиты	0,14—0,34
яшмы	0,3 —0,9

Примерно такая же закономерность наблюдается и в распределении по типам пород соединений железа. Как видно из приведенных данных, содержание железы и марганца особенно высоко в яшмах. Последнее обстоятельство, по мнению Рида, указывает на то, что железо и марганец выносились в морской бассейн теми же кремнистыми растворами, из которых образовывались яшмы.

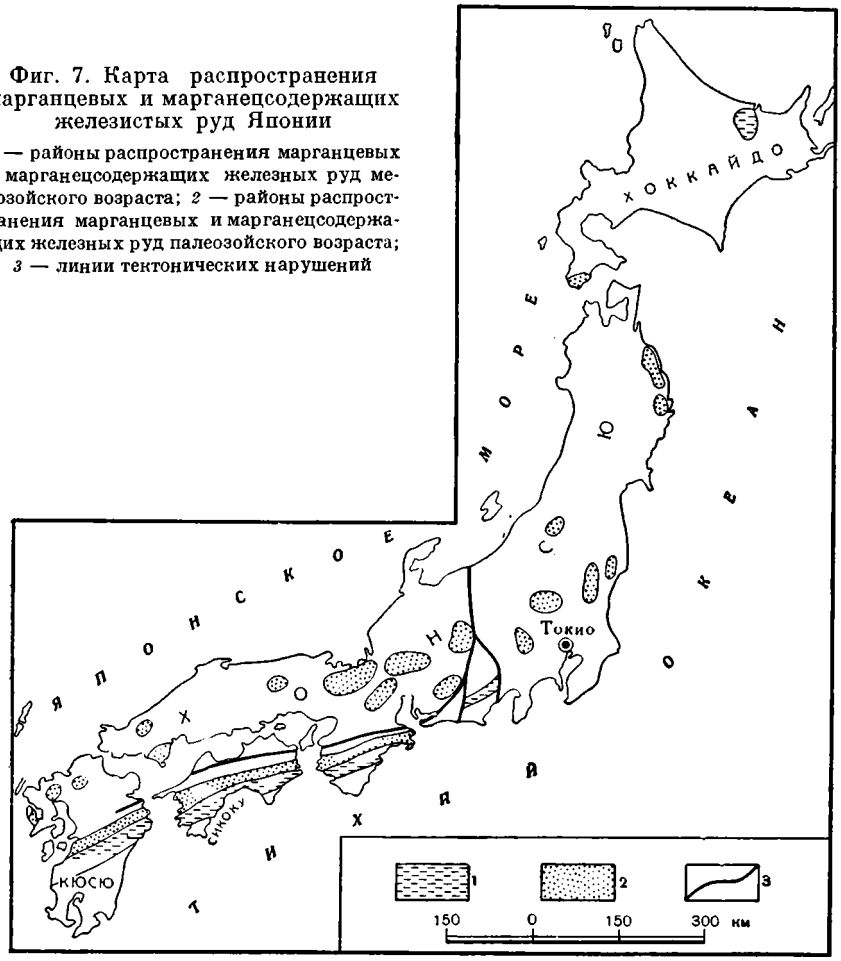
Рид считает, что описываемые марганцевые и железные руды представляют собой осадочные сингенетичные образования, возникновение которых находится в тесной связи с подводным вулканизмом. По его мнению, вынос в бассейн рудных соединений и кремнезема происходил в процессе сульфотарной и фумарольной деятельности, сопутствующей излияниям спилитовых лав.

МАРГАНЦЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ЯПОНИИ

В Японии известно два типа промышленных марганцевых месторождений. К первому относятся жильные залежи гидротермального происхождения, на описании которых мы в настоящей работе останавливаться не будем, второй характеризуется осадочными марганцевыми и марганецсодержащими железными рудами. Месторождения второго типа распространены очень широко. Они приурочены к отложениям палеозойского и мезозойского возраста, в которых обособляется несколько крупных марганцеворудных районов (фиг. 7). Зона, в которой встречаются железо и марганцеворудные отложения, протягивается вдоль всех Японских островов: от района Токоро в северной части острова Хоккайдо, через остро-

ва Хонсю и Сикоку, к западной оконечности острова Кюсю. При этом главные рудные районы оказываются приуроченными к внешней зоне юго-западной Японии, тогда как в ее внутренней зоне рудопроявления встречаются спорадически и невелики по своим размерам. Во внешней зоне распространение месторождений палеозойского возраста ограничивается палеозойской геосинклинальной серией Чичибу, а месторождений мезозойского возраста — геосинклинальной серией Шиманто.

В северо-восточной Японии известно два рудных района, которые приурочены к изолированным массивам сильно метаморфизованных палеозойских пород — Абукума и Китаками. На острове Хоккайдо крупные залежи руд известны только среди мезозойских отложений района Токоро.



Фиг. 7. Карта распространения марганцевых и марганецсодержащих железистых руд Японии

1 — районы распространения марганцевых и марганецсодержащих железных руд мезозойского возраста; *2* — районы распространения марганцевых и марганецсодержащих железных руд палеозойского возраста; *3* — линии тектонических нарушений

Месторождения палеозойской и мезозойской провинций, несмотря на их различный возраст, совершенно идентичны по минеральному составу, структурным и текстурным особенностям, а также по условию залегания. Более того, общий характер рудовмещающих толщ палеозойского и мезозойского возраста один и тот же и отличаются они друг от друга главным образом степенью метаморфизма. Учитывая все сказанное, мы даем общую характеристику палеозойской и мезозойской рудных провинций.

Рудовмещающие отложения представлены очень пестрым в литологическом отношении комплексом пород. Основными компонентами этого

комплекса являются песчаники, глинистые сланцы, известняки, кремнистые породы, а также эффузивы и туфы, преимущественно основного состава. Рудные залежи, как правило, ассоциируют с пачками кремнистых и вулканогенных пород, на описании которых мы остановимся несколько подробнее.

Кремнистые породы пользуются в пределах рудных полей очень широким распространением. Большинству их свойственна красноватая окраска, интенсивность которой увеличивается по мере повышения содержания в породе соединений железа и марганца. Кроме того, встречаются кремнистые породы различных оттенков зеленого и серого цветов. Кремнистые породы состоят из агрегата опала и халцедона, пигментированного тонкораспыленным гематитом, причем в отдельных прослоях они содержат остатки радиолярий. Выделяются две разновидности кремнистых пород: массивные и слоистые. В слоистых разностях наблюдается чередование слойков, сложенных кремнистым и известково-глинистым материалом (в последних часто обнаруживается примесь туфогенного материала). Мощность кремнистых слойков 3—5 *см*, известково-глинистых — 0,5 *см*. В районе месторождений массивные кремнистые породы обычно преобладают над слоистыми.

Эффузивные породы относятся преимущественно к группе базальтов. Среди них различаются базальты двух типов: массивные и обладающие подушечной отдельностью. Среди последних выделяются разности, которые по своему химическому составу, а также по ряду структурных и текстурных свойств отвечают типичным спилитам. С рудами чаще ассоциируют подушечные лавы. Излияние лав несомненно было подводным. Об этом говорит многократное переслаивание эффузивов с радиоляриевыми кремнистыми породами и известняками, а также широкое распространение подушечных лав.

Туфы обычно имеют основной состав. В ряде районов они характеризуются интенсивной зеленой окраской и описываются как шальштейны. По простиранию туфы обычно замещаются радиоляриевыми кремнистыми порадами или лавами основного состава.

Рудные отложения представлены залежами марганцевых и марганецсодержащих железных руд, которые, как правило, встречаются совместно с красными кремнистыми породами, лавами основного состава и их пирокластическими производными. В вертикальном разрезе далеко не всегда выдерживается одна и та же последовательность залегания руд, кремнистых и вулканогенных пород. Однако, по наблюдениям Катсу Канеко (Katsu Kaneko, 1956), пласты марганцевых руд чаще всего залегают среди кремнистых пород, причем с одной стороны рудная залежь бывает ограничена их массивной разновидностью, а с другой слоистой. Характерно, что контакт руд и слоистых кремнистых пород всегда бывает резким, тогда как между массивными кремнистыми породами и рудами наблюдаются постепенные переходы. Условия залегания марганецсодержащих железных руд несколько иные. Такабатаке (Takabatake, 1956) приходит к выводу, что руды этого типа чаще всего залегают на вулканогенных породах (лавах или туфах), а перекрываются кремнистыми образованиями.

Рудные залежи обычно имеют форму линз, реже небольших пластовых тел, осложненных раздувами и пережимами. Размеры рудных залежей, как правило, невелики: их максимальная протяженность не превышает нескольких десятков метров, при мощности 1—5, реже 10 *м*. Рудные тела всегда залегают согласно с вмещающими породами, причем в определенных районах приурочены приблизительно к одному стратиграфическому горизонту, вдоль которого вытягиваются цепочкой. Вследствие этого, несмотря на небольшие размеры отдельных рудных тел, общая протяженность рудоносных горизонтов может быть очень значительной.

Главными минералами первичных марганцевых руд являются браунит, гаусманит, родохрозит и родонит. Эти минералы обычно образуют тонко- и мелкокристаллические агрегаты, иногда однородные, иногда с намечающейся слоистой текстурой. Карбонатным рудам часто свойственно оолитовое строение. В метаморфизованных разностях руд, которые обычно развиваются на контактах с гранитными интрузиями, широко распространены марганцевистые гранаты и другие сложные силикатные соединения марганца.

Марганецсодержащие железные руды состоят из марганецсодержащего гематита, небольшого количества марганцевых карбонатов, опала и халцедона. В метаморфизованных разностях вместо марганцевистого гематита присутствует марганцевистый магнетит. Гематит обычно тонко импрегнирует агрегат халцедона и опала, а карбонаты марганца в железисто-кремнистой массе породы образуют мелкие сферолиты. Наиболее распространенными являются две разности марганецсодержащих железных руд: массивные однородные руды и ленточные. В массивных рудах рудное вещество равномерно распределено в тонкокристаллической кремнистой массе и порода выглядит совершенно однородной и монолитной. В ленточных рудах оно концентрируется в определенных полосах (в среднем до 5 *мм*), разобщенных прослоями, сложенными чисто кремнистым материалом.

Описываемые руды содержат от 25 до 35% железа и от 5 до 10% марганца. Отношение Fe : Mn может резко изменяться от одного рудного тела к другому, но в пределах одной залежи оно обычно бывает постоянным.

Единой точки зрения на происхождение описанных выше марганцевых и железных руд не существует. Одни исследователи считают, что рудные концентрации возникли путем гидротермального замещения; по мнению же других — руды представляют собой первично-осадочные морские образования. Авторы новейших сводных работ по металлогении марганца и железа придерживаются второй точки зрения. Так, Такабатаке (Takabatake, 1956) приводит следующие соображения в пользу осадочного происхождения руд.

1. Рудные тела всегда залегают согласно с вмещающими породами.

2. Рудные тела часто приурочены к одному стратиграфическому горизонту, общая протяженность которого может быть очень значительной. Если бы руды имели гидротермальное происхождение, то их появление следовало бы ожидать в ослабленных тектонических зонах, разломы и трещины которых могли служить подводящими каналами для рудоносных растворов. Однако никакой приуроченности рудных концентраций к зонам разломов не наблюдается.

3. В бедных кремнистых рудах обычно присутствуют остатки радиолярий. Это указывает на то, что руды являются такими же морскими осадочными образованиями, как и вмещающие их кремнистые породы.

4. В рудах не обнаружено никаких признаков гидротермального замещения. В то же время им, как правило, бывают свойственны типично осадочные структуры и текстуры. Особенно показательны в этом отношен оолитовые и тонкослоистые руды.

5. Руды всегда ассоциируют только с определенными породами: с основными лавами подводного происхождения и с сингенетичными им кремнистыми образованиями. Ассоциация эффузивов основного состава кремнистых пород и руд постоянна и является фрагментом единой серии пород, последовательно накапливавшихся во внутренних частях геосинклинальных зон.

Таким образом, Такабатаке приходит к выводу о первично-осадочном генезисе руд. В отношении происхождения исходного материала этот

исследователь придерживается того мнения, что соединения железа, марганца и кремнезема выносились в морской бассейн подводными горячими источниками, деятельность которых сопровождала излияния лав.

МАРГАНЦЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ПОЛУОСТРОВА ОЛИМПИК, ШТАТ ВАШИНГТОН, США

Марганцевые руды полуострова Олимпик ассоциируются с отложениями нижне- и среднеэоценового возраста. Последние слагают непрерывную мощную полосу, протяженностью 240 *км*, которая своей подковообразной формой повторяет изгиб Олимпийских гор (фиг. 8). В полосе развития эоценовых отложений насчитывается около 150 рудных точек и групп рудопроявлений, наиболее крупные из которых нанесены на прилагаемую схему (см. фиг. 8). Все эти рудопроявления однотипны и несомненно принадлежат к единой марганценосной провинции.

Разрез описываемого района, по Парку (Park, 1946), в общих чертах следующий.

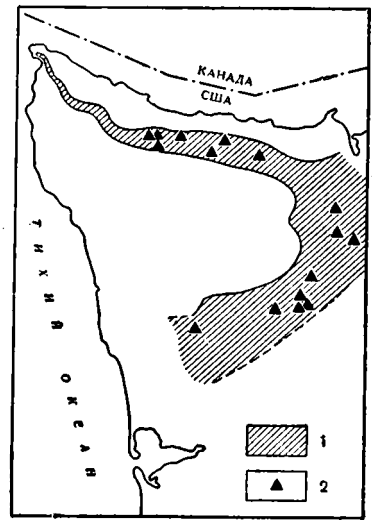
1. В основании разреза залегают отложения мелового и раннетретичного возраста, представленные аргиллитами, граувакковыми песчаниками, сланцами и кварцитами.

2. Нижний и средний эоцен — аргиллиты, граувакковые песчаники и известняки, с которыми переслаиваются вулканогенные породы, а также сопутствующие им красноцветные образования (red rocks в понимании Парка, см. ниже) и яшмы. Общая мощность серии 9 *км*. Ее контакт с подстилающими отложениями — согласный.

3. Отложения позднетретичного возраста, представленные сланцами, песчаниками, конгломератами и вулканогенными породами.

Марганцевые руды связаны с отложениями нижне- и среднеэоценового возраста и внутри их всегда бывают приурочены к пачкам вулканогенных и красноцветных пород. За пределами этих пачек, во вмещающих терригенных породах, никаких признаков оруденения не обнаружено. Ниже приводится краткая характеристика тех пород, с которыми непосредственно ассоциируют руды.

Вулканогенные породы представлены преимущественно лавами спилитового состава, агломератами и туфами. Спилиты встречаются на протяжении всего разреза, но особенно широко распространены в низах эоцена. Их мощность в отдельных случаях достигает 1300 *м*. Спилитовым лавам свойственна подушечная отдельность. Периферические части отдельностей обычно бывают окрашены в тускло-красные и багровые тона, в середине же их лавы имеют зеленоватую окраску. Спилиты переслаиваются и сменяются по простиранию породами, содержащими остатки фауны открытого морского бассейна. По мнению Парка (Park, 1942, 1946), излияния спилитовых лав происходили в наиболее прогнутых участка хморского дна.



Фиг. 8. Площадь распространения марганценосной серии на п-ве Олимпик (Park, 1942)

1 — марганценосная серия; *2* — основные рудопроявления марганца

Красноцветные породы (red rocks) тесно ассоциируют со спилитами и представлены красными, красновато-коричневыми и значительно реже зеленоватыми кремнистыми известняками, карбонатными туффитами и туффами. Пере-

численные образования представляют собой единый ряд взаимосвязанных пород, крайними членами которого являются известняки и туфы.

Промежуточные члены этого ряда представлены известняками, содержащими примесь туфогенного материала, известковистыми туффитами и туфами с карбонатным цементом. Весь этот комплекс в целом выделяется Парком под названием red rocks. Наибольший интерес в комплексе red rocks представляют красные кремнистые известняки, так как именно с ними связано подавляющее большинство марганцевых рудопроявлений. В местах излияний спилитовых лав красные кремнистые известняки обычно имеют очень широкое распространение, но не образуют хорошо выдержанных по простиранию пластов. Их тела обычно бывают разобщены и имеют линзообразную форму. Мощность линз в большинстве случаев не превышает 8 *м* и только иногда увеличивается до 90 *м*. Кремнистые известняки чаще всего залегают на спилитах, но могут также располагаться в основании лавовых горизонтов, в местах их выклинивания и даже образовывать линзы внутри спилитов. Внутри линз кремнистых известняков, в свою очередь, часто обособляются линзы и гнезда массивных яшм. Красная окраска кремнистых известняков объясняется присутствием в них тонкораспыленного гематита. Кроме того, в них почти всегда наблюдается повышенное содержание марганца (MnO — 1—5%). Марганец присутствует в известняках в форме кремнистых и карбонатных соединений.

Я ш м ы среди описываемых отложений распространены очень широко. Их мощные линзы сопровождают спилитовые потоки, а также встречаются среди кремнистых известняков. В яшмах, так же как и в кремнистых известняках, часто наблюдается повышенное содержание марганца, который обычно присутствует в них в виде силикатных соединений (образование типа неотоцита и другие).

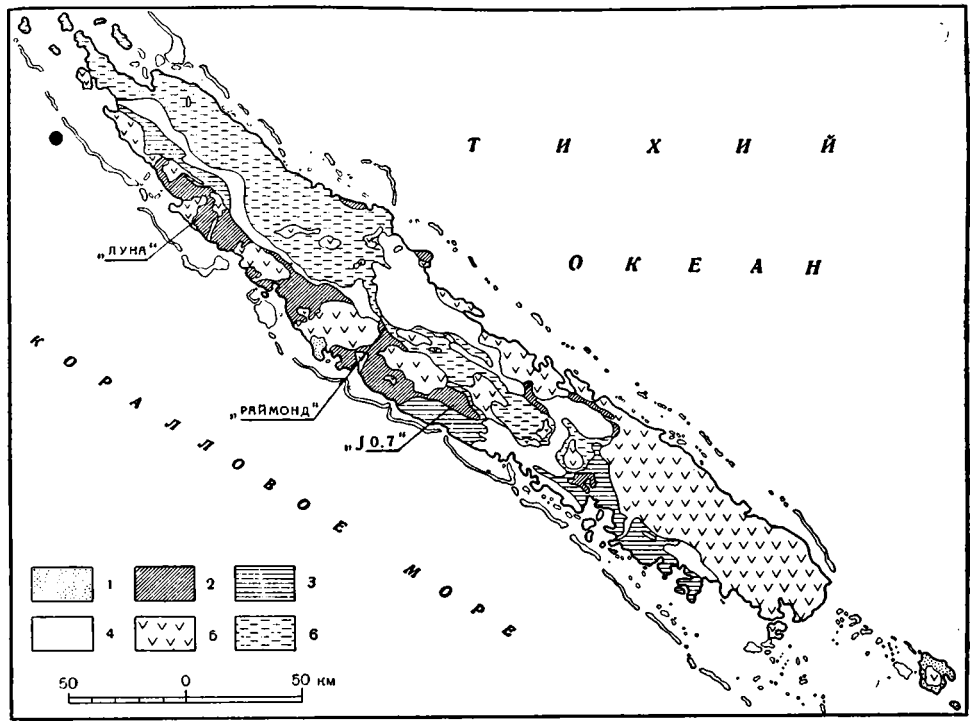
М а р г а н ц е в ы е р у д ы образуют неправильной формы линзы, гнезда и, реже, маломощные пластовые тела, которые залегают чаще всего среди кремнистых известняков, туффитов и яшм, вблизи их контакта со спилитами. Кроме того, рудные тела известны и внутри спилитов. Размеры рудных тел, как правило, не велики. Так, например, рудная линза одного из наиболее крупных рудников (Crescentmine) имеет длину 35—60 *м*, при мощности 2—4 *м*.

Минералогия марганцевых руд сложна и недостаточно хорошо изучена. Главными рудными минералами являются гаусманит, а также различные силикаты и карбонаты марганца. Минеральный состав руд от тела к телу не выдерживается и находится в определенной зависимости от характера пород, вмещающих рудные линзы. Так, марганцевые силикаты обычно ассоциируются с яшмами и кремнистыми известняками, тогда как гаусманитовые и карбонатные марганцевые руды бывают приурочены к слабо кремнистым разностям красноцветных пород.

В целом, на всем протяжении продуктивной толщи полуострова Олимпик наблюдается постоянная тесная ассоциация спилитов, красноцветных пород, яшм и марганцевых руд. Парк обращает внимание на многократную повторяемость этой ассоциации, как в описываемом районе, так и в других частях земного шара и приходит к выводу о связи оруденения с подводными излияниями спилитовых лав.

МАРГАНЦЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ НОВОЙ КАЛЕДОНИИ

Подавляющее большинство марганцевых месторождений Новой Каледонии связано с отложениями палеогенового (верхнеэоценового и олигоценового) возраста (фиг. 9). Основными компонентами палеогенового петрофонда являются терригенные породы и базальты. С базальтами обычно переслаиваются туфы, красноцветные аргиллиты и кремнистые радио-



Фиг. 9. Схематическая геологическая карта Новой Каледонии (Routhier, 1954)

1 — осадочные породы послезоценового возраста; *2*— базальты подводного происхождения палеогенового возраста; *3* — осадочные породы эоцена; *4* — мезозойские и отчасти палеозойские породы; *5* — перидотиты и серпентиниты; *6* — метаморфические породы

ляриевые породы. С последним комплексом пород во многих районах Новой Каледонии связаны проявления марганцевого оруденения. Арну и Рутье (Arnould a. Routhier, 1956) считают, что наиболее наглядно этот тип оруденения представлен на месторождениях J07 и Раймонд. На руднике J07 марганцевые руды образуют линзы, согласно залегающие среди красных кремнистых сланцев и пестро окрашенных туфов, которые, в свою очередь, подстилаются яшмами. Средний химический состав руд следующий: Mn — 47%; SiO_2 — 20%; Fe — 1,5%.

На месторождении Раймонд встречено несколько рудных линз. Длина наиболее крупной из них достигает 70 *м* при мощности 8—10 *м*. Руды согласно залегают среди красных аргиллитов и яшм. Средний химический состав руд следующий: Mn —44—50%; SiO_2 — 8,2—11,4%; Fe —4,7—9,1%.

Характерно, что в пределах рудных полей обоих описанных месторождений широко распространены базальты, но руды почти никогда не бывают непосредственно к ним приурочены. По выражению Рутье, рудные залежи как бы обволакиваются красноцветными породами, изолирующими их от эффузивов.

Рутье подчеркивает, что совместное нахождение базальтов, кремнистых радиоляриевых пород, красных аргиллитов и марганцевых руд наблюдается в целом ряде месторождений Новой Каледонии и представляет собой, таким образом, не случайное, а закономерно повторяющееся явление. Исходя из постоянства этого парагенеза, Рутье приходит к выводу, что поступление в морской бассейн соединений железа, марганца и кремнезема находится в прямой связи с подводной вулканической деятельностью

и что руды являются образованиями вулканогенно-осадочного происхождения.

Рутье обращает внимание на большое сходство марганцевых месторождений Новой Каледонии с месторождениями Береговых хребтов и Сьерра-Невада в Калифорнии и считает, что их надо относить к одному типу.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАРГАНЦЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ КАЛИФОРНИЙСКОГО ТИПА

Попытаемся теперь выявить основные черты сходства и различия в строении марганценосных серий Калифорнии, Новой Зеландии, Японии, полуострова Олимпик и Новой Каледонии. Для этого сравним их вещественный состав, характер оруденения, внутреннее строение и условия (палеогеографические и тектонические), в которых эти серии отлагались.

Вещественный состав. Во всех рассматриваемых случаях марганценосные серии пород носят полигенный характер, но их петрофонд состоит из одних и тех же основных компонентов. Эти компоненты следующие: 1) продукты выветривания — терригенные породы, 2) продукты вулканической деятельности — эффузивы и их пирокластические производные, 3) продукты вулкано-хемогенного происхождения — кремнистые породы, марганцевые и железные руды, 4) органогенные образования — известняки.

Терригенные породы повсеместно представлены разнозернистыми песчаниками аркозового или грауваккового состава, которые переслаиваются с аргиллитами и спорадически включают линзы мелкогалечных внутриформационных конгломератов. Обломочный материал в песчаниках характеризуется слабой степенью окатанности и сортировки и обычно бывает очень свежим. Последнее обстоятельство, наряду с общим преобладанием песчаных пород над глинистыми, говорит о том, что терригенный материал сносился с суши, на которой механическое выветривание явно преобладало над химическим.

Вулканогенные породы во всех рассматриваемых сериях представлены эффузивами основного состава — преимущественно базальтами и спилитами (последние особенно характерны для районов рудных полей). Кислые излившиеся породы имеют очень ограниченное распространение или отсутствуют совсем. Излияния лав происходили одновременно с накоплением терригенных осадков и повсеместно носили подводный характер.

С лавами неизменно ассоциируют пирокластические образования, которые, однако, никогда не имеют доминирующего значения. Их количество и тип могут существенно изменяться при переходе от одной серии к другой. Так, для марганценосной серии Калифорнии туфы вообще мало характерны, в Японии они имеют широкое развитие и представлены зелеными шальштейнами, на полуострове Олимпик распространены туфы с карбонатным цементом, постепенно сменяющиеся известняками с примесью туфогенного материала и, наконец, для Новой Зеландии и Новой Каледонии наиболее типичны туффиты.

Кремнистые породы присутствуют во всех рассматриваемых сериях, причем наиболее широкое распространение они приобретают в тех районах, где количество лав особенно велико. Обычно выделяется две разности кремнистых образований: массивные кремнистые породы и кремнистые сланцы. В последних кремнистые прослои бывают разобщены пленками или тонкими слоечками глинистого или карбонатного материала. Более характерны глинисто-кремнистые сланцы. В кремнистых породах часто содержатся обильные остатки радиолярий.

Известняки неизменно входят в рассматриваемые ассоциации пород, но присутствуют обычно в подчиненном количестве. Они образуют среди терригенных и вулканогенных пород небольшие линзы или единичные рифовые тела. Наиболее характерны карбонатные породы для отложений полуострова Олимпик, но и здесь они представлены главным образом кремнистыми известняками, которые по существу являются уже разностями, переходными к типичным кремнистым породам.

Характер оруденения. Железо-марганцевые руды являются обязательным членом рассматриваемых сообществ пород. Рудопроявления изученных областей характеризуются следующими общими чертами: 1) они неизменно ассоциируют с породами одного и того же типа, а именно с кремнистыми образованиями и лавами основного состава, главным образом спилитами; 2) руды всегда залегают согласно с вмещающими породами, среди которых они образуют многочисленные, но небольшие по размерам тела, преимущественно линзовидной формы; 3) рудные линзы могут быть либо единичными, либо могут цепочкой располагаться вдоль одних и тех же стратиграфических горизонтов. Таких горизонтов в пределах одной марганценосной серии бывает несколько и протяженность их часто очень значительна.

В сравниваемых марганценосных сериях наряду с марганцевыми рудами всегда в том или ином количестве присутствуют и соединения железа. Иногда они входят в состав марганцевых руд или пигментируют вмещающие кремнистые породы, в других же случаях образуют самостоятельные рудные концентрации. Так, в Новой Каледонии наблюдается повышенное содержание железа в марганцевых рудах (на месторождении Раймонд они содержат около 10% железа). В марганцеворудных полях Калифорнии и Новой Зеландии железные руды уже спорадически обособляются в самостоятельные тела, а в Японии марганецсодержащие железные руды превалируют над марганцевыми. В тех случаях, когда в каком-либо районе встречаются и железные и марганцевые руды, между ними всегда наблюдается целый ряд переходных разностей. Характерно, что в случае совместного нахождения железо и марганец присутствуют в форме одних и тех же соединений (карбонаты железа и карбонаты марганца, железосодержащие опалы и марганецсодержащие опалы и т. д.). Эта особенность железо-марганцевого оруденения, так же как и вопрос взаимосвязи железных и марганцевых руд очень хорошо разобраны Талиаферро на примере Калифорнии (см. стр. 215—218).

Характер изменения минерального состава марганцевых руд из различных серий отображен в табл. 3.

Таблица 3

Минеральный состав марганцевых руд

Калифорния	Новая Зеландия	Япония	Полуостров Олимпик	Новая Каледония
Карбонатные марганцевые руды; марганецсодержащие опалы	Руды окислены. Главный рудный минерал — псиломилан. В подчиненном количестве присутствуют браунит, родохрозит, родонит	Марганецсодержащие железные руды (типа железо-марганцевистых опалов и халцедонов). Окисные, карбонатные и силикатные марганцевые руды. Главные рудные минералы: браунит, гаусманит, родохрозит, родонит	Окислы, карбонатные и силикатные марганцевые руды. Главные рудные минералы: гаусманит, карбонаты и силикаты марганца	Данных нет

Очевидно, что во всех рассмотренных случаях исходным веществом при образовании руд являлись гидроокислы и карбонаты марганца. Что касается минерального многообразия руд, то оно объясняется не сложностью их первоначального состава, а является следствием метаморфизма и различием физико-химических обстановок накопления руд. Минеральный состав руд не выдерживается и в разных рудных телах в пределах одной и той же серии. Так, в Калифорнии имеются рудные тела, сложенные марганецсодержащими опалами, карбонатными марганцевыми рудами и их смесями. В Японии обособляются залежи железомарганцевистых опалов, карбонатных и окисных марганцевых руд и т. д. При этом характерно, что чистых руд опалового и карбонатного типов практически не существует; в опаловых рудах всегда содержатся сферолиты карбонатов марганца, в карбонатных — маленькие линзочки, сложенные опаловыми рудами.

Из сказанного выше следует, что вещественный состав рассматриваемых марганценосных серий пород очень схож. Все они характеризуются одними и теми же главными (обязательными) членами, которыми являются: терригенные породы (песчаники и аргиллиты), эффузивы основного состава (преимущественно спилиты) и их пирокластические производные, кремнистые породы, марганцевые руды и известняки. Очень характерны также железные руды, которые, однако, не могут быть отнесены к разряду постоянных членов описываемых ассоциаций пород, так как встречаются не повсеместно. В качестве второстепенных членов марганценосных комплексов пород могут быть названы эффузивы и туфы альбитофирового и кератофирового состава. Основные отличия в литологическом строении описываемых серий сводятся главным образом к различному соотношению их членов и некоторым вариациям в составе последних. Так, песчаники могут быть аркозовыми и грауваккковыми, лавы могут иметь спилитовый или базальтовый состав, вулканокластические породы могут быть представлены туфами или туффитами, а марганцевые руды характеризоваться различным минеральным составом.

Внутреннее строение рассматриваемых марганценосных серий также характеризуется целым рядом общих особенностей. Прежде всего, в каждом из них можно выделить две общие главные составляющие: комплекс терригенных пород — песчаников и аргиллитов — и комплекс, в состав которого входят спилиты, кремнистые породы, железо-марганцевые руды и, в некоторых случаях, туфы. Постоянство последней ассоциации подчеркивается Талиаферро в Калифорнии, Ридом в Новой Зеландии, Такабатаке в Японии, Парком в США и Рутье в Новой Каледонии. Рид и Парк даже выделяют это сообщество пород в составе марганценосных серий в целом под специальным названием комплекса red rocks. В Калифорнии, Новой Зеландии и Новой Каледонии комплексы red rocks бывают подчинены терригенным породам; на полуострове Олимпик эти две составляющие представлены приблизительно одинаково, а в Японии вулканогенные и кремнистые породы иногда даже преобладают над терригенными. Тела, сложенные red rocks, обычно имеют форму неправильных линз, в одних случаях сильно удлиненных, в других более коротких, но неизменно залегающих согласно с вмещающими их терригенными породами. Последние переслаиваются с red rocks и сменяют их в латеральном направлении. Контакты линз red rocks с вмещающими их терригенными образованиями, как правило, очень резкие. Исключение в этом отношении представляют только некоторые районы полуострова Олимпик, в которых наблюдается постепенный переход от туфов с карбонатным цементом к известнякам, содержащим примесь пирокластического материала. Тела red rocks могут присутствовать в разных частях сравниваемых серий. Так, в Новой Зеландии, где подчиненность комплекса red rocks терригенной составляющей выражена особенно резко, линзы red rocks спорадически встречаются на про-

тяжении всего разреза. В то же время в Калифорнии лавы, кремнистые породы и ассоциирующие с ними рудные залежи концентрируются только в средних горизонтах Францискан-Ноксвиллской группы.

Таким образом, все рассматриваемые серии характеризуются двумя главными составляющими: комплексом терригенных пород и комплексом red rocks. Количественное соотношение этих двух составляющих не является величиной постоянной и может изменяться от комплекса к комплексу. В то же время их пространственное взаимоотношение, характер контактов и сама форма тел, сложенных red rocks, остаются неизменными.

Сходство внутреннего строения описываемых серий пород подчеркивается еще и такими деталями, как однотипный характер рудных тел, приуроченность их к одному и тому же типу вмещающих пород, одинаковое взаимоотношение последних с рудными залежами и т. д.

Из сказанного выше следует, что марганценосные серии Калифорнии, Новой Зеландии, Японии, полуострова Олимпик и Новой Каледонии характеризуются идентичным вещественным составом, одними и теми же главными членами слагающих их сообществ пород и имеют сходное внутреннее строение. Самый факт неоднократной повторяемости во времени и в пространстве однотипных сообществ пород говорит о том, что мы имеем дело не с их случайными наборами, а с ассоциациями, отдельные члены которых парагенетически связаны друг с другом как в латеральном направлении, так и в вертикальной стратиграфической последовательности. Другими словами, все рассмотренные серии по своей сущности отвечают формациям, причем формациям одного и того же типа, который мы называем калифорнийским.

УСЛОВИЯ ОТЛОЖЕНИЯ ФОРМАЦИЙ КАЛИФОРНИЙСКОГО ТИПА

Из изложенного выше материала видно, что накопление марганценосных серий, отвечающих формациям калифорнийского типа, неизменно происходило в условиях морского бассейна. Бассейн, очевидно, имел открытый характер (о чем свидетельствует радиоляриевая фауна и рифовые известковые постройки) и был сравнительно мелководным (судя по обилию разнозернистых песчаников и линз внутриформационных конгломератов). Отложение кремнистых илов и ассоциирующих с ними гидроокислов марганца и железа происходило неповсеместно. Очевидно, что эти тонкие илы могли скапливаться только в относительно пониженных участках морского дна, в какой-то мере защищенных от действия волн и поверхностных течений, но не носивших, однако, характера глубоких, застойных депрессий. На эту особенность аккумуляции железо-марганцевистых, кремнистых, известково- и глинисто-кремнистых осадков обращает внимание Талиаферро в Калифорнии, Рид в Новой Зеландии, Парк в США, а также ряд других исследователей во всех частях земного шара.

Таким образом, во всех рассмотренных случаях место накопления кремнистых отложений и ассоциирующих с ними руд, очевидно, определяется двумя факторами. С одной стороны, кремнистые породы являются образованиями, несомненно генетически связанными с подводной вулканической деятельностью. Поэтому понятно, что они всегда бывают наиболее широко распространены в районах, где проявления вулканизма максимальны, и неизменно ассоциируют с лавами. С другой стороны, кремнистые илы не могли отлагаться равномерно на всей поверхности морского дна. Их накопление могло происходить только в его относительно прогнутых участках, игравших роль своего рода отстойников.

Накопление ассоциаций пород, отвечающих формациям калифорнийского типа, происходило не только в близких палеогеографических условиях, но приблизительно при одном и том же тектоническом режиме. Все

рассмотренные формации, вне зависимости от их возраста, являются образованиями внутренних частей геосинклинальных областей. Подобная общность тектонических обстановок в периоды отложения описываемых марганценосных комплексов еще раз подчеркивает, что их следует рассматривать как однотипные формации.

Источник рудного вещества. При описании конкретных геосинклинальных формаций калифорнийского типа неизменно отмечалась следующая особенность их строения: входящие в их состав залежи марганцевых и железных руд всегда ассоциируют с вулканогенными и кремнистыми породами, тогда как во вмещающих терригенных образованиях не наблюдается даже слабых признаков оруденения. Ассоциация спилитов (базальтов), кремнистых пород и железо-марганцевых руд настолько обычна и так часто повторяется в различные геологические эпохи и в разных частях земного шара, что может быть возведена в ранг закономерности. Как было показано выше, все исследователи конкретных формаций калифорнийского типа трактуют совместное нахождение вулканитов, кремнистых пород и руд одинаково, считая, что перечисленные компоненты генетически связаны между собой. Все исследователи стоят на точке зрения, что соединения железа, марганца и кремнезема поступали в морской бассейн из общего источника и что этот источник тем или иным путем был связан с подводной вулканической деятельностью. Относительно того, какого рода была эта связь, мнения исследователей расходятся. В настоящее время по этому вопросу высказано три основных предположения: соединения железа, марганца и кремнезема выносились в морской бассейн 1) горячими подводными источниками, связанными с излияниями лав (Taliaferro a. Hudson, 1943); 2) газовыми выделениями (эксгаляционная теория Schneiderhön, 1955); 3) выщелачивались из лав и туфов в момент их отложения под действием перегретой морской воды (Park, 1946).

После того, как соединения железа, марганца и кремнезема каким-либо из перечисленных способов поступали в морской бассейн, они осаждались уже обычным химическим путем и далее вели себя как типичные осадочные образования.

Нам представляется наиболее вероятным, что вынос рудных соединений в бассейн осуществлялся горячими источниками. Но так как неоспоримых доказательств в пользу этой точки зрения нет (так же, впрочем, как и в пользу других), мы для определения месторождений описываемого типа пользуемся общим термином — вулканогенно-осадочные. Возможно, что в будущем в группе вулканогенно-осадочных месторождений удастся выделить рудные концентрации гидротермально-осадочного и эксгаляционно-осадочного происхождения, но пока что такая градация не имеет под собой достаточной почвы.

С нашей точки зрения, марганценосные формации калифорнийского типа являются очень хорошей иллюстрацией связи процесса рудообразования с вулканизмом.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1946.

Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит-ры, 1961.

Херасков Н. П. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии. Памяти акад. А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, 1951.

Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, вып. 5.

Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.

Arnould A. Étude préliminaire sur les conditions de gisement du manganèse Nouvelle Calédonie. Rapp. Serv. Mines géol., Nouvelle Calédonie, Paris, inédit., 1954.

Arnould A., Routhier P. Zes gîtes de manganèse «Volcano Sédimentaires», de Nouvelle Calédonie- Un «type» de gisement defmanganèse meconnu: Le type Volcano Sedimentaire. In: XX Sess. congr. geol. internat. Sympos. sobre yacimientos de manganeso». T. 4. Asia y Oceania. Mexico, 1956.

Avias J. Sue la génese des gisements de manganese de Nouvelle Calédonie (Secteur central).— C. r. Soc. géol. France, 1954, N 1—2.

Geology and mineral resources of Japan. Ed. Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, 1956.

Davis E. F. The radiolarian charts of the Franciscan Group.—Univ. California Publ., Bull. Dept Geol., 1918, 11, 235—432.

Fyfe H. E., Reed J. J. Note on occurence of manganese in South-Eastern Wairarapa.— J. Geol. and Geophys., 1959, 2, N 2.

Grindley G. W., Harrington H. J., Wood B. L. The geological map of New Zealand 1: 2 000 000. N. Z. Geol. Surv., Wellington, 1959.

Hewett D. E. a. oth. Manganese deposits in the United States. In: «XX Sess. Congr. geol. internat. Sympos. sobre yacimientos de manganeso, t. 3, America». Mexico, 1956.

Irwin W. P. Franciscan group in Coast Ranges abd its equivalents in Sacramento Valley, California.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, 41, №10.

Katsu Kaneko. Manganese deposits of Japan. In: XX Sess. Congr. geol. internat. Sympos. sobre yacimientos de manganeso, t. 4». Mexico, 1956.

Lawson A. C. Description of the San-Francisco district.— U. S. Geol. Surv., Geol. Atlas San-Francisco, 1914, Folio N 193.

Park C. F. Manganese resources of the Olympic Peninsula. Washington.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1942, N 931-R.

Park C. E. The spilite and manganese of the Olympic Peninsula.— Amer. J. Sci., 1946, 244.

Reed J. J. Petrology of the Lower Mesozoic rocks of the Welington district.— N. Z. Geol. Surv. Bull., 1957, 57.

Reed J. J. Additional data on the volcanic argillites from Red Rock Point, Wellington.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1958, 1, N 4.

Reed J. J. Manganese ore in New Zealand.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1960, 3, N 3.

Routhier P. Les gisements mineraux affilies aux roches vertes des chaines géosynclinales. Houille Mineraes, Pétrole. Paris, 1946, N 5—6.

Routhier P. Etude géologique du versant accidental de la Nouvelle Calédonie.— Compt. rend. Soc. géol. France, 1954, N 9—10.

Schneiderhöhn H. Erzlagerstätten-Kurzvorlesüngen zur Einführung und zur Wiederholung. Stuttgart, 1955.

Susuki J., Ohmacki H. Manganiferous iron ore deposits in the Tokoro district of North-Eastern Hokkaido, Japan. In: XX Sess. Congr. géol. internat. Sympos. sobre yacimientos de manganese. T. 4. Asia y Oceania, Mexico, 1956.

Takabatake A. Genesis of manganiferous iron deposits in Japan. In: XX Sess. Congr. geol. internat. Sympos. sobre yacimientos de manganeso. T. 4. Asia y Oceania, Nexico, 1956.

Taliaferro N. L. The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments.— Calif. Univ. Dept Geol. Sci. Bull., 1933, 23.

Taliaferro N. L. Contraction phenomena in charts.—Hull. Geol. Soc. America, 1934, 45.

Taliaferro N. L. 1. Franciscan-Knoxville problem. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1943, 27.

Taliaferro N. L. 2. Manganese deposits of the Sierra Nevada, their genesis and metamorphism.— Bull. California Div. Min., 1943, N 125.

Taliaferro N. L., Hudson F. G. Genesis of the manganese deposits of the Coast Ranges of California.— Bull. Div. Mines. Dept. Natur. resources Stale. Calif., 1943, N. 125.

Trask P. D. Geological description of the manganese deposits of California.— Bull. Div. Mines. Dept. Natur. resources Stale. Calif., 1950, N 152.

Wellman H. W. Pillow lava at Red Rock Point, Wellington.— Trans. Roy. Soc. N. Z., 1949, 77.

Wellman H. W. The Permian-Jurassic stratified rocks. In: Symposium sur les séries de Gondvana. Alger, 1952.

Wellman H. W. Structural outline of New Zealand.— N. Z. Dept. Scient. and Industr. Res. Bull., 1956, N 121.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

(Труды, выпуск 81, 1963)

Н. Г. БРОДСКАЯ

РЯДЫ ФОРМАЦИЙ КАЙНОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ САХАЛИНА, КАМЧАТКИ И ЯПОНИИ

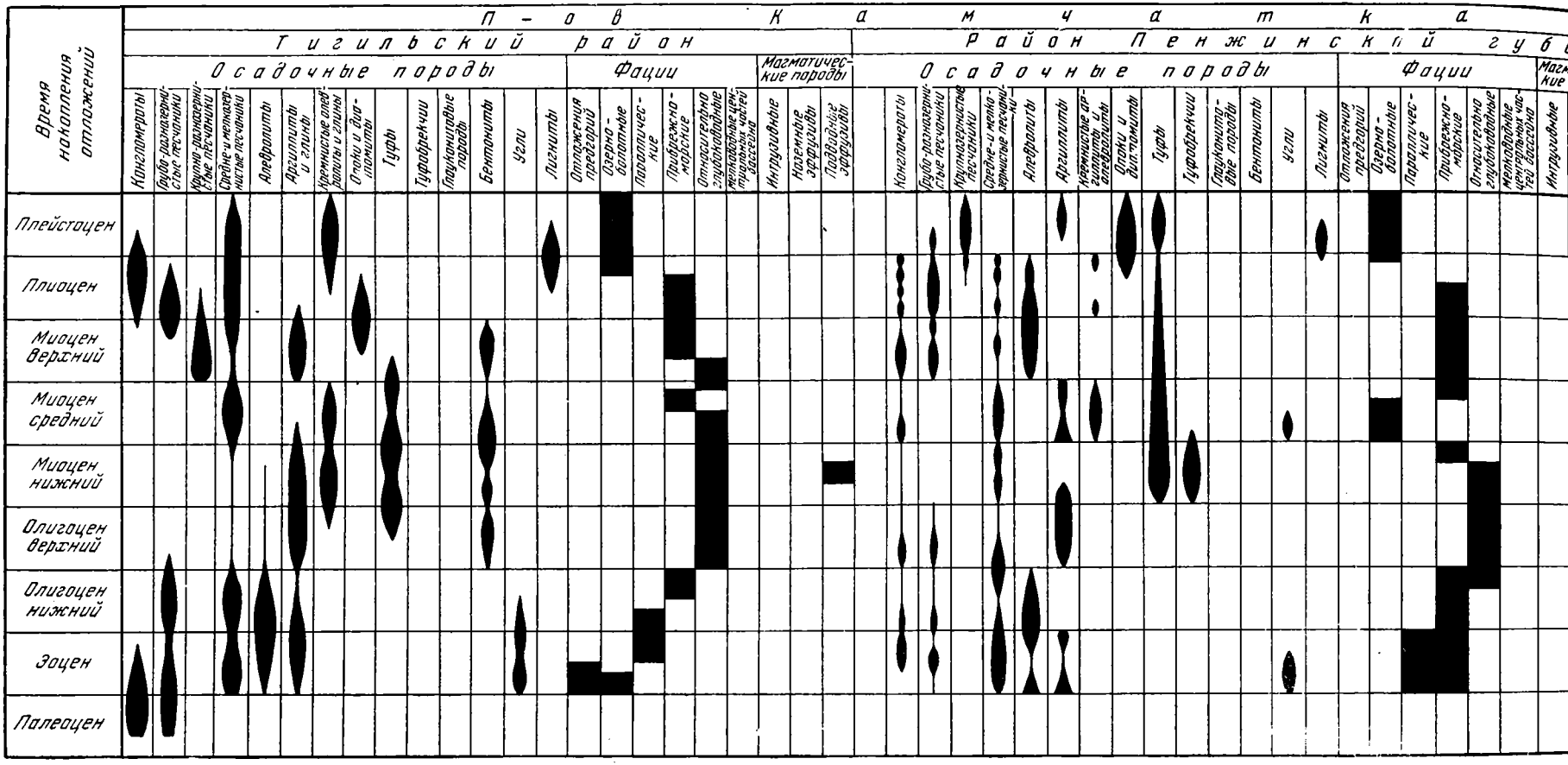
Существующая связь между тектоническими типами седиментационных областей и характером возникающих в них отложений позволяет выделять для каждого этапа тектонического развития определенные парагенетические комплексы пород — формации. Как известно, смена таких формаций во времени образует закономерные ряды, особенно четко выраженные в геосинклиналях.

Интересными объектами для изучения подобных рядов формаций являются третичные геосинклинальные бассейны восточной окраины Азии. В многокилометровых осадочных толщах этой области обособляются три формации: нижняя, базальная, соответствующая начальной стадии кайнозойского геосинклинального этапа; средняя, вулканогенно-осадочная, относящаяся ко времени максимального прогибания, сопровождаемого вулканизмом; и верхняя, молассовая, связанная с заключительной стадией геосиклинального развития.

В настоящей статье рассмотрены состав и строение указанных формаций, развитых на Камчатке, Сахалине и в Японии.

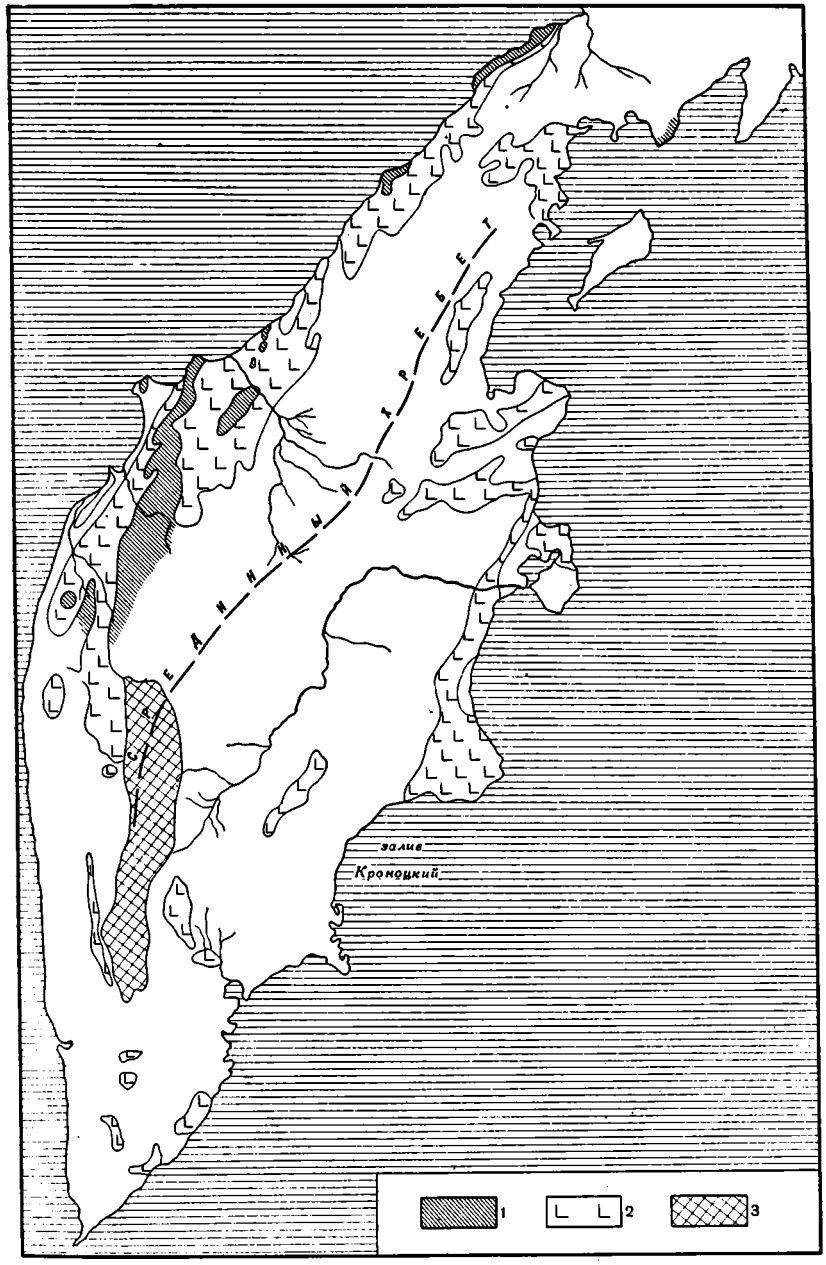
С начала третичного времени вся эта область представляла собой систему отдельных геосинклинальных прогибов, разделенных геоантиклинальными участками. Здесь прослеживается Камчатский геосинклинальный прогиб, геосинклиналь п-ова Шмидта, геосинклиналь Северного Сахалина (в основном располагавшаяся восточнее современных очертаний острова) и прогиб Южного Сахалина, острова Хоккайдо и Хонсю. В перечисленных геосинклиналях сходные комплексы отложений возникали не строго одновременно, но, как мы увидим ниже, характерные черты их состава и строения позволяют всюду уверенно выделять гомологичные формации.

Выделению и характеристике формаций по отдельным прогибам предшествовала большая работа по сопоставлению разрезов и выявлению в них характерных литологических комплексов (Бродская, Захарова, 1960). В специальной таблице (фиг. 1) показаны основные типы пород, их фациальная принадлежность и происхождение осадочного материала для каждого стратиграфического подразделения различных районов. Для ее составления было использовано большое количество фондовых и опубликованных материалов, а также проведено изучение пород, собранных при полевых работах сотрудниками Геологического института АН СССР и Камчатской комплексной экспедиции АН СССР (основой для составления корреляционной таблицы по Сахалину послужили материалы личных наблюдений).



Фиг. 1. Схема распределения различных пород и фациальных типов отложений в разрезе трети

ых отложений Камчатки и Сахалина



Фиг. 2. Схема распространения отложений базальной и вулканогенно-осадочной формаций на Камчатке

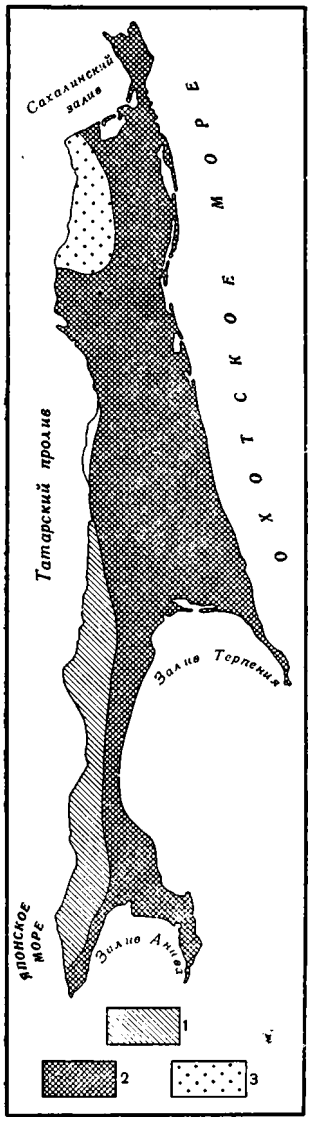
1 — отложения базальной формации; *2* — отложения вулканогенно-осадочной формации; *3* — выступ палеозойского фундамента

БАЗАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ

Базальная формация выделяется в объеме палеоценовых — нижнеолигоценовых отложений. На Камчатке ей соответствуют отложения хулгунской свиты и тигильской серии (напанская, снатольская и увучинская свиты); на Сахалине формация охватывает конгломератовую, нижнедуйскую и краснопольевскую свиты, а в Японии — отложения группы Исикари (о-в Хоккайдо), нижнюю часть серии Сирамидзу у восточного подножья горной области Абакума, палеоген северо-западной части горной области Китаками и одновозрастные отложения на о-ве Кюсю (на юго-западе Японии), в районе угольных месторождений Амакуза, Асакура, Такасима, Мацусима и др.

Как следует из перечисленных свит, входящих в тот или иной район в состав формации, нижняя граница ее не является строго синхронной. На Камчатке и на о-ве Кюсю отложения формации начали накапливаться в палеоцене, а на Сахалине и на северо-востоке Японии — в эоцене. Накопление формации прекратилось в нижнем олигоцене.

Во всех рассматриваемых областях отложения формации имеют ограниченное развитие (фиг. 2, 3, 4). На Камчатке они известны в сравнительно узкой полосе западного побережья полуострова и в северо-восточном районе. По данным М. Я. Серовой (1962), конгломераты и песчаники, залегающие в основании третичных отложений полуострова Ильпинского, относятся к эоцен-олигоцену и хорошо сопоставляются с тигильской толщей западного побережья Камчатки. На Сахалине распространение нижней формации ограничивается югом западного побережья. В Японии намечаются три зоны распространения формации — п-ов Хоккайдо, восточное побережье о-ва Хонсю и районы о-ва Кюсю. Такое ограниченное распространение формации скорей всего связано с особенностями начальной стадии развития геосинклинального бассейна. Начавшееся опускание охватывало, видимо, лишь определенные зоны. Остальная же территория оставалась приподнятой и являлась областью сноса.



Фиг. 3. Схема распространения отложений базальной формации на Сахалине

1 — отложения базальной формации; *2* — область размыва; *3* — платформенная зона

Мощность базальной формации резко меняется в пределах каждого геосинклинального прогиба, но порядок цифр сохраняется одинаковым для всех исследованных районов. Так, для Камчатки пределы колебания мощности — 300—2500 *м*, на Сахалине — 200—2200 *м*, а для Японии — 300—3000 *м*.

Несмотря на большую меридиональную протяженность рассматриваемых регионов, вещественный состав пород, слагающих формацию, и характер их сочетаний сходны. Всюду четко выделяются три комплекса отложений: песчано-конгломератовый, угленосный и песчано-глинистый.

Песчано-конгломератовый комплекс залегает в основании формации и сложен сравнительно мощными толщами конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. Породы очень плохо отсортированы и содержат примазки и линзы глинистого материала. Преобладают осадки континентальных фаций, среди которых различаются аллювиальные, пролювиальные и реже озерно-болотные отложения. Конгломераты состоят из обломков яшм, кварцитов, диоритов, порфиритов, кварцевых порфиров, кремнистых сланцев и песчаников. Размер обломков местами достигает 0,5 *м*. В конгломератах Сахалина и Японии присутствует галька гранитов. Почти все исследователи подчеркивают большую роль меловых и палеозойских пород в формировании конгломератовых и песчаных толщ формации. Цементом конгломератов служат песчаники полимиктовые, грубозернистые, плохо отсортированные, часто с остатками листьев, обломками древесины и даже окремнелыми стволами деревьев. На Камчатке и Сахалине мощность песчано-конгломератовых отложений достигает 300 *м*, однако их распространение ограничено отдельными участками, и даже в одном районе они не являются строго одновозрастными. В Японии мощность этого комплекса невелика и он обнаруживается лишь в районах побережья Тихого океана.

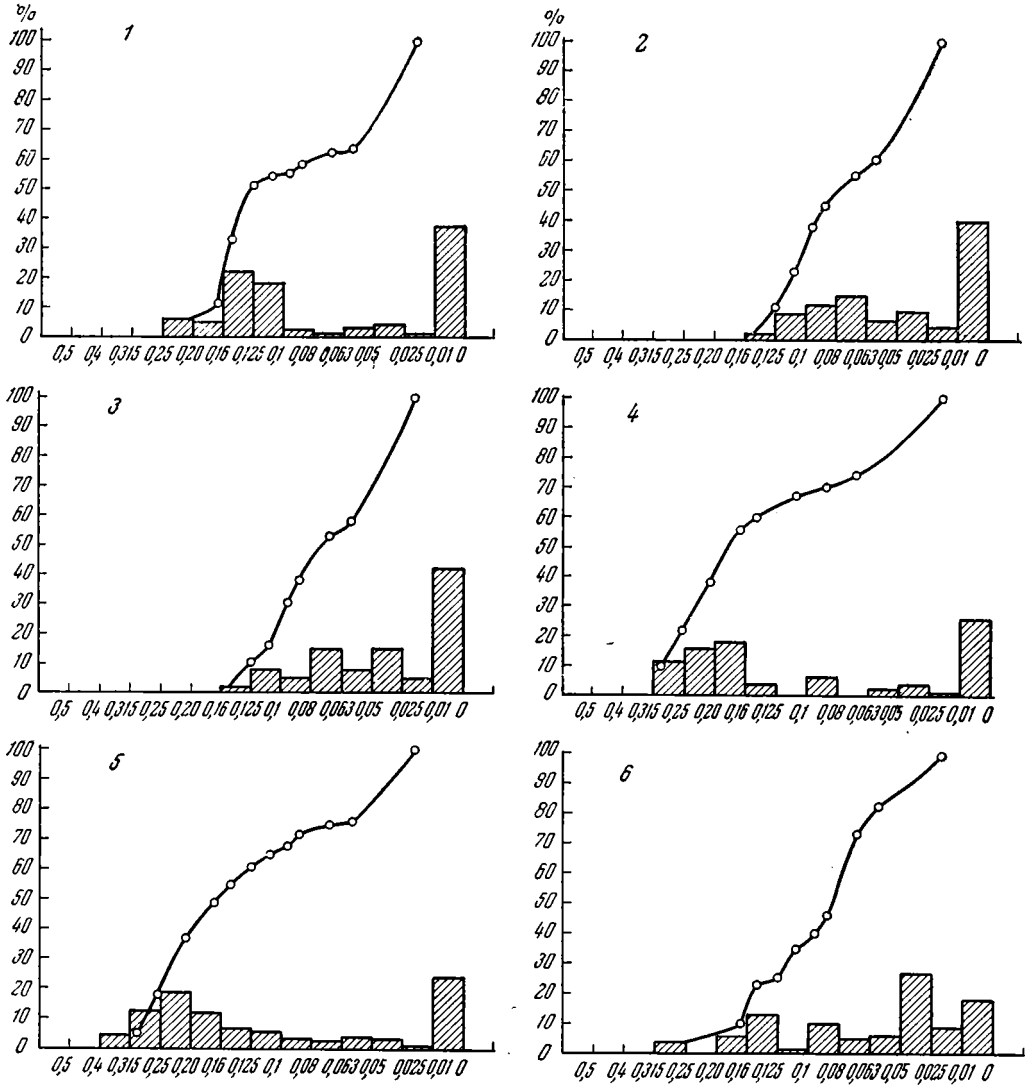
Угленосный комплекс характеризуется ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей. Иногда наблюдаются прослои конгломератов. Породы угленосного комплекса базальной формации Сахалина и Камчатки очень схожи.

Песчаники серовато-зеленые полимиктовые, разнозернистые, с призмазками и линзами глинистого материала, с большим количеством обуглившихся растительных остатков. Наблюдается косая слоистость. Судя по гистограммам и куммулятивным кривым песчаников и алевролитов базальной формации Сахалина (фиг. 5), содержание в этих породах глинистой фракции достигает 30%, а коэффициент сортированности



Фиг. 4. Схема распространения отложений базальной формации Японии

1 — отложения базальной формации



Фиг. 5. Гистограммы и куммулятивные кривые песчаников и алевролитов базальной формации

1 — обр. 362; *2* — обр. 628; *3* — обр. 383; *4* — обр. 1599; *5* — обр. 499; 6 — обр. 2027

колеблется от 2 до 4. В составе песчаников присутствуют слабо окатанные обломки полевых шпатов, среди которых преобладают кислые плагиоклазы, обломки кварца, хлорита, слюд и различных осадочных и эффузивных пород. Среди последних различаются микрофельзиты, порфириты и андезиты. В легкой фракции, как правило, полевой шпат преобладает над кварцем. Тяжелая фракция представлена цирконом, гранатом, пиритом, сфеном, в небольшом количестве встречается пироксен, эпидот, апатит и др. На Сахалине в составе полевых шпатов доминируют основные плагиоклазы (андезин, лабрадор) и микроклин; в тяжелой фракции — пироксен, эпидот, циркон, турмалин, рудные минералы, сфен.

Цемент песчаников глинисто-карбонатный или хлоритово-глинистый. В угленосных пачках песчаники имеют железисто-карбонатный цемент и к ним приурочены железисто-карбонатные конкреции и пирит.

Алевролиты, так же как и песчаники, отличаются плохой сортировкой. По составу терригенного материала они схожи с песчаниками.

Отложения угленосного комплекса относятся в основном к пресноводным и солоноватоводным фациям, но в верхах комплекса появляются и морские отложения.

Песчано-глинистый комплекс имеет асимметрично ритмичную стратификацию: в его чередующихся слоях намечается постепенная смена грубозернистых пород мелкозернистыми. В низах разреза тонкие прослои мелкогалечных конгломератов, переполненные створками устриц, чередуются с зеленовато-серыми полимиктовыми среднезернистыми песчаниками с включениями галек яшмовидных пород. Верхняя часть разреза этого комплекса образована мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Во всех районах намечается общая тенденция перехода вверх по разрезу мелководных морских отложений в относительно более глубоководные.

В каждом из рассматриваемых районов базальная формация имеет некоторые особенности строения.

На Камчатке можно наметить три типа разрезов формации. В Тигильском районе западного побережья Камчатки базальная формация имеет наиболее характерное строение. В районе Пенжинской губы, по данным А. К. Кочетковой, разрез третичных отложений начинается толщей аргиллитов, глинистых песчаников и конгломератов с остатками морской фауны. Выше песчаники становятся более грубозернистыми и в разрезе появляются пласты углей. В верхней части формации развиты песчано-глинистые морские отложения более глубоководного характера, чем породы низов формации. Мощность формации здесь максимальна и достигает 3000 *м*.

В юго-западных районах Камчатки (Облуковина, Крутогорово) мощность формации сокращается и вместо трех рассмотренных выше толщ: конгломератовой, угленосной и песчано-глинистой, наблюдается 300-метровая толща сплошных конгломератов.

На Сахалине в нормальном развитии формация известна в Лесогорском, Углегорском и Красногорском районах западного побережья. Южнее, в ее разрезах конгломератовые толщи почти полностью отсутствуют и преобладают глинистые и угленосные отложения. При описании свит, входящих в состав выделяемой нами формации, И. Н. Кузина и Л. С. Жидкова (Козырев и др., 1960) отмечают, что распределение мощностей угленосной нижнедуйской свиты очень неравномерно. Намечаются отдельные участки ее максимальных мощностей, разделенные поднятиями, представляющими собою сушу.

Для Японских островов (о-в Хоккайдо) характерна несколько большая мощность формации и незначительная роль конгломератов в ее составе. Здесь преобладают угленосные континентальные отложения, представленные черными глинистыми сланцами и песчаниками с мощными угольными пластами. Вверх по разрезу эти отложения постепенно сменяются глинистыми сланцами и песчаниками с остатками морских моллюсков.

В юго-западной части Японии (о-в Кюсю) к базальной формации следует отнести мощную толщу континентальных и морских отложений, залегающую несогласно на породах мела, кристаллических сланцах палеозоя или гранитах, и имеющую нижнеэоценовый-нижнеолигоценовый возраст. Нижняя часть формации здесь представлена толщей переслаивающихся красновато-фиолетовых песчаников и глинистых сланцев, с прослоями конгломератов, а также с редкими тонкими прослойками известняков. Выше следуют угленосные песчано-глинистые отложения (группа Ногата), состоящие из переслаивания красноватых песчаников и глинистых сланцев с зелеными песчаниками и пестроцветными сланцами, содержащими многочисленные прослойки угля. В песчаниках заметна

косая слоистость и часто присутствует окремнелая древесина. В верхней части формации преобладают морские глинистые сланцы, серые среднезернистые песчаники и черные глинистые сланцы с прослойками угля, составляющие группу Оцудзи (Стратиграфический справочник, 1959). По направлению к более южным районам наблюдается переход континентальных отложений в преимущественно морские. В разрезе появляются зеленовато-серые средне- и крупнозернистые песчаники, иногда глауконитовые, с остатками морских моллюсков.

Мощность формации колеблется от 1000 до 2500 *м*, причем намечается увеличение ее мощности в более северных районах о-ва Кюсю.

На о-ве Кюсю формация несколько напоминает базальную формацию Камчатки, Сахалина и северных районов Японии. Здесь она также состоит из трех толщ: нижняя континентальная толща образована наиболее грубозернистыми осадками, средняя — преимущественно угленосными отложениями и верхняя — морскими.

Значительная роль аркозовых песчаников среди отложений формации этих районов определяется размывом гранитных пород, в изобилии встречающихся в дотретичных отложениях.

Заканчивая краткое описание базальной формации, отметим, что для нее во всех изученных районах исходным седиментационным веществом служил терригенный и, частично, органогенный гумусовый материал. Постоянным членом формации являются угли. Продукты вулканической деятельности в ее составе отсутствуют. Направленная смена пород вверх по разрезу от континентальных конгломератов предгорий к угленосным и прибрежно-морским отложениям свидетельствует, что в период их накопления скорости прогибания бассейна преобладали над скоростью седиментации.

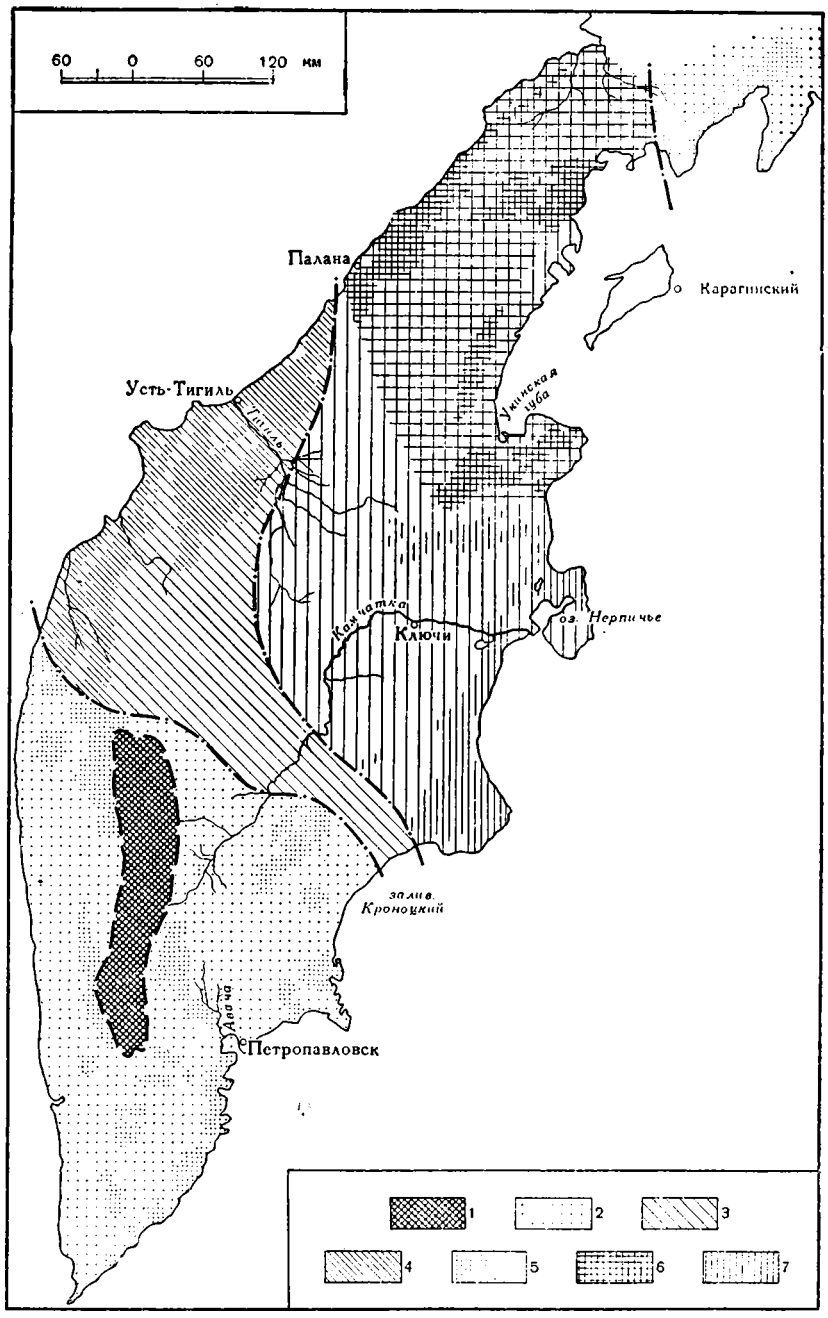
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ

Границы и объем вулканогенно-осадочной формации

Вулканогенно-осадочная формация охватывает отложения от олигоцена до верхнего миоцена, а для районов Японии включает и верхний плиоцен. В состав формации входят многочисленные местные свиты.

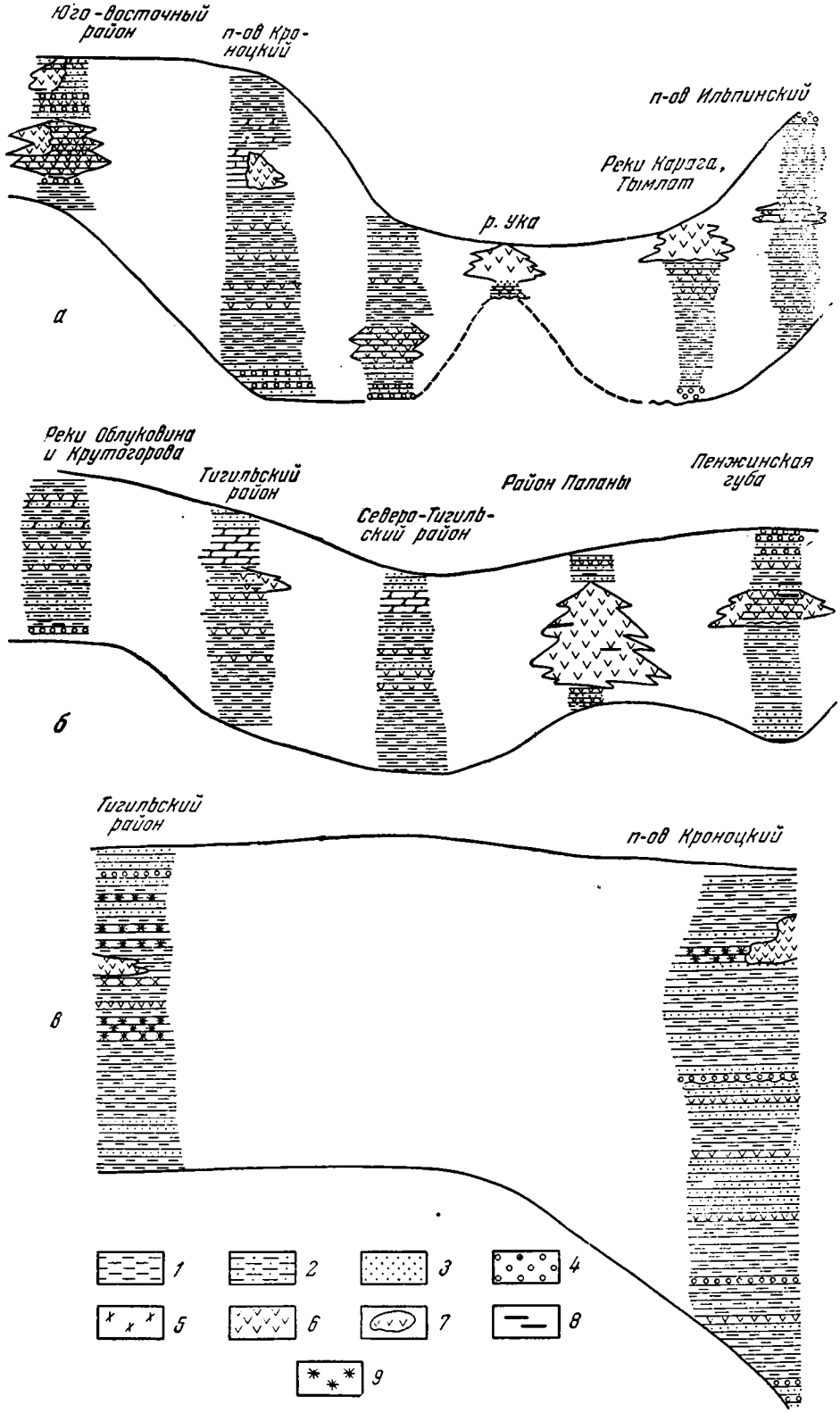
Вулканогенно-осадочная формация залегает на базальной обычно согласно, с постепенным, часто нечетким, переходом. Однако в некоторых районах как Камчатки, так и Японии, отмечается ее несогласное залегание, связанное, скорей всего, с перерывами местного значения. Площадь распространения формации значительно превышает территорию, занимаемую базальной формацией. Отложения вулканогенно-осадочной формации развиты на западном и восточном побережье Камчатки, на Сахалине, где отсутствуют только в районе выступов древних пород и на платформенном участке (район Лангери), в Японии — на о-ве Хоккайдо, в широкой полосе вдоль побережья Японского моря и на Тихоокеанском побережье, в так называемой внешней зоне Японии (фиг. 6—9).

Мощности вулканогенно-осадочной формации превышают мощности базальной, но колебания их для ряда районов так же резки. На западном побережье Камчатки мощность формации достигает 2500—4000 *м*, уменьшаясь до 600—800 *м* в районе Паланы и в южных районах полуострова. В восточных районах Камчатки (Кроноцкий, Озерновский) ее мощность увеличивается до 5000 *м*. На Сахалине максимальная мощность ее отложений приурочена к южным районам западного побережья, где достигает 7000 *м*. На восточном побережье и в центральных районах Сахалина она равна 3000—3500 *м*. На п-ове Шмидта и в северо-восточных районах Сахалина мощности формации составляют соответственно 4000 и 5000 *м*. Меньшая мощность формации (2200 *м*) известна в Энгизпальском районе



Фиг. 6. Схема распространения основных типов отложений вулканогенно-осадочной формации на Камчатке.

Морфологические элементы бассейна: *1* — консолидированные участки древней складчатости; *2* — периферические зоны прогиба; *3* — область прогиба. Типы отложений: *4* — преобладание относительно глубоководных глинисто-кремнистых осадков; *5* — преобладание мелководных галечных, песчаных и глинистых осадков; *6* — относительно глубоководные песчано-глинистые и вулканогенные осадки; *7* — относительно глубоководные флишоидные отложения. Более редкой вертикальной штриховкой или крапом показано предполагаемое распространение соответствующих типов отложений


Юго-восточный район
п-ов Кроноцкий
п-ов Ильпинский
Реки Карага, Тымлат
р. Ука
а
Реки Облуковина и Крутогорова
Тигильский район
Район Паланы
Пенжинская губа
Севера-Тигильский район
б
Тигильский район
п-ов Кроноцкий
в
1
2
3
4
5
6
7
8
9

(Северный Сахалин), где располагается выступ палеозойских пород, разграничивающий геосинклинальные прогибы. В Японии мощность формации меняется довольно резко. В центральной части о-ва Хоккайдо она максимальна и составляет около 8000 *м*, но уменьшается до 2000 *м* в восточной части острова. На побережье Японского моря формация достигает 3000 *м* (р-н Ниигата), хотя в отдельных районах имеет мощность всего 1200—1300 *м*. На побережье Тихого океана мощность ее отложений достигают 3000—5000 *м* (Geology and mineral resourses of Japan, 1956).

Строение формации и состав слагающих ее пород неодинаковы в различных районах, однако имеются и общие черты, благодаря которым эта формация распознается даже в удаленных друг от друга бассейнах. Такими общими чертами являются: вулканогенный материал, часто связанный с подводной вулканической деятельностью; мощные кремнистые толщи; флишоидное строение отдельных частей формации: мощные глинистые и глинисто-песчаные отложения морских, относительно глубоководных фаций, и др.

В пределах каждого геосинклинального прогиба выделяется два основных типа разрезов, приуроченных к разным структурным участкам. Первый тип характерен для зоны собственно прогиба, а второй — для его краевой части.

На Камчатке разрезы первого типа изучены в средней части западного и восточного побережья, в северо-западной и северо-восточной частях полуострова.

На западном побережье Камчатки, в Тигильском районе, вулканогенно-осадочная формация охватывает ковачинскую и воямпольскую серии верхнеолигоценового — миоценового возраста. На отложениях базальной формации она залегает согласно, но выделяется довольно резко из-за смены песчаных грубозернистых отложений глинистыми.

В составе вулканогенно-осадочной формации можно наметить три комплекса. Нижний, глинистый комплекс (1500 *м*) представлен однообразной толщей темно-серых аргиллитов и алевролитов с многочисленными известковистыми конкрециями.

Средний, кремнистый комплекс (500 *м*) образован аргиллитами, опоками, туфами или туфогенными песчаниками с карбонатными конкрециями. Для него характерно правильное чередование темно-серых аргиллитов и светлых кремнисто-глинистых пород. Конкреции содержат карбонаты магния, что характерно для толщ, обогащенных кремнеземом.

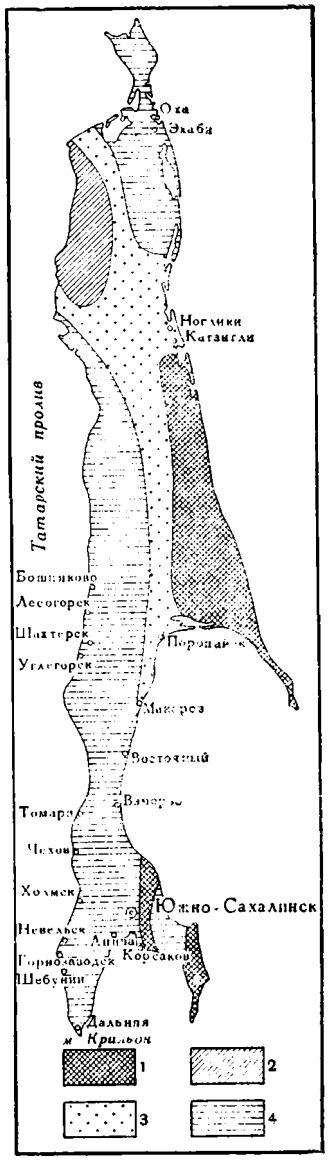
Верхний, песчаный комплекс (500 *м*) образован туфогенными песчаниками, переслаивающимися с туфами, опоками и содержащими линзы и прослои гравелитов и конгломератов. Анализ этого разреза позволяет наметить два этапа в образовании вулканогенно-осадочной формации: нижний, для которого скорость прогибания превышает скорость седиментации, и верхний, где эти скорости примерно одинаковы.

На восточном побережье Камчатки (районы Кроноцкий, Озерновский и другие) в состав вулканогенно-осадочной формации входит ряд свит, причем последовательность их залегания до сих пор еще неясна. В последней сводной работе (Белова и др., 1961) для Кроноцкого района принята следующая последовательность отложений (снизу вверх): богачевская, ольгинская и тюшевская серии. Формация залегает с размывом на меловых породах и представлена толщей песчано-глинистых морских осадков, значительно обогащенных пирокластическим материалом. По

Фиг. 7. Схема строения вулканогенно-осадочной формации:

а — профиль по линии юго-восток — п-ов Ильпинский; *б* — профиль по линии Крутогорово — Пенжинская губа; *в* — профиль по линии Тигильский район — п-ов Кроноцкий

1 — аргиллиты; *2* — алевролиты; *3* — песчаники; *4* — конгломераты; *5* — кремнистые породы; *6* — туфы; *7* — эффузивы; *8* — угли; *9* — кремнисто-глинистые породы



Фиг. 8. Схема распространения отложений вулканогенно-осадочной формации Сахалина

1 — консолидированные участки древней складчатости; *2* — платформенные участки; *3* — отложения периферической части прогиба; *4* — отложения прогиба

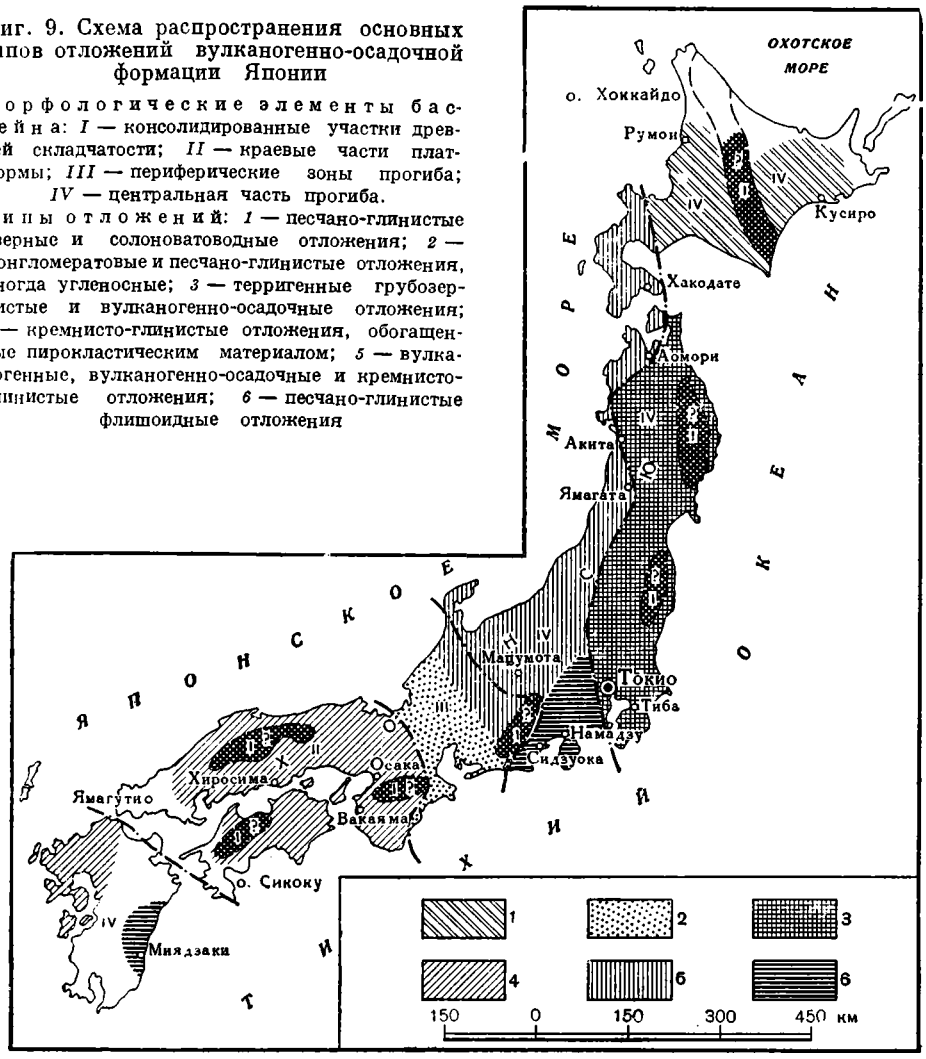
сравнению с Тигильским районом здесь увеличивается роль вулканогенных пород: локально встречаются спилиты, андезиты, различные порфириты и их туфы, приуроченные преимущественно к средней части формации. Наблюдается целая гамма пород от туфов до туфогенных разностей, нередко сменяющихся эффузивами.

В низах формации прослеживается комплекс отложений, мощностью 3000 *м*, в составе которого преобладают туфогенные песчаники и алевролиты с прослоями конгломератов. Вверх по разрезу количество глинистых пород постепенно увеличивается и в средней части формации обособляется толща мощностью 4000 *м*, в которой наряду с песчаниками большое значение приобретают аргиллиты, диатомовые разности пород, а также различные туффиты. Для нее характерен флишоидный тип переслаивания: аргиллиты чередуются с песчаниками и алевролитами или с туфами. Чередование пород тонкое, слои имеют толщину 5—10 *см*. В верхней части разреза, в тюшевской серии мощностью 800 *м*, повышается общая кремнистость пород и появляются опоки. По мнению ряда геологов, отложения верхней части разреза намного мелководнее, чем лежащие ниже (Белова и др., 1961).

Среди отложений формации на восточном побережье Камчатки преобладают относительно глубоководные осадки. Грубый, иногда гравийно-галечный, материал, который присутствует в виде прослоев и линз, мог поступать с меньших глубин, в результате действия турбидных потоков. Характерным для вулканогенно-осадочной формации является большое количество следов оползания осадков. Палеонтологические остатки в ее отложениях встречаются изредка, причем среди них, наряду с формами относительно глубоководными, присутствуют обломки толстостенных раковин устриц.

В северо-восточных районах Камчатки (реки Карага, Тымлат, Дранка и п-ов Ильпинский) эта формация представлена толщей морских песчано-глинистых осадков, которые в значительной степени обогащены вулканогенным материалом, а также кремнистых осадков, принадлежащих к относительно глубоководным фациям. Общая мощность отложений вулканогенно-осадочной формации здесь достигает 5500 *м*.

В районе мыса Паланы, на западном побережье полуострова, вулканогенно-осадочная формация содержит базальты, андезиты и их туфобрекчии, фациально замещающиеся и перекрывающиеся мелкозернистыми песчаниками с прослоями зеленоватых аргиллитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность формации здесь сокращается до 800—1000 *м*.



Фиг. 9. Схема распространения основных типов отложений вулканогенно-осадочной формации Японии

Морфологические элементы бассейна: *I* — консолидированные участки древней складчатости; *II* — краевые части платформы; *III* — периферические зоны прогиба; *IV* — центральная часть прогиба.

Типы отложений: *1* — песчано-глинистые озерные и солоноватоводные отложения; *2* — конгломератовые и песчано-глинистые отложения, иногда угленосные; *3* — терригенные грубозернистые и вулканогенно-осадочные отложения; *4* — кремнисто-глинистые отложения, обогащенные пирокластическим материалом; *5* — вулканогенные, вулканогенно-осадочные и кремнисто-глинистые отложения; *6* — песчано-глинистые флишоидные отложения

Аналогичный разрез известен и на восточном побережье полуострова, в районе р. Уки.

Из приведенного материала следует, что разрезы, относимые к первому типу, несколько различаются. В наиболее прогнутых участках (п-ов Кроноцкий, Озерновский и Воямпольский районы) мощность формации возрастает, причем в ее составе большую роль играет вулканогенный материал, поступавший в водоем при подводных извержениях или из вулканов, возвышающихся в виде островов. Немаловажное значение в разносе материала, вероятно, имели подводные грязевые потоки, возникавшие в связи с частыми землетрясениями. В Тигильском районе несколько уменьшается мощность формации, в ее составе отсутствуют типичные флишоидные толщи, роль вулканогенного материала незначительна, зато широко развиты тонкие кремнистые породы. По-видимому, разрез Тигильского района менее глубоководный. В районе мыса Паланы и р. Уки резко уменьшаются мощности отложений формации, среди них преобладают вулканические породы и широкое развитие приобретают сравнительно мелководные фации. Можно предположить, что эти разрезы свойственны участкам, испытывавшим относительный подъем, который сопровождался интенсивным проявлением вулканической деятельности.

Ко второму типу разрезов, характерных для краевых зон прогибов, примыкающих к платформенным участкам или выступам палеозойских пород, относятся разрезы отложений вулканогенно-осадочной формации в юго-западных и юго-восточных районах Камчатки.

На юго-западе полуострова, в районах Облуковины и Крутогорова, эта формация залегает несогласно на отложениях мезозоя и относится к среднему миоцену. Низы ее разреза (до 300 *м*) представлены толщей кремнистых туфогенных пород, туффитов, туфогенных песчаников с остатками морской фауны и опок. Выше залегают песчано-глинистые отложения с промышленными пластами угля, относящиеся к лагунным и континентальным фациям. Среди этих отложений развиты пласты базальтов. Мощность вулканогенно-осадочной формации в этих районах не превышает 600—1000 *м*.

В более южных районах (мыс Лопатка) угленосные отложения отсутствуют и разрез этой формации представлен исключительно вулканогенными породами, общая мощность которых достигает 1500 *м* (по данным Л. П. Грознова).

На юго-востоке полуострова (район р. Быстрой) к вулканогенно-осадочной формации относятся олигоцен-миоценовые отложения. Они залегают несогласно на породах мела и представлены толщей песчано-глинистых и вулканогенно-осадочных пород, принадлежащих к мелководным морским, а иногда солоноватоводным фациям. В отложениях среднего миоцена содержатся небольшие пласты углей. Мощность формации здесь возрастает до 5000 *м*.

В краевых зонах геосинклинальных бассейнов, вулканогенно-осадочная формация утрачивает свои характерные черты и закономерную последовательность в залегании определенных типов отложений. Меняется характер вулканической деятельности — здесь, видимо, по крупным разломам, происходили наземные излияния магм, образующих покровы. Наиболее характерным для этого типа разрезов является широкое развитие угленосных фаций. Скорость седиментации, по-видимому, превышала скорость прогибания, что приводило к резкому обмелению бассейна и способствовало углеобразованию.

На Сахалине значительная центральная часть прогиба располагалась западнее современных очертаний острова, и поэтому данные о строении вулканогенно-осадочной формации весьма ограниченные. Однако они позволяют утверждать, что в составе ее отложений встречаются разрезы двух типов.

К первому типу относятся разрезы отложений формации на западном побережье южной части острова, на восточном побережье, в северо-восточных районах и на п-ове Шмидта.

На западном побережье в состав вулканогенно-осадочной формации входит ряд свит: такарадайская, аракайская, холмско-невельская, верхнедуйская и курасийская, которые соответствуют олигоцену, нижнему, среднему и частично верхнему миоцену.

Мелководные, сравнительно грубозернистые осадки, характерные для базальной формации, здесь довольно постепенно сменяются глинистыми отложениями, которые обогащены вулканогенным материалом и относятся уже к вулканогенно-осадочной формации.

Последняя испытывает резкие фациальные изменения и в ней можно выделить три главные комплекса отложений.

Нижний комплекс (600—1000 *м*) образован аргиллитами и довольно хорошо отсортированными алевролитами, содержащими многочисленные остатки фауны. Вверху комплекса среди его аргиллитов и алевролитов появляется вулканогенный материал.

Второй, наиболее сложный, комплекс местами образован грубыми туфами, агломератами и туфобрекчиями, которые отлагались вблизи цент-

ров извержения. С удалением от последних они сменяются менее грубыми туфами и туффитами, переслаивающимися с нормально-осадочными породами. Переслаивание это часто носит флишоидный характер (фиг. 10). Иногда хорошо заметно, что глинистый материал развивается по мелким обломкам вулканического стекла (фиг. 11). Во время формирования этого комплекса вулканическая деятельность проявлялась дважды: в нижнем и в среднем миоцене. В отложениях нижнего миоцена вулканические породы представлены пироксеновыми андезитами и дацитами, а также их туфами (Шилов, 1957). В отложениях среднего миоцена преобладают оливиново-авгитовые и авгитовые базальты и их туфы. Основные центры миоценового вулканизма, по данным В. Н. Шилова, располагались в зоне современного Японского моря.

Третий комплекс (верхнедуйская свита — от 0 до 1000 *м*) представлен параллическими песчано-глинистыми угленосными отложениями, которые иногда замещают породы второго комплекса. Породы третьего комплекса приурочены к периферическим частям бассейна.

Угленосные отложения третьего комплекса постепенно сменяются тонкими кремнистыми и кремнисто-глинистыми осадками относительно глубоководных фаций (четвертый комплекс), которые удивительно сходны с кремнистыми породами вулканогенно-осадочной формации Камчатки. Мощность этого комплекса достигает 1500 *м*.

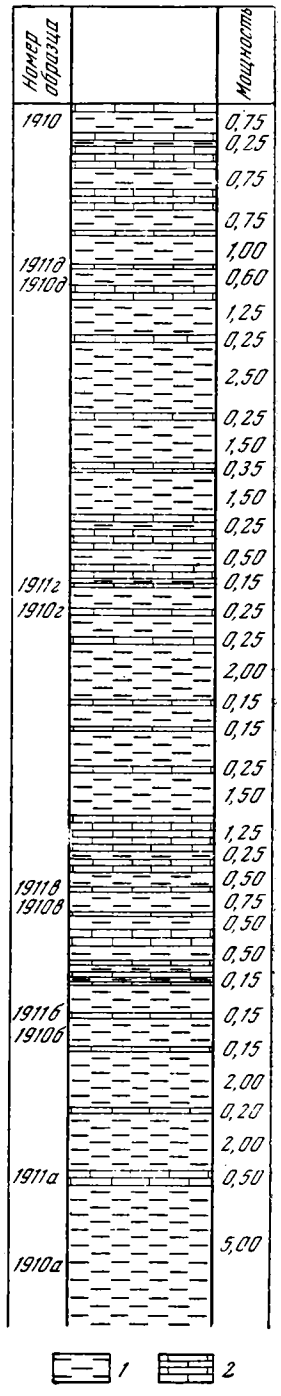
На восточном побережье Сахалина вулканогенно-осадочная формация залегает с размывом на дотретичных породах (нижняя, базальная формация здесь отсутствует). Разрез ее начинается мачигарской свитой нижнего миоцена (700 *м*), которая сложена прибрежно-морскими сравнительно грубозернистыми отложениями: песчаниками и алевролитами с примесью пирокластического материала. В основании разреза развиты конгломераты, состоящие из галек метаморфических, реже эффузивных пород. Выше следуют кремнисто-глинистые и угленосные отложения мощностью 2800 *м*.

Проявления вулканизма в районах восточного побережья острова были значительно более слабыми, чем на западе, что несомненно сказалось на общем облике вулканогенно-осадочной формации.

На п-ове Шмидта вулканогенно-осадочная формация (до 7000 *м*) представлена закономерным чередованием морских песчано-глинистых, вулканогенно-кремнистых и песчаных толщ. Угленосные отложения в ее составе здесь отсутствуют.

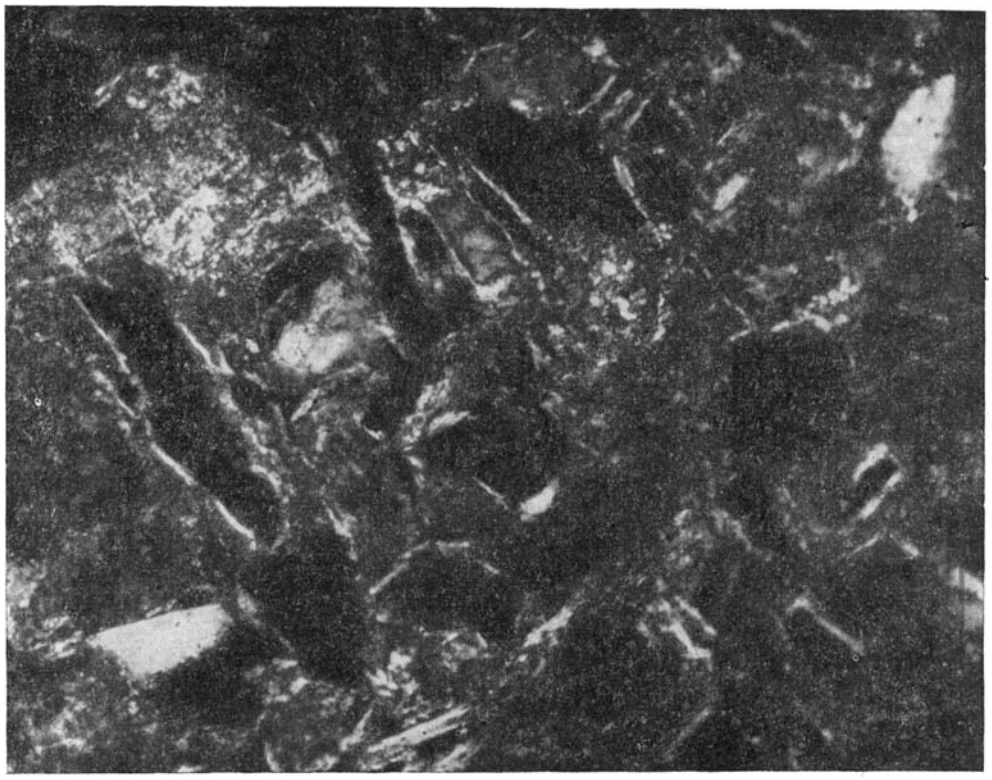
На северо-востоке Сахалина отложения формации сходны с отложениями, развитыми на п-ве Шмидта.

Ко второму типу относятся разрезы отложений



Фиг. 10. Разрез, иллюстрирующий строение флишоидных отложений вулканогенно-осадочной формации Сахалина

1 — глинистые отложения; *2* — песчаные отложения



Фиг. 11. Образование монтмориллонита по пепловым частицам. Увел. 120, николи +

вулканогенно-осадочной формации на участках, примыкающих к палеозойским выступам или к мезозойской платформе Приморья.

На восточном побережье Северного Сахалина наиболее полный разрез формации можно наблюдать по р. Даги и в глубоких скважинах района Катангли. В низах ее залегает комплекс песчано-глинистых, сравнительно мелководных отложений (до 1500 *м*), представленный чередованием алевролитов, песчаников и аргиллитов. Выше следует 400-метровая толща преимущественно песчаных отложений, включающая угленосную дагинскую свиту. Верхи формации здесь снова образованы песчано-глинистыми отложениями (1000 *м*), в которых песчаники играют подчиненную роль.

В северо-западных районах острова, вблизи Лангерийского выступа мезозойской платформы, в вулканогенно-осадочной формации преобладают песчано-глинистые континентальные и прибрежно морские осадки.

В Японии формация выделяется в объеме верхнеолигоценовых-верхнемиоценовых, а в ряде районов и плиоценовых отложений. Так же как на Камчатке и Сахалине в различных частях бассейнов она имеет неодинаковое строение. Верхняя граница формации иногда устанавливается недостаточно четко, что связано с особенностями геологического развития этой области.

К первому типу разрезов относятся отложения развитые: 1) в районе центральной и восточной части о-ва Хоккайдо; 2) в районе побережья Тихого океана, у подножья хр. Абакума (северо-восточная часть о-ва Хонсю); 3) в районах западного побережья о-ва Хонсю и юго-западной части о-ва Хоккайдо и 4) в районе побережья Тихого океана на о-ве Хонсю и в южной части о-ва Кюсю.

В центральной и восточной частях о-ва Хоккайдо вулканогенно-осадочная формация залегает на базальной согласно и связана с ней постепенными переходами.

Используя данные ряда авторов (Watern, 1958, Jkebe, 1956, Geology and mineral resources of Japan, 1956), в центральной части о-ва Хоккайдо в основании формации можно выделить комплекс морских отложений (2000 *м*), представленных чередованием зеленовато-серых аргиллитов и серых песчанистых аргиллитов. Выше развит комплекс темно-серых аргиллитов, туфов и туфопесчаников, мощностью 450 *м*. В районе угольного месторождения Румои этот комплекс представлен мелководными морскими песчано-глинистыми отложениями с прослоями конгломератов, латерально переходящих в туфогенные разности. Верхняя часть формации сложена кремнистыми аргиллитами и алевролитами, образующими третий комплекс мощностью 3000 *м*.

В восточной части о-ва Хоккайдо вулканогенно-осадочная формация представлена аргиллитами, переслаивающимися с туфами и песчаниками. Ее общая мощность достигает здесь 6000 *м*.

На западе центральной части о-ва Хоккайдо, по данным Иманиши (Imanishi, 1953), разрез вулканогенно-осадочной формации начинается со среднемиоценовых отложений (нижняя, базальная формация здесь отсутствует). В основании вулканогенно-осадочной формации залегает толща конгломератов и песчаников (100 *м*), переслаивающихся с аргиллитами и содержащих остатки устриц. Выше следуют темно-серые, до черных, массивные аргиллиты с тонкими редкими прослойками песчаников и конгломератов. Еще выше появляются прослойки туфов и туфогенных песчаников и в породах отмечается присутствие большого количества диатомей. Рассматриваемый разрез примыкает к палеозойскому выступу, что сказывается на составе пород нижней части вулканогенно-осадочной формации. Общая мощность ее отложений в этом районе не превышает 1000 *м*.

На Тихоокеанском побережье о-ва Хонсю, в районе палеозойского выступа, вулканогенно-осадочная формация представлена песчано-глинистыми породами и туфами, в верхней части разреза которых появляются прослои конгломератов.

В районах западного побережья о-ва Хонсю и юго-западной части о-ва Хоккайдо отложения формации с несогласием залегают непосредственно на древних, палеозойских породах. В районах Аомори, Мориока, Ямагата и других в нижней части формации залегает толща зеленых туфов риолитово-дацитового состава (до 2000 *м*), а выше развиты андезиты, их туфы, туфопесчаники и сланцы, мощностью до 5000 *м*. Над ними залегает толща кремнистых пород, туфов и аргиллитов с остатками диатомей (Ikumi, 1958).

На юго-западе о-ва Хоккайдо вулканогенно-осадочная формация состоит из чередования туфов, иногда грубых песчаников и аргиллитов (отложений относительно глубоководных фаций). В верхах формации преобладают кремнистые сланцы, к которым приурочены залежи марганцевой руды.

На Тихоокеанском побережье о-ва Хонсю, к югу от палеозойского хр. Абакума, в районе Токио (п-ов Идзу и Сидзуоке), формация начинается нижнемиоценовыми отложениями и, по-видимому, включает плиоценовые толщи. В нижней части ее разреза залегают песчаные и глинистые породы, иногда с прослоями конгломератов, выше развиты светло-серые кремнистые аргиллиты и еще выше флишоидная песчано-глинистая толща, осадки которой содержат остатки батиальной фауны. Толща эта имеет плиоценовый возраст и достигает 3000 *м*. В верхах плиоцена обнаруживаются пирокластические породы андезитового состава. Общая мощность вулканогенно-осадочной формации здесь составляет 6000 *м*. Эти районы Японии характеризуются более длительным формированием прогиба, вследствие

чего молассовая формация в ее типичном развитии в их разрезах отсутствует.

Отложения этого же типа развиты в южной части о-ва Кюсю, где верхняя половина формации представлена плиоценовыми флишоидными осадками с остатками глубоководной фауны.

Таким образом, вулканогенно-осадочная формация в Японии представлена отложениями как относительно глубоководными, так и более мелководными. Среди первых выделяются разрезы с преобладанием вулканогенных, вулканогенно-осадочных и кремнисто-глинистых пород (юго-западная часть о-ва Хоккайдо и Япономорское побережье о-ва Хонсю) и разрезы с преобладанием песчано-глинистых флишоидных отложений (район Токио и Шидзуока). Среди более мелководных отложений можно различить разрезы с преобладанием кремнисто-глинистых осадков, обогащенных пирокластическим материалом (центральная и восточная части о-ва Хоккайдо), и разрезы, представленные терригенными грубозернистыми и вулканогенно-осадочными толщами (северо-восточная часть о-ва Хонсю).

Отложения формации, характерные для периферических частей бассейна (второй тип разреза) имеют в Японии ограниченное распространение и известны на о-ве Хонсю, восточнее зоны Фосса-Магна. Здесь исчезают морские вулканогенные толщи и появляются озерные и солоноватоводные осадки, обогащенные пирокластическим материалом, встречаются прослои углей, а также продукты наземных излияний. В верхах формации развиты конгломераты, грубозернистые песчаники, реже туфогенные породы. Общая мощность отложений вулканогенно-осадочной формации здесь не превышает 1500 *м*.

Основные типы пород формации

Вулканогенно-осадочная формация характеризуется большим разнообразием пород, многие из которых возникли при заметном влиянии вулканизма. Так как осадочные породы областей активного вулканизма и их соотношение с вулканическими породами изучены недостаточно, необходимо остановиться на них несколько подробнее. Здесь можно выделить следующие основные группы пород: терригенную, кремнистую, вулканогенную и вулканогенно-осадочную и эффузивную.

Терригенные породы

П е с ч а н и к и встречаются по всему разрезу формации, но наиболее развиты в ее нижней части и в угленосных толщах (в последних они присутствуют как в морских, так и в континентальных фациях). Песчаники большей частью мелко- и среднезернистые, серовато-зеленые, в угленосных толщах коричневатые. Зерна глауконита иногда окрашивают их в интенсивно зеленый цвет.

Большинство разностей песчаников по минеральному составу близко к граувакам: в них присутствуют обломки различных пород (кремнистых, глинистых, эффузивных), полевые шпаты, в небольшом количестве кварц и слюда. Полевые шпаты в большинстве случаев каолинизированы, а иногда хлоритизированы; в угленосных толщах по полевым шпатам и даже по кварцу развивается карбонат. Среди полевых шпатов преобладают средние и основные плагиоклазы (андезин-лабрадор), встречаются калиевые полевые шпаты. Исключение представляют песчаники нижней части формации на западном побережье Камчатки. Здесь, по данным Т. В. Ухиной, так же как и для базальной формации, характерны кислые плагиоклазы ряда альбит — олигоклаз.

Для песчаников вулканогенно-осадочной формации очень характерно постоянное присутствие пирокластического материала. Последний обла-

дает чаще всего пелитовой размерностью и представлен частицами вулканического стекла. Обычно вулканическую природу этих частиц можно установить только по характерной форме обломков. В разрезах западного побережья Камчатки Т. В. Ухина почти во всех породах разреза, в том числе песчаных, отмечает присутствие изотропных частиц с показателем преломления от 1,481 до 1,492. Она считает, что эти частицы являются цеолитизированным вулканическим стеклом, но не исключает присутствия скрытокристаллического кристобалита. В породах Сахалина в кремнистых разностях мы наблюдали образование кристобалита иногда в результате изменения вулканических стекол.

В большинстве изученных образцов встречаются крупные идиоморфные кристаллы плагиоклаза пирокластического происхождения. Однако в противоположность туфогенным разностям пород, которые будут описаны ниже, пирокластический материал в песчаниках присутствует только в виде небольшой примеси, что свидетельствует о значительной удаленности вулканических центров от места накопления терригенного материала, а иногда и о перемыве ранее накопившихся вулканогенных толщ.

Сортировка материала обычно плохая. Характерно повышенное значение двух фракций: тонкой ($<0{,}01$ *мм*) и крупной (0,1—0,25 *мм*). Количество тонкой фракции в некоторых породах достигает 40%.

В коллоидной фракции, наряду с гидрослюдой и каолинитом, характерно присутствие минералов группы монтмориллонита и бейделлита, а во фракции $<0{,}01$ *мм* обнаруживаются описанные выше изотропные частицы.

Цемент песчаников обычно глинистый, глинисто-хлоритовый, карбонатный. В породах, обогащенных пирокластическим материалом, встречается цеолитовый цемент, причем цеолит развивается по вулканическому стеклу. Карбонатный цемент, и в частности сидеритовый, свойственен песчаникам угленосных толщ.

Наряду с неясно слоистыми и массивными разностями встречаются тонко-горизонтальнослоистые. Слоистость часто подчеркивается пепловыми прослойками

А л е в р о л и т ы довольно широко распространены и присутствуют как в песчаных, так и в глинистых толщах. В морских отложениях алевролиты довольно четко подразделяются на два типа.

Первый тип алевролитов характерен для низов формации. Это обычно серые или желтовато-серые породы, неслоистые, содержащие большое количество хаотично рассеянной гальки кремнистых, эффузивных и глинистых пород. В алевролитах, как правило, присутствует растительный детрит и остатки морской фауны. Песчаная фракция значительна (до 30%) и представлена кварцем, плагиоклазами, обломками пород, хлоритом, эпидотом и др. Глинистая часть составляет всего 10—15% породы и образована смесью гидрослюд и каолинита.

Алевролиты второго типа обычно светло-серые, иногда голубоватые, по минеральному составу сходные с описанными выше. Отличительной их особенностью является присутствие кремнисто-глинистого вещества, составляющего иногда до 40—45% породы. Содержание в ней аморфного кремнезема достигает 15—20%.

А р г и л л и т ы также представлены двумя типами, различающимися по содержанию кремнистого материала.

Аргиллиты первого типа серые или зеленовато-серые, песчанистые или алевритистые. Их глинистая масса составляет 60—70% и представлена минералами группы гидролсюд, мелкими чешуйками хлорита, обломками кварца; редко присутствует бейделлит. Для некоторых разрезов характерны линзовидные участки, обогащенные песчаным кварцево-полевошпатовым материалом. Иногда наблюдается слоистость, связанная с неравномерным распределением более крупного материала.

Алевролитово-песчаная фракция этих аргиллитов представлена кварцем, полевыми шпатами, эпидотом, цирконом и гранатом. Содержание кремнезема в этом типе аргиллитов очень незначительное; аморфный кремнезем практически отсутствует.

Аргиллиты этого типа обычно образуют мощные толщи, в которых встречаются прослои песчаных и алевролитовых пород. Распространены они преимущественно в нижней половине вулканогенно-осадочной формации.

Аргиллиты второго типа отличаются окраской. Обычно это более светлые голубовато-серые породы с раковистым изломом. Содержание в них пелитовой фракции достигает 85%. В них встречаются зерна полевого шпата, кварца, иногда присутствует глауконит. Количество аутигенного кремнезема не очень велико (2—30%), при этом содержание его аморфной разности не превышает долей процента (развит не опал, а скрытокристаллический кремнезем).

Аргиллиты второго типа преобладают в верхах формации во всех изученных районах.

Кремнистые породы

В этой группе выделяются опоки и опоковидные породы, диатомиты и кремнисто-глауконитовые породы.

Опоковидные породы играют немаловажную роль в составе формации, причем занимают в ней вполне определенное место, появляясь вслед за вулканогенными породами. Среди них выделяются два основных типа: 1) опоковидные породы, происхождение которых связано непосредственно с вулканической деятельностью, и 2) опоки и опоковидные породы, по всей вероятности, органогенного происхождения.

К первому типу принадлежат пепловые туффиты и пепловые диатомиты.

Опоковидные пепловые туффиты — светло-серые тонкосланцеватые породы, при выветривании становящиеся почти белыми. Они состоят из однородной почти аморфной кремнистой массы с показателем преломления Nm=1,537. В отдельных участках наблюдаются мелкие фрагменты, напоминающие по форме обломки вулканических стекол, но сложенные кварцем. В небольшом количестве присутствует глинистая примесь и обломочный материал, представленный зернами кварца, плагиоклазов и обломками трудно определимых пород. Содержание кремнезема достигает 86%, но содержание аморфной кремнекислоты не превышает 4,7%.

Данные рентгеновского и термического анализов указывают на присутствие в них гидромусковита, кристобалита и кварца.

Пепловые диатомиты внешне похожи на опоки. Они состоят из тонкозернистого кремнезема и переполнены остатками радиолярий и диатомей, которые лучше сохраняются в карбонатных конкрециях (фиг. 12). Породы содержат значительное количество аморфной кремнекислоты (50—60%).

Легкая фракция их на 60% состоит из изотропного материала с показателем преломления 1,405, иногда 1,481. Основными глинистыми минералами являются монтмориллонит и гидрослюда.

Очень характерным, хотя и не особенно широко распространенным типом кремнистых пород являются кремнистые глауконитсодержащие породы. Они состоят из кремнисто-глинистого вещества с многочисленными включениями зерен глауконита. Под микроскопом основная глинистая масса в проходящем свете желто-бурая, слабо двупреломляющая. В нее погружены угловатые обломки полевого шпата, реже кварца и обломки эффузивных пород. Глауконит присутствует в виде неправильных или округлых зерен ярко зеленого цвета. Иногда



Фиг. 12. Остатки диатомей и радиолярий в карбонатной конкреции.
Увел. 120, николь 1.

заметно образование глауконита по эффузивным обломкам, а также видны сгустки органического вещества и пирита.

Вулканогенно-осадочные породы

Эта группа очень разнообразна, но здесь мы рассмотрим лишь наиболее широко распространенные ее породы, в которых пирокластический материал значительно преобладает над терригенным, или же является единственной составляющей породы.

Грубообломочные породы представлены вулканическими брекчиями, иногда переходящими в конглобрекчии. Брекчии состоят из остроугольных обломков, чаще всего андезитов или базальтов (в зависимости от состава излияний), туфов, реже кремнистых пород. Размер обломков наблюдается от 0,25 до 0,5 *мм*. Цементирующая масса состоит из туфогенного материала, обычно песчаной и гравийной размерности, имеющего тот же состав, что и крупные обломки. Иногда в ней можно различить вулканическое стекло. Очень часто цементом служит карбонатный или цеолитовый материал. Конглобрекчии отличаются тем, что наряду с остроугольными в них встречаются и окатанные обломки, причем в них чаще, чем в брекчиях, встречаются обломки кремнисто-глинистых пород, появляются обломки кварцитов, а в отдельных случаях и обломки вулканических брекчий. Наблюдается слоистость, обусловленная чередованием более крупного и мелкого материала.

Туфы песчаной размерности распространены наиболее широко. Обычно это породы зеленовато-серые, розоватые или темные,

почти черные, состоящие из угловатых, слегка оплавленных, реже слабо окатанных частиц размером от 0,1 до 0,5 *мм*, сцементированных тонким пепловым, иногда пеплово-глинистым материалом (табл. 1). В них встречаются остатки морской фауны, среди которых много радиолярий и диатомей (фиг. 13), а также линзовидные включения или маломощные прослои более тонкого пеплового материала.

Таблица 1

Гранулометрический состав туфов (в %)

Порода	Размер зерен в *мм*						
	>2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	<0,05
Туф	0,1	0,1	0,1	0,55	17,75	23,1	58,3
То же	0,3	1	0,95	1,95	2,65	9,7	83,45
»	—	—	Следы	0,25	4,75	16	79
»	10	17,8	7,9	11	11,05	6,7	40,55
»	7,8	8,6	5,9	15,6	17,6	9,2	35,3
Прослой туфа в брекчии	—	0,35	0,85	3,5	3,5	6,45	85,35

Туфы состоят из угловатых обломков эффузивных пород (чаще всего андезитов и базальтов) и кристаллов основного плагиоклаза, альбитизированного по трещинам, обломки породы и кристаллы плагиоклаза погружены в зеленую или коричневато-бурую хлоритовую массу. Хлорит развивается по пеплу, причем в отдельных образцах удается видеть неизменные обломки вулканических стекол, имеющие характерную изогнутую форму (фиг. 14).

В трещинах и порах часто видны новообразованные кристаллы цеолитов (фиг. 15).

Терригенная составляющая туфов песчаной размерности представлена обломками кварца, калиевого полевого шпата, кремнистых и глинистых пород. Размер их зерен обычно уступает размеру пирокластов и не превышает 0,01—0,05 *мм*. Количественное соотношение пирокластического и терригенного материала установить в данных туфах трудно.

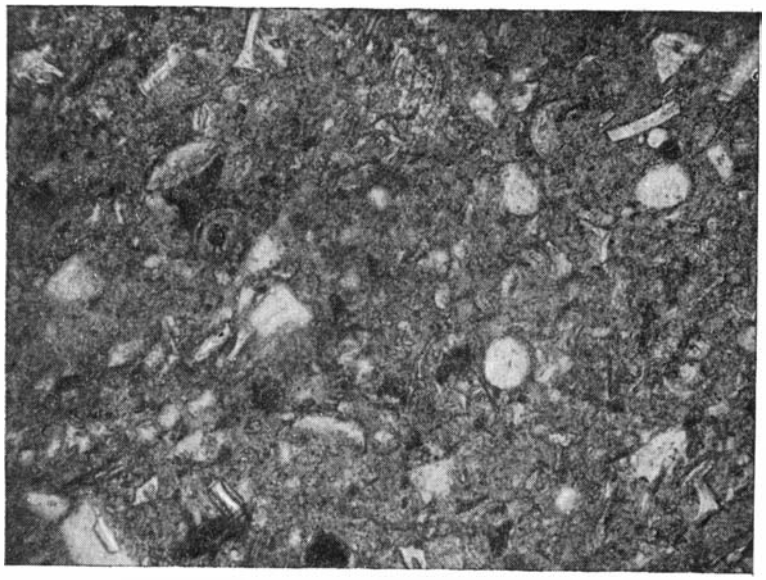
Тонкозернистые туфы обычно являются витрокластическими и среди них можно различать две разновидности.

Витрокластические туфы первой разновидности серые, голубоватые или зеленовато-серые, плотные, иногда с включениями отдельных гравийных зерен или линз более крупного пирокластического материала. Их основная масса представлена сильно измененным, хлоритизированным стеклом, часто волокнистого строения, с показателем преломления, приближающимся к показателю преломления канадского бальзама. Иногда в ней можно различить микролиты плагиоклаза. В основную массу погружены сравнительно крупные (0,2—0,3 *мм*) кристаллы плагиоклазов и редкие обломки андезитов. Терригенная примесь представлена мелкими зернами кварца, плагиоклаза, глауконита, кремнистых пород, причем содержание ее в этих туфах незначительное.

Витрокластические туфы второй разновидности, обычно светло-серые или белые, плотные, фарфоровидные. Их основная масса состоит из мелких частиц рогульчатой формы, принадлежавших вулканическому стеклу, замещенному опалом (фиг. 16).

Некоторые разности этих туфов хлоритизированы.

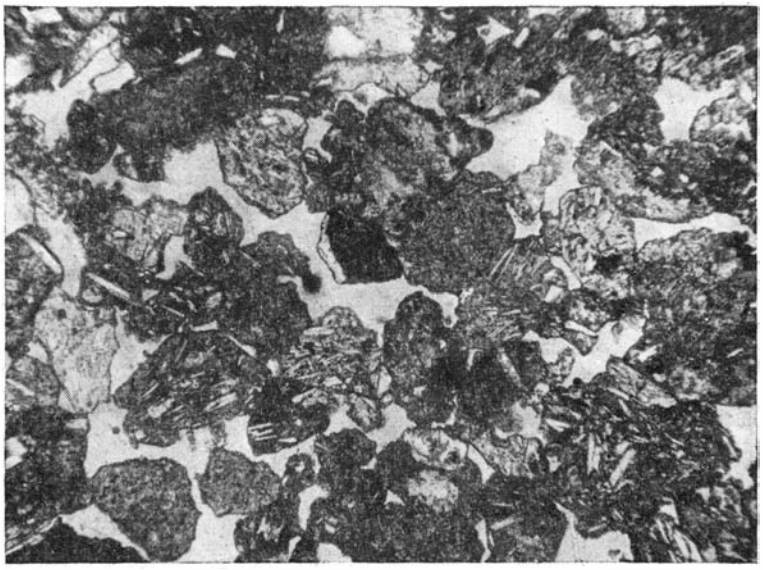
Описанные типы вулканогенно-осадочных пород переслаиваются с



Фиг. 13. Туф с остатками диатомей. Увел. 108, николь 1.



Фиг. 14. Туф хлоритизированный. Увел. 45, николь 1.



Фиг. 15. Цеолитовый цемент в туфе. Увел. 45, николь 1.



Фиг. 16. Витрокластический туф. Увел. 108, николь 1.

песчаниками, алевролитами и аргиллитами, иногда почти лишенными пирокластического материала, а также с туффитами.

Широко распространенной породой в описываемой формации являются бентонитовые глины. На Камчатке, по данным Т. В. Ухиной, В. Н. Сарсадских и др., они приурочены к низам вулканогенно-осадочной формации. На Сахалине бентонитовые глины образуют мощные пласты, главным образом среди угленосных отложений. Есть многочисленные указания японских авторов (Geology and mineral resources of Japan, 1956) на приуроченность бентонитовых глин в Японии к отложениям миоцена.

Глины эти обычно голубовато-серые, высокодисперсные и пластичные. Основным минералом глин является монтмориллонит в смеси с неразбухающим бейделлитом; показатель преломления агрегатов глинистых частиц $Ng_{ср}=1{,}538$. В некоторых образцах заметно образование монтмориллонита по пепловому материалу, изотропные частицы которого по краям слегка двупреломляют.

Эффузивные породы

Собственно вулканические породы принадлежат главным образом к известково-щелочному типу. На Сахалине среди них известны два комплекса (Шилов, 1957). Для нижнего комплекса, связанного с первой фазой вулканизма, характерны пироксеновые андезиты, пироксеновые и роговообманковые дациты и спилитовые порфириты. Для верхнего комплекса, связанного со второй фазой вулканизма, типичны оливиново-авгитовые и авгитовые базальты и диабазы. Аналогичные породы развиты и на Камчатке. В Японии помимо пород известково-щелочной серии достаточно широко распространены и щелочные породы, такие как трахибазальты и тешениты, обычно встречающиеся в верхней половине вулканогенно-осадочной формации. На ранней стадии вулканической деятельности здесь местами происходили излияния более кислой магмы, в результате чего образовывались анортоклазовые риолиты и дациты.

Характерные черты вулканогенно-осадочной формации

Для вулканогенно-осадочной формации характерен специфический вещественный состав, основными компонентами которого являются терригенный, вулканогенный и биогенный материалы. Терригенный материал поступал как с платформенных участков и выступов палеозойских пород, так и накапливался при разрушении вулканических архипелагов. Продукты вулканической деятельности в составе формации разнообразны: встречаются эффузивные породы, различные вулканокласты и вещества гидротермального происхождения. Влияние вулканических процессов на седиментацию было очень велико. Наряду с осадочными породами, почти лишенными вулканического материала (песчаники, аргиллиты, алевролиты), в составе формации встречаются осадочные породы, обогащенные пирокластикой (кремнистые аргиллиты, кремнистые алевролиты, туфогенные песчаники и др.). Постседиментационные изменения пирокластических продуктов привели к образованию глинистых пород, в составе которых преобладает монтмориллонит.

Отложения вулканогенно-осадочной формации накапливались в условиях расчлененного подводного рельефа, что обусловило большую фациальную пестроту осадков.

В периферических частях геосинклинальных бассейнов локально и временами происходило углеобразование. Однако угленосные фации не характерны для данной формации в противоположность базальной и моласовой формациям, в которых они широко развиты.

Соотношение скоростей прогибания и седиментации за время образования формации не было одинаковым; в начале преобладало прогибание, а затем происходило либо уравнивание скоростей прогибания и седиментации или же седиментация преобладала над прогибанием, что приводило к обмелению бассейна.

Распределение различных фациальных комплексов вулканогенно-осадочной формации позволяет восстановить общий структурный план олигоцен-миоценового времени. На Камчатке (фиг. 6, 7) простирание третичного прогиба было северо-северо-западным; на Сахалине (фиг. 8) и в Японии (фиг. 9) — почти меридиональным. Характерно, что направление третичных прогибов Камчатки и Японии не совпадает с направлением молодой кайнозойской складчатости.

МОЛАССОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Молассовая формация, образовавшаяся в конце третичного времени, в период замыкания геосинклиналей, резко отличается от лежащей ниже вулканогеннс-осадочной формации. В результате орогенических движений, происходивших в разных частях тихоокеанского пояса, в период от верхнего миоцена до постплиоцена, были сформированы многие горные сооружения Камчатки, Сахалина и Японии.

В межгорных прогибах накапливались мощные толщи морских осадков. Скорость седиментации была так велика, что морские бассейны обмелели и началось образование угленосных толщ.

Границы рассматриваемой формации проходят на разных стратиграфических уровнях. На Камчатке формация выделяется в объеме верхнего миоцена и плиоцена, на Сахалине — включает отложения плиоцена, а в Японии ее нижняя граница проходит на разных уровнях — от верхнего миоцена до верхнего плиоцена.

Мощность формации изменчива: на Камчатке она колеблется от 100 до 2500 *м*, на Сахалине — от 0 до 3000 *м*, в Японии от 200 до 2500 *м*.

В основании молассовой формации обычно залегают рыхлые конгломераты, состоящие из галек кремнисто-глинистых и эффузивных пород (наличие последних свидетельствует о размыве подстилающих ее пород). Иногда конгломераты ложатся с глубоким размывом на различные стратиграфические горизонты вулканогенно-осадочной формации.

Вверх по разрезу появляются песчаники, как правило, плохо отсортированные, часто грубозернистые, рыхлые и косослоистые, переслаивающиеся с глинами. Большое развитие здесь имеют диатомовые породы, образующие мощные пачки среди песчаников. В верхней части формации ее отложения вновь становятся более грубыми: в песчаниках появляются примесь гравия, линзы и прослои конгломератов. Намечается постепенный переход от морских к континентальным песчано-глинистым отложениям, среди которых встречаются многочисленные пласты лигнитов, а иногда и углей.

На Камчатке молассовая формация распространена широко и сравнительно легко выделяется как на западе, так и на востоке полуострова. Отличительной особенностью ее здесь, так же как и в Японии, является присутствие эффузивов, туфов, туффитов и других пород, обогащенных пирокластическим материалом. Последний присутствует как в морских, так и в континентальных осадках. Наиболее интенсивная вулканическая деятельность происходила приблизительно в тех же районах, где она наблюдалась и в предшествующее время.

В западных разрезах вулканический материал присутствует главным образом в виде пеплов, цементирующих песчаники. При этом образуется своеобразный тип пород, имеющих необычный гранулометрический

состав: несмотря на «песчаный» облик, такая порода содержит до 60—70% фракции, размером <0,01 *мм*, причем песчаный материал состоит из зерен кварца, плагиоклазов (50—60%), а также из обломков эффузивных пород (10—15%).

Там, где пирокластический материал представлен пеплом и шлаком, в породах содержится много раковинок диатомей (последние иногда переполняют витрокластические туфы).

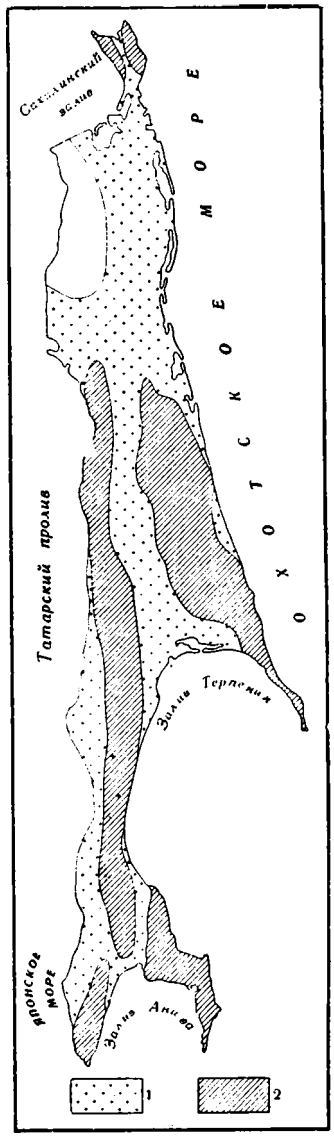
На юго-западе полуострова молассовая формация с угловым несогласием залегает на лежащих ниже отложениях и сложена преимущественно песчано-глинистыми континентальными осадками и вулканическими образованиями. В нижней части формации встречаются слои бурых углей, а в верхней — лигнитов. Мощность формации здесь достигает 3000 *м*.

На северо-востоке Камчатки эта формация нацело сложена континентальными толщами, в составе которых содержится много вулканогенно-осадочных образований. Мощность формации равна 1600 *м*.

Южнее, в районе Центрального Камчатского прогиба, нижняя часть формации образована мелководными морскими вулканогенно-осадочными породами, а верхняя — континентальными отложениями, среди которых часто встречаются вулканогенные породы и прослои лигнитов. Мощность формации сокращается здесь до 500 *м*.

На Сахалине молассовая формация имеет широкое распространение — ее отложения развиты на восточном и западном побережьях острова, в его северо-восточных районах и на п-ове Шмидта.

На нижележащих породах формация залегает с угловым несогласием.

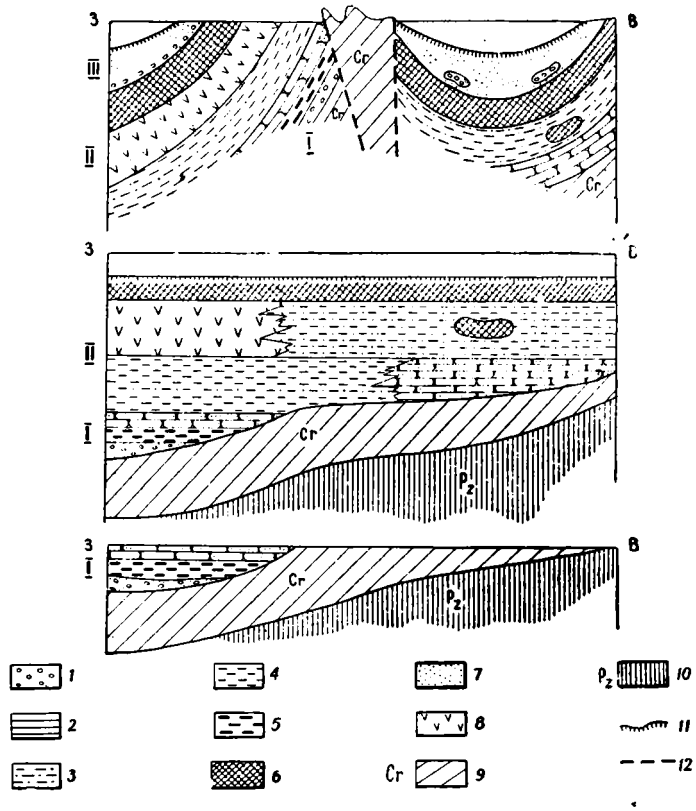


Фиг. 17. Распространение отложений молассовой формации на Сахалине

1 — отложения молассовой формации; *2* — область размыва

Молассовые отложения, по-видимому, накапливались в локальных бассейнах, разделенных вновь образованными поднятиями (фиг. 17, 18). Это определило большую фациальную пестроту осадков, но несмотря на разобщенность седиментационных бассейнов всюду устанавливается двучленное строение формации. Нижняя половина ее представлена мелководными морскими отложениями, а верхняя — континентальными.

В составе отложений формации преобладают терригенные породы. Терригенный материал поступал главным образом с молодых складчатых сооружений, где разрушались преимущественно третичные породы. В связи с этим минеральный состав отложений молассовой формации отличается от состава отложений лежащей ниже вулканогенно-осадочной формации. Легкая фракция ее песчаников образована кварцем и полевыми шпатами, присутствующими приблизительно в равных количествах; для их тяжелой фракции характерны рутил, циркон, гранат, эпидот и роговая обманка.



Фиг. 18. Схема развития геосинклинали Сахалина и образования формаций

I — базальная формация; *II* — вулканогенно-осадочная формация; *III* — молассовая формация. *1* — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — угли; *6* — кремнистые породы; *7* — пески; *8* — туфы; *9* — меловые отложения; *10* — палеозойские отложения; *11* — дно моря; *12* — разломы

Большую роль в седиментации играли кремневые водоросли, остатки которых являются основным компонентом мощных кремнистых пачек.

Рассмотрим коротко состав формации в разных районах Сахалина.

На Восточном побережье низы формации представлены светло-серыми алевролитами, содержащими до 50% остатков диатомей, песчаниками и иногда глинами. Присутствуют прослои слабо сцементированных конгломератов, состоящих из галек пород вулканогенно-осадочной формации и, в частности, базальтов и андезитов. Мощность нижней части формации, образованной морскими отложениями, 2000 *м*. Верхняя часть ее сложена континентальными отложениями — песчаниками и конгломератами и глинами с прослоями бурых углей и лигнитов. По данным Л. Н. Соломатиной, мощность верхней части формации составляет 800 *м*.

В районах западного побережья, на п-ове Крильон, низы формации также сложены морскими диатомовыми осадками, которые в более северных районах сменяются преимущественно песчаными отложениями. В верхней части разреза в отличие от восточных районов исчезают лигниты и бурые угли. Мощность отложений всей формации здесь изменяется от 200 до 2600 *м*.

На п-ове Шмидта и на северо-восточном побережье Сахалина в составе молассовой формации четко выделяются две части: нижняя — морская (1700 *м*) и верхняя — континентальная (550 *м*). На п-ове Шмидта нижняя

часть формации представлена диатомовой и матитукской свитами, образованными диатомовыми и песчано-глинистыми отложениями с морской фауной. На северо-восточном побережье Сахалина вся формация, включающая нутовскую и наднутовскую свиты, сложена песчано-глинистыми и песчанными отложениями общей мощностью 2400 *м*.

Для молассовой формации всех перечисленных выше районов Сахалина характерна значительная фациальная изменчивость осадков, их крайняя неотсортированность, мелководность, отсутствие вулканогенного материала и почти во всех разрезах прослои конгломератов.

В Японии, в центральной части о-ва Хоккайдо и на западном побережье о-ва Хонсю, молассовая формация имеет сходное строение. В ней также можно выделить нижнюю часть, представленную мелководными морскими отложениями (конгломераты, песчаники, глины, диатомиты) и верхнюю часть, в составе которой преобладают континентальные толщи с пластами лигнитов. Как в нижней (морской), так и верхней (континентальной) частях формации присутствует большое количество туфогенных аргиллитов и песчаников, а также туфов. Мощность молассовой формации изменяется от 1500 до 3000 *м*.

На юго-востоке о-ва Хонсю молассовая формация отсутствует. Как указывалось ранее, отложения верхнего миоцена и плиоцена представлены здесь глубоководными, флишоидными толщами большой мощности. Японские авторы (Geology and mineral resources of Japan, 1956) указывают на присутствие в них батиальной фауны. Такие отложения свойственны интенсивно прогибающимся геосинклинальным бассейнам.

Анализ разрезов молассовой формации показывает, что ее формирование связано с резким изменением условий осадконакопления: возникновением новых источников сноса, ослаблением вулканической деятельности и изменением характера последней (наземный вулканизм). Седиментация приобрела локальный характер и была приуроченной к межгорным прогибам.

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ НА УЧАСТКАХ, РАЗДЕЛЯЮЩИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПРОГИБЫ

К участкам, разделяющим отдельные геосинклинальные бассейны, относятся: район Лангери на Северном Сахалине, значительная территория в районах внутреннего моря Сэто (Япония) и, возможно, северная часть о-ва Кюсю. Третичные отложения здесь очень слабо дислоцированы. Иногда среди них можно выделить комплексы отложений, сходные с базальной и молассовой формациями, однако разделяющая их вулканогенно-осадочная формация отсутствует.

В районе Лангери глубокими скважинами были вскрыты отложения верхнего олигоцена и всего миоцена. Вскрытая толща мощностью 2000 *м* представлена главным образом континентальными песчано-глинистыми отложениями. Только в нижней части разреза встречены темно-серые аргиллиты с прослоями песка и остатками морской фауны.

Угленосные отложения образованы переслаиванием песков и песчаников с алевролитами, аргиллитами и глинами. Песчаные породы массивные и косослоистые. В их грубых разностях встречается примесь гравия и галек, а их мелкозернистые разности содержат примесь алевритово-глинистого материала и растительный детрит. Алевролиты серые, часто с тонкой горизонтальной слоистостью. Глины и аргиллиты темные и светло-серые, с большим количеством растительного детрита, иногда высоко дисперсные. Мощность угольных пластов колеблется от 2 до 8 *м*.

В юго-западной части о-ва Хонсю, в районе городов Осака, Хиросима, Нагойэ и Кобэ, миоценовые отложения залегают с угловым несогласием на породах палеозоя и представлены мелководными морскими и конти-

нентальными осадками, очень слабо дислоцированными. Здесь развиты конгломераты, аркозовые песчаники глинистые сланцы, иногда с морской фауной. В континентальных отложениях присутствуют прослои лигнитов. Изредка встречаются тонкие прослои туфов. Общая мощность этих отложений не превышает 200—300 *м*. В районе г. Убе (Ямагути) наиболее древние отложения относятся к верхнему олигоцену и представлены аркозовыми песчаниками и сланцами с прослоями углей. В их составе преобладают континентальные фации. Эти отложения перекрыты осадками плейстоцена.

Значительные мощности отложений, приуроченных к приплатформенным участкам, свидетельствуют о том, что последние были вовлечены в общее прогибание. Однако скорости прогибания здесь, как правило, были невелики, а поступление осадочного материала было интенсивным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формации окраинных геосинклиналей Азии являются полифациальными, весьма сложными по петрографическому составу комплексами отложений, возникшими в определенные этапы тектонического развития этого региона.

В таблицах 2, 3 и 4 сведен материал, показывающий состав формаций, а также последовательность их смены во времени для Камчатки, Японии и Сахалина.

Несмотря на некоторые особенности в строении формаций в каждом из рассмотренных районов последовательность залегания и тип отложений хорошо выдержаны. Известные закономерности проявляются и в размещении осадочных полезных ископаемых.

В начальную стадию развития геосинклиналей образовались замкнутые или полузамкнутые бассейны, в которых отлагался обломочный материал, сносимый из близ расположенных участков суши, подвергавшихся интенсивной пенепленизации.

По мере выравнивания рельефа происходила закономерная смена осадков от грубообломочных конгломератов к более тонкозернистым разностям терригенных пород — песчаникам, алевролитам и глинам.

Этот этап развития, как правило, заканчивался накоплением в данных бассейнах, расположенных в зоне гумидного климата, угленосных отложений и появлением прибрежно-морских осадков, в самых верхах разрезов базальной формации.

Морской бассейн этапа накопления отложений этой формации представлял собой плоский водоем, морфология которого определяла весьма плавный переход одной фациальной разности осадков в другую.

Последующее прогибание, особенно интенсивно проявившееся в центральных частях геосинклиналей, определило резкое обособление шельфа, континентального склона и центральной глубоководной зоны. Усложнение морфологии бассейнов и изменение их гидродинамического режима определило появление более пестрого набора фациальных разностей осадков, привело к быстрой латеральной смене их и к появлению таких характерных комплексов, как флиш и флишоидные отложения.

Дальнейшее развитие геосинклиналей сопровождалось активной вулканической деятельностью, в результате которой формировалась вулканогенно-осадочная формация. Интенсивное поступление продуктов вулканизма изменило соотношение между скоростью прогибания и скоростью накопления осадков. В ряде случаев это вызвало обмеление водоема и накопление в его пределах угленосных отложений.

Периодическое прекращение извержений и связанное с этим уменьшение поступления седиментационных продуктов приводило к некомпенсированному прогибанию и углублению водоемов.

Таблица 2

Формации третичных отложений Камчатки

Возраст		Типы отложений	Мощность в *м*	Формации	Осадочные полезные ископаемые
Плиоцен		Континентальные терригенные отложения межгорных впадин. Морские мелководные грубозернистые, плохо отсортированные, терригенные, реже кремнистые осадки. Вверху — лигниты. Трансгрессивное залегание	От 1000 до 2000	Молассовая (стадия замыкания геосинклинали)	Лигниты, угли, диатомиты
Миоцен	верхний средний нижний	Морские, относительно глубоководные, кремнистые и песчано-глинистые флишоидные отложения, обогащенные пирокластическим материалом; фациально они замещаются эффузивными вулканогенно-осадочными толщами. Местами угленосные параллические отложения	От 2500 до 6000	Вулканогенно-осадочная (стадия максимального прогибания)	Угли, фосфориты (?), бентонитовые глины
Олигоцен	верхний	Морские, относительно глубоководные, песчаные и глинистые осадки, часто с пирокластической примесью. В основании местами базальный конгломерат			
	нижний	Прибрежно-морские отложения — плохо отсортированные песчано-глинистые осадки с линзами грубообломочного материала	От 100 до 2000	Базальная (начальная стадия прогибания геосинклинали)	Угли
Эоцен		Угленосные отложения лимнических и реже параллических бассейнов. Отложения предгорий			

Таблица 3.

Формации третичных отложений Сахалина

Возраст		Типы отложений		Мощность, *м*	Формации	Осадочные полезные ископаемые
Плиоцен		Внизу — морские, мелководные отложения, вверху — пресноводные отложения межгорных депрессий: плохо отсортированные песчаники с прослоями конгломератов и лигнитов. Трансгрессивное залегание		2000—3000	Молассовая (стадия замыкания)	Лигниты, фосфориты
Миоцен	верхний	Морские, относительно глубоководные, глинистые и кремнистые осадки		От 700 до 1700	Вулканогенно-осадочная (стадия максимального прогиба)	Опоки, диатомиты, угли, бентонитовые глины, фосфориты, глауконит
		Угленосные песчано-глинистые отложения паралических бассейнов, фациально замещающиеся морскими, иногда вулканогенно-осадочными толщами		От 200 до 1500		
	средний	Вулканогенно-осадочные толщи	Прибрежно-морские песчано-глинистые отложения обогащенные вулканическим материалом	1900		
	нижний		Морские, относительно глубоководные, глинистые и кремнистые отложения, часто с глауконитом; прослои вулканогенных пород	2200		
Олигоцен	верхний	Вулканогенно-осадочные отложения, фациально замещающиеся морскими, относительно глубоководными, песчано-глинистыми отложениями, обогащенными глауконитом		1000		
	нижний	Прибрежно-морские, плохо отсортированные, терригенные отложения, часто грубообломочные. Лимнические угленосные отложения		850	Базальная (начальная стадия прогибания геосинклинали)	Угли, сидериты
Эоцен		Континентальные отложения межгорных прогибов		600		

Таблица 4

Формации третичных отложений Японии

Возраст		Типы отложений	Мощность в м	Формации	Осадочные полезные ископаемые
Плиоцен		Отложения пресноводных водоемов и торфяников, часто вулканогенные. Морские песчано-глинистые отложения, обычно мелководные	200—2500	Молассовая (стадия замыкания геосинклинали)	Лигниты, диатомиты
Миоцен	верхний	Морские кремнисто-глинистые отложения, реже песчано-конгломератовые	1200—8000	Вулканогенно-осадочная (стадия максимального прогибания)	Марганцевые руды, фосфориты, угли, бентонитовые глины, опоки
	средний нижний	Морские относительно глубоководные кремнисто-глинистые отложения, фациально замещающиеся вулканическими и вулканогенно-осадочными толщами и мелководными песчано-глинистыми отложениями			
Олигоцен	верхний	Морские, относительно глубоководные, глинистые и кремнисто-глинистые отложения, иногда песчаники и конгломераты			
	нижний	Прибрежно-морские песчано-глинистые отложения	300—3000	Базальная (начальная стадия прогибания геосинклинали)	Угли
Эоцен		Угленосные отложения лимнических и паралли-ческих бассейнов; в основании иногда континентальные отложения предгорий			

Заключительная стадия развития геосинклиналей выразилась в значительной перестройке их тектонического плана, что определило возникновение ряда замкнутых водоемов, в которых происходило накопление сравнительно мощных и грубых терригенных толщ молассового типа — молассовой формации. Вулканические проявления местами оставались очень интенсивными, но тип вулканической деятельности резко изменился. Указанные этапы тектонического развития структур и образования формаций для Сахалина схематично показаны на фиг. 18.

К каждой из перечисленных формаций приурочены определенные полезные ископаемые. Распространение одних (например марганцевых руд) ограничено лишь одной формацией, другие присутствуют в разных формациях, но условия их образования при этом неодинаковы.

На Сахалине (см. табл. 3) во всех трех формациях встречаются угли, но в базальной формации они относятся преимущественно к лимническому типу, а в вулканогенно-осадочной — к паралическому. В молассовой формации встречаются лигниты, возникшие в озерах (размах углеобразования здесь, как правило, незначителен).

Фосфориты известны в вулканогенно-осадочной и молассовой формациях. Однако в вулканогенно-осадочной формации они образовывались в глубоководных условиях и источником фосфора для них, по-видимому, служили вулканические эксгаляции. В молассовой формации фосфориты являются обычными мелководными прибрежными образованиями.

К вулканогенно-осадочной формации приурочены глауконит, бентонитовые глины, опоки.

На Камчатке (см. табл. 2) осадочные ископаемые изучены хуже, чем на Сахалине, однако и здесь в их размещении наблюдаются те же особенности. Угли развиты во всех трех формациях, но в вулканогенно-осадочной формации они встречаются лишь в ее периферических частях. В отличие от Сахалина молассовая формация Камчатки содержит промышленные угли, причем они сосредоточены в тех участках, где весь ее разрез представлен континентальными образованиями.

Фосфатизированные породы были обнаружены нами в молассовой формации — в разрезах корфской свиты — по каменным материалам, собранным А. И. Челебаевой. В сидеритовых конкрециях и реже в глинистых прослоях здесь установлено содержание P_2O_5 до 3,5—4,1%. Небольшое количество фосфора приурочено к карбонатным конкрециям и слабо известковым прослоям вулканогенно-осадочной формации (аманинская свита).

Специальных работ по поискам фосфоритов на Камчатке до сих пор не проводилось, но, вероятно, эти поиски будут небезрезультатны. Особое внимание следует обратить на кремнистые толщи, приуроченные к вулканогенно-осадочной формации, в которых, по аналогии с Сахалином, могут присутствовать фосфориты. Эти же толщи должны явиться объектом поисков марганцевых руд, которые, как известно, часто ассоциируют с вулканогенно-кремнистыми сериями. Так же как и на Сахалине, к вулканогенно-осадочной формации на Камчатке приурочены бентонитовые глины.

В Японии (см. табл. 4) угленосные отложения опять-таки присутствуют во всех трех формациях, но промышленные пласты углей сосредоточены лишь в базальной и вулканогенно-осадочной формациях. Фосфориты с содержанием P_2O_5 до 30% известны в миоценовых отложениях вулканогенно-осадочной формации (префектура Ишикари). К последней приурочено также большое количество месторождений марганцевых руд и залежи бентонитов.

Сходные ряды формаций могут быть прослежены и в других, различных по возрасту и географическому положению, прогибах, переживших полный цикл геосинклинального развития.

Сравнивая формации геосинклинальных бассейнов, весьма удаленных один от другого, различных по возрасту и даже расположенных в различных климатических зонах, мы неизменно находим общие черты как в строении отдельных формаций, так и в закономерности смены их во времени. Очевидно, это может найти себе объяснение только в том, что тектонический фактор является доминирующим при возникновении закономерно сочетающихся рядов формаций.

Происхождение веществ, слагающих формации, или их петрофонд, а также физико-географические условия (в том числе и климатические), несомненно, оказывают значительное влияние на характер образующихся формаций. Однако оба эти фактора, в свою очередь, в значительной мере зависят от тектонических движений. Так, например, характер вулканизма, влияющий на возникновение тех или иных комплексов отложений в вулканогенно-осадочных формациях, закономерно изменяется по мере развития геосинклинального бассейна. Тектонические движения, несомненно, обуславливали основные черты морфологии как бассейнов, так и питающей суши, иначе говоря, существенно влияли на физико-географическую обстановку накопления осадков.

Таким образом, в геосинклинальных зонах, в которых тектонические движения были наиболее разнообразны и интенсивны, роль тектонического фактора в образовании формаций и их рядов выражена особенно резко.

ЛИТЕРАТУРА

Белова М. Б. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостоптехиздат, 1961.

Бродская Н. Г., Захарова М. А. Литолого-тектонические комплексы в третичных отложениях Сахалина и связанные с ними осадочные полезные ископаемые.— Изв. АН СССР, Серия геол., 1960, № 7.

Козырев В. Д. и др. Геологическое строение и газонефтеносность Южного Сахалина. Л., Гостоптехиздат. 1960.

Мокроусов В. М., Толстихин О. Н. Некоторые вопросы геологического строения и нефтеносности Южной Камчатки.— Сов. геол., 1958, № 11.

Серова М. Я. О значении фораминифер для расчленения третичных отложений Камчатки. В кн.: «Материалы Совещания по геологии Камчатки». Новосибирск. 1963.

Стратиграфический справочник. Япония. Под ред. В. Вахрамеева. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1959.

Шилов В. Н. К вопросу о миоценовых вулканогенных формациях Южного Сахалина.— Докл. АН СССР, 1957, 114, № 4.

Akire H. Neogene formations in the Eastern part of Honsy Basin, Akita Prefecture.— J. Geol. Soc. Japan, 1933, 40, N 704.

Arai J. Types of sedimentary structures observed in the Tertiary formations of the Chichibu basin, Saitame prefecture, Japan. In: «Fujimoto H. Jubilee Publication». Tokyo, 1958.

Geology and mineral resources of Japan. Ed. Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan, 1956.

Ikebe N. Cenozoic geohistory of Japan. In: Proc. 8th Pacific Sci. Congr. Pacific Sci. Assoc. Vol. 2. Philippines. 1956.

Ikumi I. «Green tuffs» in the Northern district of Uede Cidy, Nageno prefecture. In: «Fujimoto H. Jubilee Publication». Tokyo, 1958.

Imanishi S. Geology of the Shintotsukawa district, Kabatogun, Ichikari province, Hokkaido.— Contribs Inst. Geol. and Paleontol. Tohoku Univ., 1953, N 43.

Omori M. A brief notes on the tectogenesis of the Tertiary system in the North Eastern Honsy, Japan. In: «Fujimoto H. Jubilee Publication». Tokyo, 1958.

Wateru H. Considerations on the geological history of the Iezo-Saghalien geosyncinali area. In: «Fujimoto H. Jubilee Publication», Tokyo, 1958.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

(Труды, выпуск 81, 1963)

П. П. ТИМОФЕЕВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ АНГАРО-ЧУЛЫМСКОГО ПРОГИБА

На юго-востоке Западной и юге Центральной Сибири большое развитие имеют мезозойские угленосные отложения. Они представлены юрскими и, возможно (?), в какой-то мере, нижнемеловыми образованиями. Юрские отложения протягиваются относительно широкой полосой от юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности на восток, в район Непско-Катангского плоскогорья и от северных отрогов хр. Кузнецкого Алатау на юго-восток вдоль северо-восточного склона хр. Восточный Саян до оз. Байкал. Они заполняют ряд неодинаковых по размеру впадин: Чулымскую, Итатскую, Березовскую, Алтат-Назаровскую, Кибитеньскую, Балахтинскую, Зыряновскую, Ягодкинскую (?), Канско-Тасеевскую, Мурскую, Рыбинскую, Саяно-Партизанскую, Ока-Удинскую и Прииркутскую. Кроме того, в виде отдельных пятен они известны на водоразделе рек Ангары и Оки, на современном Чуно-Бирюсинском поднятии, в верховьях р. Зимы (северо-восточный склон хр. Восточный Саян), северее Усть-Кута (западнее Северо-Байкальского нагорья) и в некоторых других местах. В последнее время появились новые данные о еще более широком развитии юрских угленосных отложений в среднем течении р. Ангары (бассейны рек Чукши, Муры и Ковы), а также южнее и восточнее Иркинеево-Чадобецкого массива (Масайтис, 1955; Одинцов и др., 1961 и др.).

В 1956—1960 гг. автор совместно с В. И. Копорулиным [1] (ГИН АН СССР) провел детальное литолого-фациальное изучение мезозойских угленосных отложений и углей Канско-Ачинского и Иркутского бассейнов. Разрезы угленосных толщ были описаны по керну более 300 буровых скважин в тех местах, где в течение 1956—1960 гг. проводились поисково-разведочные работы на уголь. По Канско-Тасеевской впадине были также описаны разрезы некоторых скважин, пробуренных на нефть, соль и воду. Часть из них вскрыла полный разрез угленосной толщи, а остальные подсекли или нижний угольный пласт и подстилающие его песчаники, гравелиты, иногда конгломераты, или тот пласт, на который производилась разведка или доразведка. Кроме того, автор просмотрел и в значительной мере использовал разрезы скважин, задокументированные сотрудниками геологоразведочных партий, работавших в пределах Ангаро-Чулымского прогиба, в том числе в его северо-западной части — в Чулымской впадине (Максимкинярская, Чулымская, Белогорская, Мариинская и Касская опорные скважины).

[1] В. И. Копорулин проводил исследования в центральных и частично северо-западных районах Иркутского бассейна.

В результате обработки собранного материала было составлено около 70 детальных литолого-фациальных профилей вдоль и вкрест простирания Ангаро-Чулымского прогиба. Формационный анализ на широкой генетической основе позволил подойти к разрешению ряда общих и частных вопросов осадко- и угленакопления, характеризующих закономерности образования угленосной формации и особенности развития в мезозое территории юго-востока Западной и юга Центральной Сибири. В частности, была выяснена история возникновения и развития бассейна седиментации на отдельных этапах существования Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба, установлено направленное во времени и пространстве смещение с северо-запада на юго-восток, восток и северо-восток зон седиментации в его пределах, расшифрована связь между режимом тектонических движений и особенностями разложения растительного материала при различных обстановках осадконакопления, выявлены особенности преобразования минерального вещества в зависимости от условий среды в различных палеогеографических и палеотектонических обстановках.

В данной статье нет возможности изложить все результаты исследования. Часть из них уже опубликована (Белянкин и др., 1959; Копорулин и Тимофеев, 1962; Тимофеев, Боголюбова и Яблоков, 1962; Тимофеев и Боголюбова, 1962; Тимофеев, 1962). Здесь мы остановимся лишь на выяснении основных черт строения угленосной формации Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба.

Юрские отложения юго-востока Западной и юга Центральной Сибири выделяются нами в мезозойскую угленосную формацию. Она представляет собою сочетание парагенетически связанных комплексов генетических типов отложений, которые, закономерно изменяясь в разрезе и на площади, характеризуют историю геологического развития изученного региона. В структурном отношении угленосная формация относится к мезозойскому Ангаро-Чулымскому прогибу (Тимофеев, 1962). Фундамент последнего гетерогенен; он охватывает юго-западную и южную части докембрийской Сибирской платформы, северный край Алтае-Саянской складчатой области и юго-восток эпипалеозойской Западно-Сибирской платформы. Ангаро-Чулымский прогиб представляет собою крупную сложно построенную асимметрично наложенную структуру типа синеклизы. Примерная граница прогиба следующая: из района восточнее Томска она протягивается вначале на юго-восток вдоль северо-восточного склона Кузнецкого Алатау (Тайгинский и Саралинский массивы), а затем прослеживается по северному краю нижнепалеозойского Беллыкского массива Восточного Саяна; далее она примерно совпадает с юго-западной и южной границами Сибирской платформы и в районе южнее п-ова Святой Нос в меридиональном направлении пересекает оз. Байкал; здесь граница проходит вдоль северной части Байкальского хребта (по серии продольных разломов) и через Непско-Катангское плоскогорье протягивается к Чадобецко-Качемскому валообразному поднятию, откуда, огибая с юга последнее и Северо-Енисейский антиклинорий, она выходит к р. Енисей в районе устья р. Кас. На северо-западе мы включаем в прогиб Чулымскую впадину (последняя иногда именуется Чулымо-Енисейской впадиной — Казаринов, 1958_1 и др.), в которой в отчетливой форме проявляется среднеюрское угленакопление, генетически непосредственно связанное с остальной частью Ангаро-Чулымского прогиба. Севернее, северо-западнее и западнее Ангаро-Чулымский прогиб постепенно переходит в огромную депрессионную область Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы.

В пределах прогиба юрские отложения повсеместно залегают несогласно на более древних (от докембрия до перми) породах, почти везде выходят на дневную поверхность и перекрыты маломощным плащом четвертичных отложений. Только на западе и северо-западе Канско-Ачинского бассейна они погружаются под более молодые, меловые отложения Западно-Сибирской

низменности. Последние известны также в центральных частях Березовской и Итатской впадин. В последнее время Г. Г. Мартинсон (1961) на основании обработки многочисленной фауны гастропод, пелецинод, филлопод, остракод, остатков рыб, а также насекомых (по сборам П. П. Тимофеева, Н. Н. Тазихина, О. Р. Шутова и др.) высказал заслуживающее внимания мнение о более молодом — верхнеюрском и валанжинском — возрасте верхней половины разреза угленосных толщ бассейна р. Мурмы (северо-запад Канско-Тасеевской впадины) и Каранцайского месторождения (северо-западная часть Иркутского угленосного бассейна).

СТРАТИГРАФИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Не останавливаясь на истории установления возраста юрских отложений изученного региона, которая достаточно подробно изложена в ряде работ (Аксарин, 1957; Боголепов, 1960; Бурцев, 1961; Вахрамеев, 1957$_2$; Деев, 1957, 1962; Казаринов, 1958$_1$; Лебедев, 1956, 1959; Мартинсон, 1961; Обручев, 1932; Флоренсов, 1960), приступим к краткому изложению их стратиграфии.

В настоящее время единой стратиграфической схемы юрских отложений юго-востока Западной и юга Центральной Сибири не существует. Их слабая изученность, разрозненные и недостаточные находки флоры и, особенно, фауны, сложное полифациальное строение — все это препятствует установлению в их разрезах маркирующих горизонтов.

По мере разведки на уголь отдельных площадей Ангаро-Чулымского прогиба предлагались местные стратиграфические схемы угленосных отложений. В каждой из них выделялись свои свиты и горизонты, которым присваивались местные названия; часто название свит отражало наличие или отсутствие в них угольных пластов (нижняя угленосная свита, средняя безугольная свита и т. д.).

Возраст мезозойских угленосных отложений Канско-Ачинского и Иркутского бассейнов определялся в основном по листовым остаткам и спорово-пыльцевым комплексам. Немногочисленные находки фауны, обнаруженной ранее, были недостаточны для уверенной датировки слоев, тем более, что и до настоящего времени имеют место существенные расхождения в определении возраста по остаткам фауны и флоры из-за однотипности последней для очень больших промежутков времени. Новые сборы остатков многочисленной фауны еще более укрепили эти расхождения (Мартинсон, 1961). Нам представляется, что при комплексном рассмотрении данных определений остатков фауны, флоры, спор и пыльцы с обязательным учетом палеогеографических реконструкций для всей территории Ангаро-Чулымского прогиба возраст угленосных отложений может быть уточнен и дана для них единая стратиграфическая схема.

Приводимая ниже стратиграфическая схема не содержит единого подразделения на свиты и горизонты. В ней сохранены старые местные названия свит, но показаны несколько иные их возрастные соотношения (табл. 1). Внесенные изменения опираются на результаты литолого-фациального изучения и формационного анализа угленосных отложений с учетом всех материалов по стратиграфии данной территории.

За эталон нами принят разрез северо-западной части прогиба, где, как увидим ниже, началось его заложение и откуда последовало постепенное смещение фациальных зон седиментации в северо- и юго-восточном направлениях, т. е. в сторону Мурской впадины и Иркутского бассейна. Предлагаемую нами несколько отличную от принятой возрастную индексацию угленосной толщи Иркутского бассейна нужно рассматривать не как установление абсолютного возраста ее свит, а как выражение относительно более молодого возраста ее разреза по сравнению с Канско-Ачинским угленосным бассейном. Эти вопросы будут подробно разобраны в последующих разделах данной статьи.

Рэт-лейас

Самыми древними отложениями формации являются рэт-лейасовые (омская свита). Они известны только на самом северо-западе прогиба (Чулымская скважина), где с размывом залегают на различных горизонтах каменноугольной системы.

Разрез омской свиты, по данным З. Н. Поярковой (1961), начинается мелкогалечниковым конгломератом (1 *м*), который состоит из галек кремня, зеленых сланцев, изверженных и карбонатных пород, сцементированных разнозернистым карбонатно-песчанистым материалом. Конгломераты вверх по разрезу сменяются разнозернистыми гравелитами и песчаниками серыми и светло-серыми, мелко- и крупнозернистыми, полимиктовыми, местами с косой или неправильной горизонтальной слоистостью, иногда массивными. По всей толще встречаются обугленные растительные остатки, в том числе витренизированные обломки древесины, местами включения катунов аргиллитов и различных по составу галек. В средней части толщи залегают аргиллиты, серые и черные (углистые), иногда алевритовые, участками сидеритизированные, с растительным детритом. Аргиллиты имеют, как правило, горизонтальную слоистость.

В отложениях свиты был установлен богатый спорово-пыльцевой комплекс (Protoconiferae, Protopinus, Pseudopicea, Protopicea, Striatoconiferae, Cordaitales), указывающий на их рэт-лейасовый возраст. Мощность свиты 51 *м*.

Нижняя юра

Нижнеюрские отложения достоверно известны только в северо-западной части прогиба как в открытом, так и в закрытом (южная и центральная части Чулымской впадины) секторах Канско-Ачинского бассейна. В закрытом секторе бассейна они относятся целиком к лейасу, а в открытом секторе имеют тоар-домерский возраст. По направлению к восточной границе бассейна их возраст становится более молодым и там они очевидно являются переходными от нижне- к среднеюрским отложениям (вознесенская свита).

Разрез нижней юры на северо-западе прогиба (макаровская свита, она же красноярская, переясловская и т. д.— в зависимости от района распространения) повсеместно, за исключением возвышенных участков доюрского рельефа (северный и отчасти западный и южный склоны хр. Арга, Ужур-Балахтинская возвышенность и в некоторых других местах), начинается песчаниками, реже гравелитами с включением в нижней части мелких галек, иногда конгломератами, сильно обогащенными песчаным и гравийным материалом. Иногда встречаются прослои и линзы углей (центральная часть Чулымской впадины). В остальных участках в основании разреза залегают алевритово-глинистые породы, содержащие то большое количество щебенки различного состава, то пласты и прослои углей, а иногда песчаников. Мощность нижней части разреза в значительной мере определяется неровностями доюрского рельефа и колеблется от нуля до 50—90 *м*.

Верхняя половина разреза представлена чередованием алевролитов, аргиллитов, песчаников (в основном мелкозернистых) и бурых углей; мощность последних и их количество убывает в восточном направлении. Так в Итатской впадине присутствует три сложно построенных угольных пласта (Ивановский, Слоеный, Четвертый), общей мощностью до 12—15, иногда 20 *м*. На восток, в сторону древней суши они расслаиваются, а затем их количество в Рыбинской впадине сокращается до двух-трех, а на Абанском месторождении (центральная часть Канско-Тасеевской впадины) они уже отсутствуют. В том же направлении наблюдается общее погрубение

Система	Отдел	Ярус	Канско-Ачин: северо-западная часть			западная часть	центральная часть
			Центральная часть Чулымской впадины (Пояркова, 1961)	Южное крыло Чулымской впадины (Боголепов, 1960)	Юго-западное крыло Чулымской впадины (по данным треста Запсибнефтегеология)	Итатская, Алтат-Назаровская, Березовская и другие впадины	Юго-восточное крыло Чулымской впадины (Красноярско-Большемуртинский район)
						По данным Красноярского	
Меловая	Нижний	Альб, Апт, Баррем, Готерив, Валанжин	Кийская свита			Отсутствуют	
			Илекская свита, 744 *м*	Илекская свита, 694 *м*	Илекская свита, 483 *м*	Илекская свита, до 160 *м*	Илекская свита, до 50 *м*
Юрская	Верхний	Титон, Кимеридж, Оксфорд, Келловей	Тяжинская свита, 105 *м*	Тяжинская свита, 230 *м*	Тяжинская свита, 109 *м*	Тяжинская свита, до 90 *м*	Тяжинская свита, до 40—60 *м*
	Средний	Бат, Байос, Аален	Итатская свита, 538 *м*	Итатская серия, 660 *м*: Соболевская свита, 330 *м*; Белогорская свита, 330 *м*	Итатская свита, 383 *м*	Итатская (Боготольская, Верхняя угленосная) свита, 215—310 *м*; Безугольная (Средняя безугольная) свита, 60—140 *м*	Верхняя угленосная свита, 400—440 *м*; Средняя безугольная свита, 125 *м*
	Нижний		Макаровская свита, 207 *м*	Макаровская (красноярская) свита, 187,50 *м*	Порфириты, и базальты кембрия	Макаровская (Косульская, Нижняя угленосная) свита, 50—150 *м*	Красноярская свита, 100—110 *м*
		Рэт-лейас	Омская свита, 51 *м*	Девон		Пермь, карбон	Карбон, девон, протерозой
Триасовая	Верхний		Карбон				

материала терригенных пород. Мощность этой части разреза не превышает 60 *м*.

Мощность отложений нижней юры в целом также непостоянна и колеблется от 258 (центральная часть Чулымской впадины) до 100—110 *м* (Рыбинская впадина). Далее на север и северо-восток, в центральной и юго-

ский бассейн					
восточная часть					
Саяно-Партизанская впадина	Рыбинская впадина	Канско-Тасеевская впадина		Чуно-Бирюсинское поднятие (Суханова, 1957)	Иркутский бассейн (Тимофеев, 1961)
		центральная и юго-восточная части	северо-западная часть (Тазихин, 1959; Мартинсон, 1961)		
геологического управления					
Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Верхний горизонт, 60—80 *м*	Отсутствуют	Иркутско-присаянская свита, 100—120 *м*
Ивановская свита, 140—150 *м*	Бородинская свита, 140—150 *м*	Абанская свита, 140—160 *м*	Средний горизонт, 300—350 *м*		Черемховская свита (в новом объеме), 400—460 *м*
Саянская свита, 190—205 *м*	Камалинская свита, 200—210 *м*	Вознесенская свита, 80—120 *м*		Заларинская свита, до 60—80 *м*	Заларинская свита, 100—250 *м*
Партизанская свита, 140—150 *м*	Переясловская свита, 100—110 *м*		Нижний горизонт, 20 *м*	Ордовик	Ордовик, кембрии, архей
Девон	Карбон, девон	Девон, ордовик	Ордовик, кембрий		

восточной частях Канско-Тасеевской впадины, она резко сокращается и, по нашим данным, уже не превышает 40—50 *м* (нижняя часть вознесенской свиты). Севернее, в бассейне р. Мурмы, мощность нижней юры уменьшается до 20 *м* (Мартинсон, 1961) при одновременном некотором уменьшении размерности материала пород. В целом отложения нижней юры Канско-

Тасеевской впадины имеют ограниченное распространение и приурочены в основном к понижениям доюрского рельефа. Поэтому здесь разрез угленосной толщи очень часто начинается породами средней юры. В восточном направлении мощность отложений нижней юры постепенно сокращается, и в районе г. Тайшета их сплошное распространение прерывается.

Нижнеюрские отложения отсутствуют на восточном (Боголепов, 1960) и, возможно, частично на юго-западном (Мариинская скважина) бортах Чулымской впадины. На последнем, по данным В. П. Казаринова (1958_1), они имеются, причем их мощность, в одном случае принимается им равной 23 *м* (стр. 66), в другом — 53 *м* (стр. 146). Как увидим ниже, в сторону отрогов Кузнецкого Алатау, которые в нижнеюрское время представляли возвышенную часть рельефа и одновременно служили приподнятым краем прогиба, происходит резкое сокращение мощности отложений нижней юры, и не исключено, что в районе Маринска они не накапливались.

На юго-востоке прогиба — на юге Чуно-Бирюсинского поднятия и в Иркутском бассейне — к самым верхам нижней юры предположительно можно отнести нижнюю часть (20—30 *м*) заларинской свиты, сложенную конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами и грубозернистыми песчаниками (аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения).

Средняя юра

Среднеюрские отложения составляют основную часть разреза угленосной формации и имеют наиболее широкое распространение в пределах Ангаро-Чулымского прогиба. Они за исключением самой юго-восточной части прогиба повсеместно угленосны и содержат большое количество угольных пластов.

В северо-западной (Чулымская, Белогорская и Мариинская скважины), западной (Итатское, Назаровское, Березовское, Балахтинское месторождения) и центральной (Соболевское, Миндерлинское, Сухобузимское, Большемуртинское и отчасти Красноярское месторождения) частях Канско-Ачинского бассейна отложения средней юры подразделяются на две части.

Нижняя часть, обычно безугольная, представлена в основном песчаниками от крупно- до мелкозернистых, содержащими редкие прослои алевролитов и аргиллитов, а также иногда тонкие пласты углей (Белогорская скважина).

Верхняя часть является угленосной и состоит из чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей и углистых пород. В верхах средней юры залегает мощный угольный пласт, который наибольшей мощности (до 50—75 *м*) достигает на Итатском месторождении (пласт Итатский). В северном и северо-западном направлениях происходит общее уменьшение размерности материала пород, появляются известняки, сокращается количество и мощность угольных пластов, которые уже за пределами центральной части Чулымской впадины практически отсутствуют (Максимкинярская скважина).

Восточнее, в Рыбинской и Саяно-Партизанской впадинах, разрез отложений средней юры имеет несколько иное строение, хотя они здесь также подразделяются на две части — камалинскую и бородинскую свиты. Каждая из них в свою чередь состоит из двух частей: нижняя сложена в основном песчаниками с прослоями алевролитов, реже аргиллитов, а верхняя — чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов (мало), углей и углистых пород. Подобное расчленение разреза намечается уже на Красноярском месторождении. К верхней части бородинской свиты приурочена наибольшая угленосность. Один из верхних угольных пластов на Ирша-Бородинском месторождении (пласт Бородинский) достигает 50—60 *м* мощности. Угленосность в сторону Саяно-Партизанского место-

рождения постепенно и довольно значительно сокращается (ивановская свита).

Мощность отложений средней юры на северо-западе Ангаро-Чулымского прогиба определяется не только особенностями накопления ее осадков, но и наличием внутриформационных размывов перед накоплением отложений тяжинской свиты. В целом мощность постепенно уменьшается в восточном и юго-восточном направлениях. Так, максимальная мощность отложений средней юры на южном борту Чулымской впадины равна 660 *м*, Итатской впадине — 450 *м*, севернее Красноярска — 565 *м*, в Рыбинской впадине — 360 *м*.

К центральной и юго-восточной частям Канско-Тасеевской впадины происходит общее сокращение разреза средней юры, уменьшается количество угольных пластов и их мощность, наблюдается некоторое погрубение материала. Внизу среднеюрские отложения здесь представлены песчаниками и в меньшей мере алевролитами, а вверху — чередованием песчаников, алевролитов, углей и углистых алевролитов и аргиллитов.

Севернее, в бассейне р. Мурмы, в составе отложений средней юры начинают преобладать алевролиты, уменьшается угленосность разреза, породы иногда становятся карбонатными и содержат прослои (до 5—7 *м*) известняков. В верхней части разреза встречаются остатки фауны. Возраст этих отложений, по данным спорово-пыльцевого анализа и листовой флоре, определяется как средняя юра, хотя верхняя часть их разреза может принадлежать уже к низам верхней юры.

На современном Чуно-Бирюсинском поднятии юрские отложения встречаются в виде отдельных пятен в понижениях рельефа на водоразделах между реками Ией и Удой, Удой и Бирюсой. Мощность их колеблется от 2—3 до 60—80 *м*, но, как правило, не превышает 30—40 *м*. По данным В. В. Сухановой, а также В. Е. Диброва и др. (1960), в основании их почти повсеместно залегают разногалечниковые конгломераты с прослоями гравелитов и песчаников (иногда гравелиты преобладают, а конгломераты среди них образуют лишь прослои). Мощность грубых пород не превышает 5—8 *м*, но иногда она даже меньшая. Выше залегают песчаники мелкозернистые, полимиктовые с прослоями разнозернистых песчаников и алевролитов с тонкими прослойками бурого угля. Все эти породы содержат большое количество обугленных растительных остатков. Иногда мощность прослоев алевролитов достигает 2—4 *м*; к ним приурочено наибольшее количество тонких и невыдержанных угольных прослойков. В целом вверх по разрезу наблюдается уменьшение размерности обломочного материала. В. В. Суханова и другие авторы сопоставляют юрские отложения этого района с заларинской свитой Иркутского бассейна.

Далее на юго-восток, в пределах Иркутского бассейна, на относительно сильно расчлененный доюрский рельеф налегают отложения заларинской свиты, мощность которой весьма изменчива и колеблется от 10—15 до 200—250 *м*. Отложения этой свиты в основном представлены грубообломочными породами. В северо-западной части Иркутского бассейна в ее составе преобладают песчаники, иногда гравелиты с включениями отдельных галек, а также прослоями конгломератов. В юго-восточной части Иркутского бассейна роль конгломератов возрастает, а мощность их отдельных прослоев достигает 5—15 *м*. Еще более грубыми породами — почти исключительно разногалечниковыми конгломератами с примесью гравия и песка— заларинская свита сложена в истоках Ангары и на побережье Байкала.

На возвышенностях доюрского рельефа очень часто залегают конгломерато-брекчии. Они представлены остроугольными обломками песчаных и алевритово-глинистых пород, которые обычно сцементированы

алевритово-глинистым материалом. В юго-восточной части Иркутского бассейна среди щебенки встречаются обломки сильно разложенных изверженных пород. Иногда заларинская свита бывает практически сплошь представлена толщей конгломерато-брекчий. В ряде участков Иркутского бассейна, прилегающих к хр. Восточный Саян (бассейны рек Зимы и Оки), свита в значительной части сложена конгломератами и гравелитами.

К отложениям средней юры в Иркутском бассейне следует, помимо большей части заларинской, также относить черемховскую свиту и низы присаянской свиты, содержащие прослои и линзы углей (нижняя треть разреза иркутской фации в истоках Ангары, суховская фация в Прибайкальской полосе, горизонт верхних непромышленных угольных прослоев суховской фации в Прииркутской впадине, нижняя часть присаянской свиты в Присаянской полосе; наименования даны по Ю. П. Дееву, 1957). За всей этой толщей мы сохраняем название черемховской свиты. Верхняя, остальная часть присаянской свиты в дальнейшем именуется нами иркутско-присаянской свитой.

Черемховская свита — сложно построенное полифациальное образование, имеющее в различных частях Иркутского бассейна неодинаковое строение. Она повсюду начинается толщей разнозернистых песчаников с прослоями алевролитов в верхней части, гравелитов и иногда конгломератов в средней и, особенно, в нижней частях. Количество и мощность прослоев последних увеличивается в юго-восточном направлении и достигает максимума в районе истоков Ангары. Средняя часть свиты сложена чередованием песчаников от мелко- до крупнозернистых, алевролитов, аргиллитов и углей. Среди встречающихся здесь свыше 20 угольных пластов два-три нижних пласта достигают рабочей мощности (иногда до 10—15 *м*). В верхней части свиты угленосность ее уменьшается, пласты угля становятся менее выдержанными и происходит некоторое уменьшение размерности обломочного материала.

По направлению на юго-восток происходит общее погрубение материала черемховской свиты, уменьшается ее угленосность и мощность рабочих пластов угля. В составе ее отложений начинают преобладать песчаные породы, все чаще и чаще появляются прослои гравелитов и конгломератов.

В Прииркутской впадине угленосность более или менее равномерно распределяется по всему разрезу, который здесь более, чем на 70%, состоит из песчаников. В истоках Ангары черемховская свита состоит из чередования конгломератов, гравелитов и разнозернистых песчаников. На берегу Байкала она полностью сложена разногалечниковыми, в основном крупногалечниковыми конгломератами. В этих районах черемховская свита безугольная. В северо-восточной части Иркутского бассейна, в Усть-Ординском районе, в верхней части свиты залегает толща конгломератов и гравелитов, которая в сторону Иркутска и Усолья Сибирского замещается песчано-алевритовыми отложениями, содержащими маломощные прослои углей.

В пределах Иркутского бассейна, во многих местах, там, где черемховская свита ложится непосредственно на доюрский фундамент, в ее основании присутствуют конгломерато-брекчии, сцементированные алевритово-глинистым материалом. Иногда разрез ее отложений начинается непосредственно алевролитами или мелкозернистыми песчаниками, содержащими отдельные зерна более грубого материала.

Мощность черемховской свиты непостоянна и зависит от неровностей доюрского рельефа, от состава ее отложений, иногда от глубины эрозионного среза и местоположения в структуре Ангаро-Чулымского прогиба. Так в районе дер. Каранцай мощность свиты колеблется от 160 до 290 *м*, в районе дер. Новометелкино она составляет около 360 *м*, в районе Иркутска — около 370—400 *м*.

Верхняя юра

Отложения верхней юры установлены только в северо-западной части Ангаро-Чулымского прогиба (Чулымская впадина) и на ограниченных площадях западной (Итатская, Алтат-Назаровская и другие впадины) и центральной (Красноярский район) частях Канско-Ачинского бассейна, на севере Канско-Тасеевской впадины (район р. Мурмы) и предположительно в Иркутском бассейне.

К верхней юре относятся отложения тяжинской свиты. В центральной части Чулымской впадины, по данным З. Н. Поярковой (1961), она имеет мощность 105 *м* и без видимых следов размыва залегает на породах итатской свиты. Представлена она в основном зеленовато-серыми и серыми, местами коричневатыми, бурыми и пятнистыми глинами с прослоями песчаников и алевролитов. Вверх по разрезу увеличивается карбонатность пород: появляются прослои мергелей и включения известняков; угли отсутствуют. В основании свиты В. С. Малявкина установила комплекс спор и пыльцы: *Coniopteris onychioides* К-М., *Brachiolina venlosellforenis* Mal., и др., указывающий, по ее мнению, на верхнеюрский возраст вмещающих его пород.

На юге Чулымской впадины (Белогорская скважина) тяжинская свита (240 *м*) слагается почти исключительно алевролитами и аргиллитами, содержащими в верхней части прослои песчаников мелко- и среднезернистых, желтовато-серых, известковистых. Здесь же встречаются прослои алевритово-глинистых известняков. Растительные остатки содержатся в незначительном количестве и убывающем вверх по разрезу. В этом направлении увеличивается общая известковистость пород, которые участками имеют пеструю окраску. В нижней части разреза свиты встречены почвенные образования и три угольных пласта, общей мощностью до 4,0 *м*.

Южнее отложения тяжинской свиты известны в Итатской, Алтат-Назаровской, Березовской и других впадинах, где они с размывом залегают на различных горизонтах итатской свиты. В основании ее прослеживаются грубозернистые, участками гравийные песчаники с прослоями и линзами конгломератов, а выше она представлена чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и маломощных пластов и пропластков углей, в ряде случаев обогащенных алевритово-глинистым материалом. Вверх по разрезу происходит общее уменьшение размерности пород. Мощность свиты непостоянна и в зависимости от амплитуды наложенного эрозионного размыва колеблется от 40 до 90 *м*.

На востоке Чулымской впадины, в Миндерлинском, Большемуртинском и Енисейском районах, тяжинская свита установлена совсем недавно и до сих пор еще не ясен ее объем (Боголепов, 1960). По данным К. В. Боголепова, на Кемь-Енисейском междуречье в основании тяжинской свиты залегают галечники, переходящие вверх по разрезу в разнозернистые полимиктовые песчаники, обладающие крупной косой слоистостью дельтового типа и заключающие прослои гравийного материала. Эти песчаники перекрываются толщей (29 *м*), состоящей из крупного чередования глинистых алевролитов, алевритовых и песчаных глин, мелкозернистых песчаников. В нижней части свиты породы имеют серую окраску, а в верхней — ее глины имеют пеструю (красную, фиолетовую, бурую, зеленоватую) окраску и содержат тонкие прослои мергелей. Разрез свиты заканчивается толщей (10 *м*) мелко- и среднезернистых песчаников с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой расположением чешуек слюды и обугленного растительного детрита. Общая мощность свиты около 60 *м*.

Различные горизонты тяжинской свиты в упомянутых выше районах повсеместно с эрозионным размывом перекрыты отложениями илекской свиты (неоком). В основании илекской свиты залегают конгломераты и кон-

гломерато-брекчии, участками гравелиты и разнозернистые песчаники, указывающие на возможные следы перерыва в накоплении осадков и размыва ранее образованных отложений. Поэтому не исключено, что в этих районах имеется сокращенный разрез тяжинской свиты.

Далее на восток верхнеюрские отложения известны на северо-западе Канско-Тасеевской впадины, в бассейне р. Мурмы. Здесь в различных местах они имеют неодинаковую мощность, которая определяется структурным положением и глубиной современного среза. Так, по скв. 21 верхняя часть их разреза (до 75 *м*) представлена в основном голубовато-серыми аргиллитами с прослоями алевролитов и, реже, песчаников. Породы здесь сильно известковисты и содержат в большом количестве остатки фауны моллюсков, филлопод, остракод и чешую рыб. По мнению Г. Г. Мартинсона (1961) эта фауна указывает на верхнеюрско-нижнемеловой возраст вмещающих ее отложений.

В Иркутском бассейне к верхней юре мы предположительно относим иркутско-присаянскую свиту (верхняя безугольная часть присаянской свиты, по Ю. П. Дееву, 1962), мощность которой определяется глубиной эрозионного среза и достигает 100—120 *м*. На всей площади Иркутского бассейна иркутско-присаянская свита имеет песчано-гравийно-конгломератовый состав. По данным Ю. П. Деева (1957, 1962), на берегу Байкала она полностью сложена разногалечниковыми конгломератами (верхняя часть «байкальской фации»), в истоках Ангары — конгломератами и песчаниками (средняя и верхняя части «иркутской фации»), в Прибайкальской полосе — также конгломератами и песчаниками («кудинская фация»), в Прииркутской впадине — крупнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов (верхняя часть «суховской фации») и кремнистыми алевролитами («кремнистая фация» В. Г. Домбровского), а в Присаянской полосе — песчаниками мелко-, средне- и крупнозернистыми с прослоями алевролитов. В целом с северо-запада на юго-восток происходит общее погрубение материала пород — мелкозернистые песчаники постепенно сменяются разногалечниковыми конгломератами.

Краткие выводы

После ознакомления с краткой характеристикой основных разрезов юрских отложений необходимо остановиться на обосновании некоторых возрастных соотношений тех разрезов, для которых предлагается несколько иная индексация выделенных ранее свит и горизонтов.

Как видно из табл. 1 и приведенного описания, возрастная индексация выделенных ранее свит юрских отложений северо-западной части Ангаро-Чулымского прогиба (закрытый и открытый секторы Канско-Ачинского бассейна) в основном не вызывает сомнения и принята нами. Однако для юго-восточной части прогиба на основании детального литолого-фациального анализа отложений с учетом определения новых находок фауны и пересмотра ряда старых определений (Мартинсон, 1961) угленосной толще Иркутского бассейна присваивается более молодой, чем это принято, возраст.

Необходимость уточнения возрастных соотношений отдельных свит и горизонтов различных частей прогиба возникла не случайно. Юрские отложения огромной территории юго-востока Западной и юга Центральной Сибири изучены еще очень плохо. Особенно слабо они изучены в литолого-фациальном и формационном отношениях. Между тем, при изучении в основном континентальных угленосных отложений, оперируя только результатами немногочисленных и случайных определений фауны, флоры, спор и пыльцы, нельзя добиться более или менее точного сопоставления этих отложений, не говоря уже об установлении их возраста с точностью до яруса.

Известный исследователь мезозойских отложений Сибири И. В. Лебедев (1961) следующим образом характеризует состояние этого вопроса. «Слабая изученность юрских отложений затрудняет корреляцию стратиграфических разрезов юрских отложений различных районов края (Красноярского — *П. Т.*). Для Рыбинской и Назаровской впадин и для юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности это можно сделать путем прослеживания отдельных или группы угольных пластов и осадочных циклов, но разрезы, удаленные от окраин Западно-Сибирской низменности, с периферическими разрезами и разрезы континентальных толщ с разрезами морских отложений могут быть сопоставлены только путем определения возраста отдельных подразделений по флоре и фауне. Однако на современной стадии изучения флоры и фауны континентальных отложений нельзя с полной уверенностью говорить даже об их принадлежности к определенным отделам (разрядка моя. — *П. Т.*), и поэтому эти толщи рассматриваются только как нерасчлененные отложения того или иного отдела юрской системы» (стр. 390).

Другой известный исследователь мезозойских угленосных отложений Иркутского бассейна и прилегающих регионов Ю. П. Деев (1962) придерживается аналогичного мнения. «Возраст континентальных угленосных отложений Иркутского амфитеатра,— пишет Ю. П. Деев,— определить очень трудно. Причинами этого являются, с одной стороны, полное отсутствие среди них морских осадков, а значит и руководящей фауны, с другой — хорошо известная однотипность флоры мезофита, начиная от рэта и до сеномана включительно. Возрастные определения в этих условиях заключались только в сравнительном сопоставлении ископаемой флоры отдельных районов, т. е. были предположительны и неоднозначны (разрядка моя. — *П. Т.*). Не внесло новых данных в этот вопрос и массовое изучение спорово-пыльцевых комплексов, предпринятое в последние годы» (стр. 259).

Приведенные выше высказывания И. В. Лебедева и Ю. П. Деева подтверждают наши выводы о том, что на основании только палинологических, палеофлористических и палеофаунистических данных нельзя добиться однозначного решения этого вопроса. Возникающие при этом затруднения порою трудно преодолеть даже в пределах отдельных регионов, особенно в тех случаях, когда приходится сопоставлять морские и континентальные отложения. Еще более значительные препятствия возникают при сопоставлении удаленных, полифациально построенных и разобщенных на площади разрезов, каковыми являются разрезы угленосных отложений Канско-Ачинского и Иркутского бассейнов.

Проведенное формационное изучение на широкой генетической основе юрских угленосных отложений Ангаро-Чулымского прогиба позволяет автору внести ряд уточнений в стратиграфическое положение ряда свит и горизонтов. Однако эти уточнения не являются окончательным решением вопроса и несомненно подлежат дальнейшему совместному рассмотрению геологов-литологов и стратиграфов.

До последнего времени возраст угленосных отложений бассейна р. Мурмы на северо-западе Канско-Тасеевской впадины, как и в остальных ее частях, определялся как нижне- (самые верхи)— среднеюрский. Работами Н. Н. Тазихина (1959) и автора были внесены некоторые уточнения в определения их возраста. В низах угленосной толщи, по данным Н. Н. Тазихина, обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, позволивший И. П. Табачниковой в основании разреза (около 20 *м*) выделить нижнеюрские отложения. По ее мнению, встреченные в более высоких горизонтах разреза споры и пыльца, а также отпечатки листовой флоры, характерны для отложений средней юры.

В результате детального литолого-фациального изучения отложений бассейна р. Мурмы и их сопоставления с разрезами смежных районов, автор пришел к выводу, что верхняя часть угленосной толщи во многом сходна с тяжинской свитой южного крыла Чулымской впадины. Автором

и одновременно Н. Н. Тазихиным в верхней части разреза этой толщи, практически лишенной растительных остатков, была собрана многочисленная разнообразная фауна моллюсков *Limnocyrena wiljuica* Martins., *L.* cf. *ovalis* (Ramm.), *L.* sp., *Lioplax* sp., *Valvata* cf. *helicoides* Martins., *V.* sp. (определения Г. Г. Мартинсона), филлопод — *Pseudestheria* sp., *Brachyestheria* aff. *innocens* Nov., *Bairdestheria intermedia* (Chi), *Bairdestheria* sp. (определения В. С. Заспеловой), остракоды *Darwinula* sp., *Cypridea* sp. (определения М. И. Мандельштама). Весь этот комплекс фауны, по их мнению, дает основание отнести верхние горизонты разрезов бассейна р. Мурмы к верхней юре — нижнему мелу (Мартинсон, 1961).

Высказанное еще в результате первого года наших работ (1956 г.) предположение о более молодом возрасте угленосной толщи Иркутского бассейна, чем только среднеюрский (Деев, 1957) или даже в большей части нижнеюрский (Вахрамеев, 1957_2; Решения междуведомственного совещания..., 1959), как это считалось до последнего времени (табл. 2), основывается на выявленных закономерностях направленного изменения фаций и обстановок осадконакопления по разрезу и на площади Ангаро-Чулымского прогиба. Выяснилось, что осадко- и угленакопление в прогибе постепенно распространялось с северо-запада на северо-восток и юго-восток, т. е. со стороны Канско-Ачинского бассейна в сторону Мурской впадины и Иркутского бассейна. Так как возраст угленосных отложений Канско-Ачинского бассейна определялся как нижне-среднеюрский, то, на основании сказанного выше, имелись все основания угленосную толщу Иркутского бассейна в целом считать относительно более молодой.

Этот вывод был сделан нами, несмотря на то, что по данным спорово-пыльцевого анализа и определениям листовой флоры, возраст черемховской свиты определялся только как нижне-среднеюрский, причем низы этой свиты сопоставлялись с верхней частью макаровской свиты (I_1) Канско-Ачинского бассейна. Существовавшие до последних лет малочисленные сборы остатков фауны не могли внести необходимые уточнения в определение возраста.

В последнее время сотрудниками Иркутского геологического управления (О. Р. Шутов и другие) было проведено специальное изучение угленосной толщи Каранцайского района с целью обнаружения остатков фауны. Последующие сборы Г. Г. Мартинсона позволили пополнить коллекцию фауны, в которую вошли многочисленные гастроподы, пелециподы, филлоподы и остракоды, а также насекомые и остатки рыб.

Остатки фауны, обнаруженные в черемховской и присаянской свитах, были обработаны Г. Г. Мартинсоном, О. М. Мартыновой, А. Г. Шаровым, Н. И. Новожиловым, В. С. Заспеловой и М. И. Мандельштам. Основываясь на этих материалах, Г. Г. Мартинсон (1961) пришел к выводу, что разрез угленосной толщи северо-западной части Иркутского бассейна (Каранцайское месторождение) имеет не нижне- и среднеюрский возраст, как это считают Л. Н. Гутова и Т. И. Ильина на основе палинологических исследований, а охватывает интервал от средней юры до низов нижнего мела (валанжин) включительно: заларинская свита должна быть отнесена к средней юре; черемховская свита (в старом объеме) — к большей части верхней юры (к келловею, оксфорду и кимериджу); присаянская свита (в старом объеме) — к верхам верхней юры (к титону) и низам нижнего мела (к валанжину). Г. Г. Мартинсон (1961) считает, что верхний горизонт бассейна р. Мурмы и присаянская свита Каранцайского месторождения имеют один и тот же верхнеюрско-нижнемеловой комплекс фауны. Если рассматривать эти свиты в новом объеме, то, очевидно, черемховская свита должна была бы соответствовать верхней юре, а иркутско-присаянская — валанжину. Однако нам представляется возможным пока предположительно заларинскую и черемховскую свиты относить к средней юре, а иркутско-присаянскую — к верхней юре (табл. 2).

Таблица 2

Сопоставление подразделений мезозойских угленосных отложений Иркутского бассейна (юго-восточная часть Ангаро-Чулымского прогиба)

Система	Отдел	Вахрамеев, 1957₂	Унифицированная стратиграфическая схема Сибири, 1959	Деев		Мартинсон, 1961 (северо-западная часть)	Тимофеев, 1961
				1957	1962		
Меловая	Нижний						
Юрская	Верхний					Верхний непродуктивный горизонт	
						Продуктивный горизонт (черемховская свита)	Иркутско-присаянская свита
	Средний	Верхняя непродуктивная свита	Верхняя непродуктивная свита	Присаянская свита	Присаянская свита	Нижний безугольный горизонт	Черемховская свита (в новом объеме)
				Черемховская продуктивная свита	Черемховская свита		
				Заларинская безугольная свита			Заларинская свита
	Нижний	Средняя продуктивная свита	Средняя продуктивная свита		Заларинская свита		
		Нижняя безугольная свита	Нижняя безугольная свита				

Таким образом, на основе детального литолого-фациального изучения и формационного анализа юрских угленосных отложений Ангаро-Чулымского прогиба была получена возможность подойти к более обоснованному сопоставлению отложений Канско-Ачинского и Иркутского бассейнов и, в конечном итоге, к уточнению их возраста. Более подробное обоснование возрастных соотношений отложений Ангаро-Чулымского прогиба будет приведено в последующих разделах данной статьи.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИЙ И ИХ КОМПЛЕКСОВ — ЦИКЛОВ

В строении юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба принимают участие конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, мергели и угли. Их распределение в разрезе и на площади контролируется структурными особенностями прогиба и фациальными условиями их накопления.

При детальном литолого-фациальном изучении угленосных отложений установлено, что они являются полифациальными образованиями и представлены осадками, относящимися к более чем 50 литогенетическим типам. Каждый из этих типов, характеризующийся комплексом первичных (генетических) признаков, был отнесен автором к той или иной фации. Выделенные литогенетические типы и их фации составляют пять групп отложений, к которым относятся: аллювиальные, делювиально-пролювиальные, озерные и озерно-болотные (включая сапропелевые отложения), болотные (отложения торфяных болот) и бассейновые. К последним отнесены осадки, образование которых происходило в условиях с различно выраженными чертами морской седиментации. В первом случае — это типичные морские отложения, характерные для бассейна с относительно открытым и выравненным побережьем (аллювиально-прибрежно-бассейновая карбонатно-углистая подформация северо-западной части прогиба) [1]. Во втором случае — это отложения разделенных островами крупных и, как правило, опресненных водоемов, представлявших обширную прибрежную зону глубоко вдававшегося в континент морского бассейна седиментации (аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновая угленосная подформация северо-западной части прогиба и аллювиально-озерно-бассейновая угленосная подформация всего прогиба). К группе бассейновых осадков также отнесены лагунные, более характерные для отложений переходных к типично морским (аллювиально-прибрежно-бассейновая карбонатно-углистая подформация северо-западной части прогиба).

Краткая характеристика фаций

Фации и генетические типы угленосных отложений Ангаро-Чулымского прогиба не являются резко отличными от фаций и генетических типов других угольных бассейнов (в частности Улугхемского бассейна), подробная характеристика которых изложена в ряде статей и монографии автора (Тимофеев, 1954, 1961, 1963 и др.). Кроме того, многие из них еще более детально освещены в работах по Донбассу (Атлас..., 1956; Жемчужников и др., 1960 и другие работы). Имеющиеся отличия являются непринципиальными и отражают специфику и своеобразие накопления угленосных отложений в различных структурных зонах.

При отнесении литогенетических типов к той или иной фации, как правило, не возникали какие-либо затруднения. Исключение представляли некоторые отложения открытых прибрежных частей крупных озер и бассейна, которые имеют сходные текстурные признаки. Однако детальное

[1] Не исключена возможность, что они являются отложениями более глубоководных и наиболее удаленных от побережья частей бассейна.

изучение всего комплекса признаков с учетом положения литогенетических типов в разрезе и на площади позволяло принимать однозначное решение об условиях их образования.

Аллювиальные фации

Накопление отложений аллювиальных фаций происходило в различных частях как крупных, так и мелких горно-равнинных и равнинных рек, а также мелких временных потоков. В зависимости от этого они приобретали неодинаковые черты, которые, прежде всего, находят выражение в строении руслового и пойменного аллювия. Пойменный, особенно старичный аллювий, в долинах горно-равнинных рек развит очень слабо, и в качестве самостоятельного генетического типа нами не выделяется.

Среди руслового аллювия различается фация гравийно-конгломератовых осадков русла горных рек и фация гравийно-песчаных осадков русла равнинных рек. В русле горных рек в основном накапливались конгломераты и гравелиты, как правило, разнозернистые и плохо отсортированные. Косая слоистость в них выражена слабо и тем слабее, чем крупнее состав материала, слагающего аллювий. Для руслового аллювия равнинных рек характерны гравийно-песчано-алевритовые отложения, в которых более или менее отчетливо заметна крупная и мелкая крутонаклонная и пологая косая, иногда почти горизонтальная слоистость, благодаря ритмической сортировке материала в пределах каждого косого слоя. Для руслового аллювия в целом характерно общее уменьшение размерности материала вверх по разрезу, которое хуже выражено в аллювии горных рек. Здесь обычно русловой аллювий по резкой границе перекрывается пойменным, чего, как правило, не наблюдается в отложениях равнинных рек. Нижний контакт его является эрозионным.

В речной долине на пойме образовывались осадки, относящиеся к фации алевритово-песчаных осадков прирусловой части поймы и фации алевритово-глинистых, иногда углистых осадков застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы. В прирусловой части поймы образовывались прирусловые валы, которые были сложены средне- и мелкозернистыми песками и алевритами и являлись связывающим звеном между руслом и поймой. Это обычно более или менее хорошо отсортированные осадки с мелкой косой сходящейся слоистостью. Среди них имеются прослои алевролитов, большей частью глинистых, обогащенных обугленным растительным детритом, располагающимся на плоскостях горизонтальной прерывисто-волнистой слоистости. С внутренней стороны к прирусловым валам примыкали отложения паводков и временных потоков, представленные песчаниками и алевролитами, как правило, глинистыми, с мелкой косой штриховатой и косоволнистой слоистостью. Среди них встречаются прослои заиления (отражающие периоды застоя воды), выделяющиеся темно-серым цветом и тонкой горизонтальной слоистостью.

В более удаленных от русла участках поймы, где располагались застойные и часто заболачивающиеся водоемы, накапливались в основном алевритово-глинистые, иногда углистые осадки, обогащенные обугленным растительным детритом и остатками листовой флоры. Для нижних частей водоемов характерны осадки с тонкой горизонтальной слоистостью, определяющейся чередованием слоев с разным гранулометрическим составом. Верхние горизонты в ряде случаев отражают условия заболачивания, содержат корешки мелких растений, имеют комковатую и флюидоподобную текстуру. Эти горизонты часто перекрываются тонкими, невыдержанными прослойками углистых пород и углей.

Делювиально-пролювиальные фации

Отложения делювиально-пролювиальных фаций имеют незначительное распространение и встречаются, как правило, только в основании угленосной толщи. В ее отложениях выделяются две фации: фация неокатанных конгломерато-гравийных осадков склонов оврагов и фация песчано-алевритовых осадков конусов выноса оврагов (пролювиальный шлейф). Отложения склонов представлены неокатанными резко угловатыми обломками (щебенкой), достигающими размера галек и гравийных зерен. Обломки сцементированы также плохо окатанным песчаным материалом. Для них в целом характерна крайне низкая сортировка материала и, как правило, отсутствие слоистости. Отложения этой фации чаще встречаются в относительно юго-восточной части Иркутского бассейна, там, где доюрский рельеф был сильно расчленен и у подножья склонов накапливался неотсортированный материал.

Несколько иное строение и состав имеют отложения пролювиальных конусов выноса. В их составе преобладает песчано-алевритовый, иногда глинистый материал, содержащий включения довольно слабо окатанных обломков разнообразных пород. Они претерпели некоторый перенос, приобрели несколько сглаженные очертания и иногда весьма слабо отсортированы. Это обычно обломки подстилающих пород — алевролитов и аргиллитов с ненарушенной первичной текстурой. Реже встречаются обломки известняков, доломитов, метаморфических и изверженных пород. Отложения конусов выноса обычно приурочены к речным долинам, вклиниваясь в русловой или пойменный аллювий.

Озерные и озерно-болотные фации

Отложения озерных и озерно-болотных фаций возникали в различных палеогеографических обстановках: в озерных водоемах аллювиальных равнин и заболачивающихся побережий крупных бассейнов. Часть озер в конечную стадию своего существования зарастала растительностью с образованием торфяников. В некоторых озерах происходило накопление сапропелевого материала.

Среди этой группы отложений различаются образования, которые предшествовали накоплению гумусовых торфяников (отложения почв и подпочв угольных пластов). Они возникали либо при заболачивании приустьевых аллювиальных равнин — фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных приустьевых аллювиальных равнин, либо при заболачивании прибрежных равнин— фация песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежных равнин. Древесная, кустарниковая и очевидно травянистая растительность своими корнями создавала своеобразную структуру и текстуру тех осадков (субстрата), на которых она произрастала. На приустьевых аллювиальных равнинах воздействию растительности подвергались отложения верхней части руслового комплекса, а на прибрежных равнинах — бассейновые, в основном прибрежные, и озерные отложения. Для этих отложений характерны включения обугленных корешков, флюидоподобная текстура, темно-бурая и темно-серая окраска. В зависимости от интенсивности переработки осадков корнями растительности почти всегда можно выделить почвенные и подпочвенные образования. В отложениях этих двух фаций иногда встречаются включения конкреций сидерита, обычно образованные по корневым остаткам. Очень редко в них встречаются конкреции пирита.

На заболачивающемся побережье в пониженных участках рельефа

или в результате перегораживания мелких проток возникали обычно небольшие озерные водоемы, в которых накапливались отложения, относящиеся к двум фациям: фации песчано-алевритовых осадков открытых частей озерных водоемов заболачивающегося побережья и фации песчано-алевритово-глинистых осадков прибрежных частей застойных и зарастающих озерных водоемов заболачивающегося побережья. В открытых частях озерных водоемов накапливались тонкогоризонтальные глинистые мелкозернистые пески и алевриты, содержащие большое количество обугленного растительного детрита, обрывков растений, иногда листовой флоры хорошей сохранности, подчеркивающих слоистость. Часто слоистость подчеркивается ритмической сортировкой материала. Порою при периодическом заполнении водоема осадками возникали переслаивания песков, алевритов и глин. В конечную стадию жизни водоема иногда происходило его зарастание и заболачивание с образованием тонких прослоев и линз торфа.

Заполнение прибрежных частей застойных и зарастающих мелких озерных водоемов происходило в основном за счет выравнивания окружающих пространств — при нивелировке побережья перед его общим заболачиванием. В водоемах накапливались алевритово-глинистые, иногда песчаные осадки. В результате привноса и неоднократного перемыва и переотложения при одновременном зарастании водоема эти осадки приобретали то неправильную горизонтальную прерывисто-волнистую, участками косоволнистую, и линзовидную слоистость, то неслоистую, перепутанную, местами флюидоподобную текстуру с включением в осадках корешков растений и многочисленного обугленного детрита. Периодические зарастания прибрежных частей водоема приводили к появлению одного или нескольких горизонтов, которые по своим структурным и текстурным особенностям напоминают почвенные и подпочвенные образования. В целом накопление отложений этих двух фаций обычно предшествовало общему заболачиванию побережья.

На заболачивающемся побережье возникали также и такие водоемы, в которых вместе с терригенными осадками в большом количестве скапливался растительный материал. Подобное заболачивание с образованием углистых алевритово-глинистых осадков иногда происходило в конечную стадию существования открытых и прибрежных частей застойно-зарастающих озерных водоемов. Углистые осадки в ряде случаев возникали в пониженных участках поймы и в ее старичных озерах. Очень часто накопление углистых осадков, обогащенных терригенным и глинистым материалом, происходило также в мелких водоемах, предшествующих торфонакоплению или после него. Мелкие озерные водоемы различной конфигурации существовали и во время торфонакопления. Накопление всех упомянутых осадков происходило в условиях, которые объединяются в фацию углистых алевритово-глинистых осадков заливающихся озер и торфяных болот.

Болотные фации (отложения торфяных болот)

Отложения торфяных болот в силу своеобразия палеогеографических условий формирования угленосных отложений прогиба очень разнообразны по генезису. Они возникали как в речной долине на пойме, в ее многочисленных старицах — озерах, так и за ее пределами — в крупных и мелких озерных водоемах, располагавшихся в различном удалении от побережья (в сторону суши), а также на самом побережье при его сплошном заболачивании. В зависимости от неодинаковой степени обводненности и проточности в торфяных болотах протекали различные по направ-

ленности процессы биохимического разложения растительного материала: гелефикации, фюзенизации и гелефикации с последующей наложенной фюзенизацией. Эти процессы были неодинаковыми по продолжительности, благодаря чему в аллювиально-озерно-болотных, аллювиально-прибрежно-бассейновых и аллювиально-бассейновых обстановках возникали разнообразные телинитовые и посттелинитовые угли, а в озерно-болотных и прибрежно-бассейновых — преколлинитовые и коллинитовые угли.

По предварительным данным, в отложениях угленосной толщи Ангаро-Чулымского прогиба присутствуют практически все известные в других бассейнах генетические типы углей. Их характеристика довольно подробно изложена в статьях П. П. Тимофеева, Л. И. Боголюбовой и В. С. Яблокова (1962) и автора (Тимофеев, 1961). Из всего числа типов угля наибольшее распространение, особенно в Иркутском бассейне, имеют гелито-теллиты, гелито-посттелиниты, гелито-преколлиниты, значительно меньшее — гелито-коллиниты. Фюзинитовые и фюзинитоподобные угли более характерны для нижнеюрских отложений Канско-Ачинского бассейна и окраинных зон торфонакопления юрской угленосной формации в целом.

Бассейновые фации

Бассейновые отложения в пределах прогиба по строению и составу слагающего материала очень разнообразны. Среди них различаются прибрежные отложения, возникшие в полуизолированных и опресненных частях бассейна с сильно изрезанным побережьем, отложения прибрежного мелководья открытого побережья, отложения мелководной части бассейна с той или иной степенью подвижности водной среды, песчано-алевритовые, глинистые и карбонатные осадки прибрежных и относительно глубоководных частей бассейна. Поступавший с суши материал разносился как вдоль побережья, так и доставлялся в более удаленные от него части бассейна. В зависимости от типа побережья, его конфигурации, глубины и ширины прибрежной зоны, угла наклона дна и его строения распределение осадков приобретало своеобразные черты, не всегда согласующиеся с общепринятой схемой.

В прибрежно-мелководных частях бассейна накапливались осадки, которые относятся к шести фациям: фации алевритово-глинистых осадков полуизолированных опресненных прибрежно-мелководных частей бассейна; фации песчано-алевритово-карбонатных осадков прибрежно-мелководной части бассейна; фации алевритово-песчаных осадков приберегового подвижного мелководья; фации песчаных осадков подвижного мелководья; фации гравийных и гравийно-песчаных осадков сильноподвижного приустьевого мелководья; фации песчаных осадков сильно подвижного мелководья (отложения прибереговых подводных валов).

В полуизолированных прибрежно-мелководных частях морского бассейна, представлявших порою серию разделенных плоскими островами, как правило, опресненных водоемов, накапливались аргиллиты и алевролиты с тонкогоризонтальной, участками линзовидной слоистостью. Для отложений данной фации характерны остатки листовой флоры, часто хорошей сохранности, большое количество обрывков растений и детрита, особенно в частях, непосредственно примыкавших к торфяным болотам. Изредка в них встречаются слабо выраженные конкреции сидерита и пирита. Цвет пород темно-серый и почти черный. Вглубь бассейна наблюдается некоторое погрубение материала, ухудшается его сортировка, появляются песчаные прослои с горизонтально-прерывистоволнистой, иногда

косоволнистой слоистостью. При открытом побережье бассейна отложения данной фации часто редуцированы, а порою отсутствуют совсем.

В зонах с более активной динамикой водной среды накапливался в основном песчаный и гравийный материал. Выносимый реками грубый материал откладывался непосредственно в их приустьевой части, образуя осадки подводной дельты. В зоне сильно подвижного приустьевого мелководья накапливались гравий и песок с крупной косой сходящейся, иногда разнонаправленной слоистостью с углами наклона слоев от 8—10 до 25°. Среди песка и гравия встречаются крупные и мелкие обугленные стебли растений и детрит, который часто подчеркивает слоистость. К окраинным частям дельты наблюдается уменьшение размерности пород. Одновременно происходит изменение типа слоистости, которая сначала переходит в мелкую косую сходящуюся, а затем в мелкую косую штриховатую и косоволнистую.

Большая часть материала, выносимого реками, транспортировалась далее и в зоне сильноподвижного мелководья образовывала прибереговые подводные валы. В этой зоне отлагался в основном песчаный материал, значительно лучше отсортированный, чем в приустьевых частях рек. Для него характерна крупная и мелкая косая разнонаправленная, участками сходящаяся слоистость с углами наклона слоев до 20—25°. Наиболее грубые осадки располагаются в средней части разреза подводных валов, утоняясь вверх и вниз по его разрезу. Одновременно меняется и тип слоистости: крупная косая слоистость переходит в мелкую косую, участками штриховатую.

Отложения прибереговых подводных валов как в сторону берега, так и в глубь бассейна сменяются мелкозернистыми песками зоны подвижного мелководья. Присутствие в них большого количества мелкого растительного детрита, иногда отдельных крупных обугленных стеблей растений, свидетельствует об их накоплении в прибрежных частях бассейна, а мелкая косая штриховатая и косоволнистая слоистость, чередующаяся с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью, указывает на мелководные условия их накопления.

В зонах прибережного малоподвижного мелководья по соседству с полуизолированным прибрежным, часто опресненным, мелководьем ввиду своеобразия условий поочередно накапливались алевритовые и песчаные осадки, образуя различного размера и формы пачки переслаивания. Очень часто среди них встречаются прослои глинистого материала. На плоскостях наслоения в большом количестве содержатся обугленные стебли растений, детрит, а также остатки листовой флоры. Помимо переслаивания гранулометрических разностей осадков имеется слоистость внутри слойков. Для слойков более грубых осадков характерна мелкая косая штриховатая и косоволнистая слоистость, а для остальных — горизонтальная и горизонтальная прерывисто-волнистая. Одной из особенностей отложений фации прибережного малоподвижного мелководья является наличие текстур взмучивания и оползания, а также редких следов жизнедеятельности илоядных животных.

В прибрежно-мелководной зоне бассейна пески и алевролиты имели слабо выраженную горизонтальную и горизонтально-волнистую слоистость, подчеркиваемую обугленным растительным детритом. Они иногда обогащались карбонатами и переходили в ряде случаев в немые песчано-алевритовые и глинистые известняки.

Наряду с описанными выше отложениями в разрезе угленосной толщи встречаются алевритово-глинистые, иногда песчаные осадки, обогащенные карбонатным материалом, а также известняки и мергели. Для них, как правило, характерно присутствие остатков моллюсков, филлопод, остракод и гастропод. Накопление таких отложений связано с фацией алевритово-глинистых осадков относительно

глубоководных открытых частей бассейна и фацией глинисто-карбонатных осадков относительно глубоководных и наиболее удаленных от побережья открытых частей бассейна.

В открытых относительно глубоководных частях морского бассейна накапливались сильно известковистые алевролиты и аргиллиты с тонкогоризонтальной слоистостью. В соседних участках, очевидно более удаленных от побережья, формировались известняки с тем или иным количеством терригенной примеси. Для отложений этих двух фаций характерны остатки моллюсков, филлопод, гастропод и остракод (иногда встречающихся в массовых количествах), а также чешуя рыб. Наряду с хорошо сохранившимися створками в них обнаружены скопления битой ракуши.

Типы циклов и циклическое строение угленосных отложений

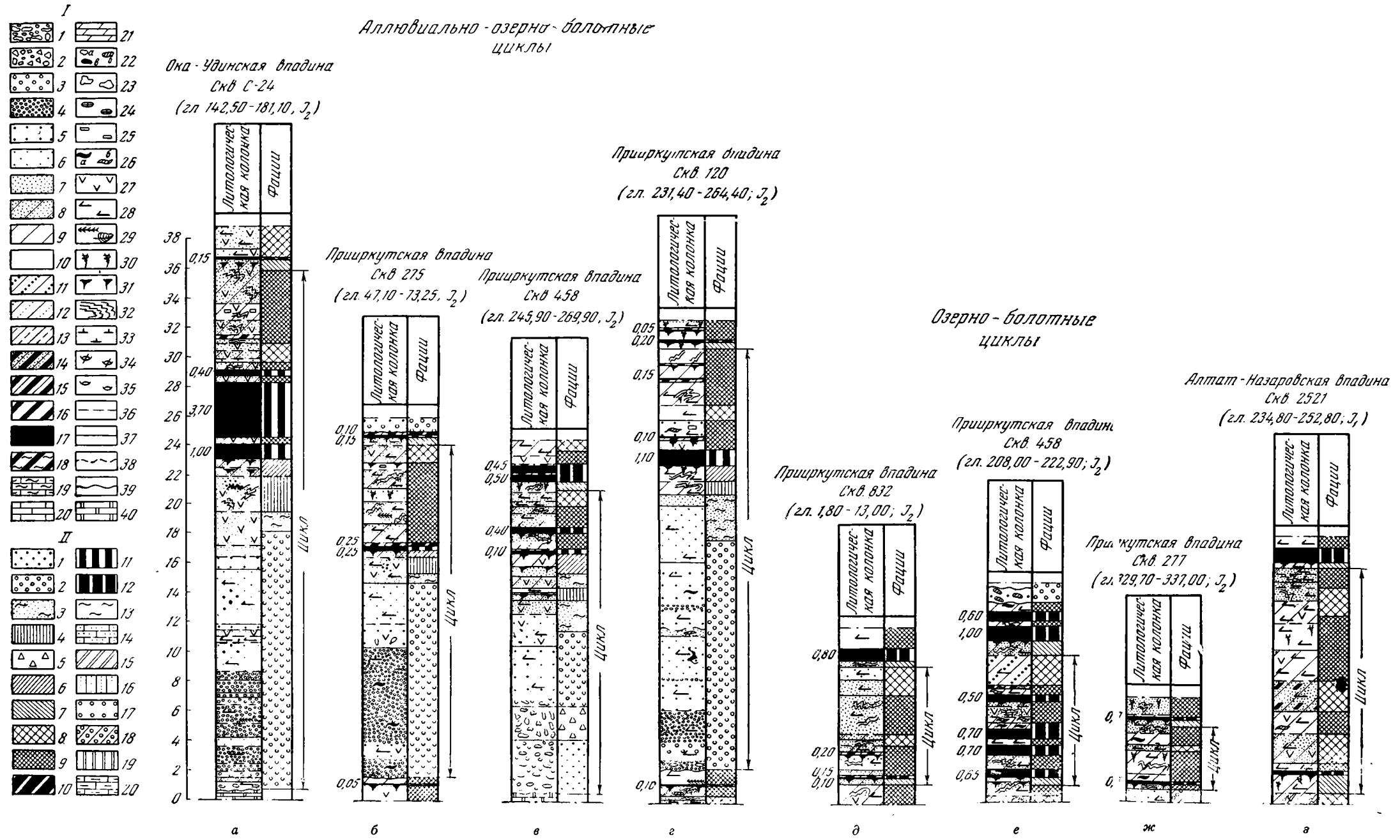
Анализ распределения литогенетических типов и фаций в разрезе и на площади показал, что в изученной угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба, они, как и во всех угленосных формациях мира, распределяются закономерно, образуя парагенетически связанные комплексы литогенетических типов отложений и им соответствующих фаций. Эти комплексы, закономерно сменяющие друг друга в определенной последовательности, мы называем циклами осадконакопления. Каждый из них состоит из отложений, образовавшихся как в трансгрессивную, так и регрессивную фазы одного колебательного движения, т. е. на каждый полный цикл приходится: одно опускание и одно поднятие.

Циклы образованы определенным набором литогенетических типов отложений, где одному из них или двум-трем соответствуют определенные условия среды осадко- и угленакопления, т. е. фация. Поэтому тому или иному типу цикла отвечает свой комплекс фаций, называемый нами обстановкой осадко- и угленакопления. Название обстановок, как и соответствующих им циклов, дано по преобладающему и наиболее типичному для них набору фаций.

Среди изученных отложений юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба установлены три группы циклов: континентальные, континентально-бассейновые и бассейновые. Все они подразделяются на типы: первая группа циклов — на аллювиально-озерно-болотные и озерно-болотные (фиг. 1); вторая группа циклов — на аллювиально-прибрежно-бассейновые и аллювиально-бассейновые (фиг. 2); третья группа циклов— на прибрежно-бассейновые и бассейновые (фиг. 3). Для каждого типа соответствующего цикла нами приведено несколько примеров разрезов угленосной толщи, которые различаются деталями своего строения, но в целом характеризуют соответствующие обстановки осадко- и угленакопления.

Континентальные циклы

Аллювиально-озерно-болотные циклы (см. фиг. 1, *а—г*) образованы исключительно континентальными отложениями: в нижней части — русловым и пойменным аллювием, а в верхней части — озерными и озерно-болотными отложениями. Между ними располагаются отложения торфяных болот — телинитовые и постелинитовые угли. Иногда среди руслового аллювия встречаются прослои и линзы пролювия и делювия, представленные различного размера щебенкой, сцементированной песчано-алевритово-глинистым материалом (см. фиг. 1, *в*). Для верхней части циклов очень характерны алевритово-глинистые осадки с неправильной горизонтальной прерывисто-волнистой и линзовидной слоистостью, с местными следами



Фиг. 1. Континентальные типы циклов мезозойской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба.

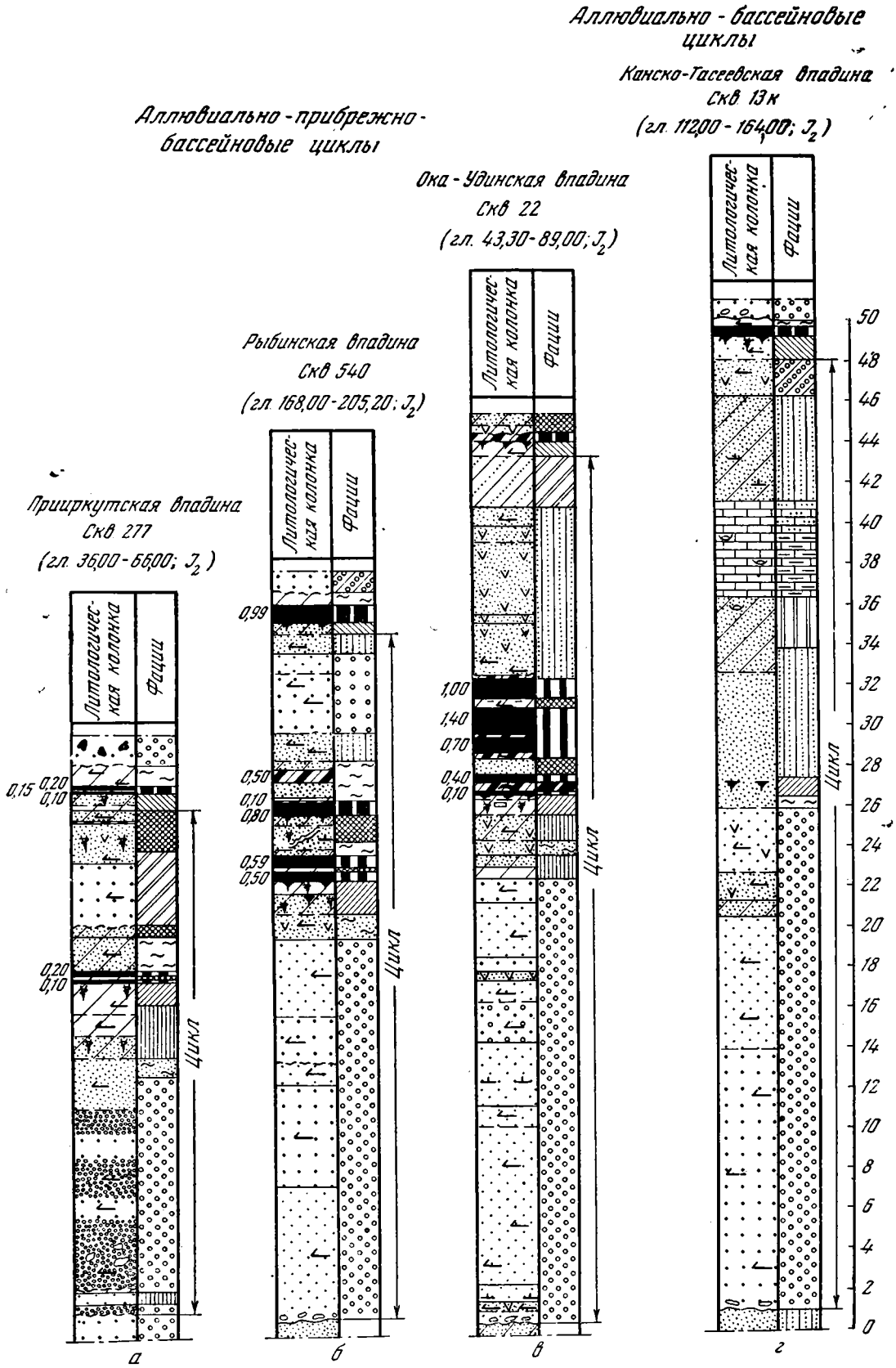
I. Литологические колонки: *1* — конгломерат разногалечниковый; *2* — конгломератобрекчия разногалечниковая; *3* — гравелит среднезернистый; *4* — гравелит мелкозернистый *5* — песчаник крупнозернистый; *6* — песчаник среднезернистый; *7* — песчаник мелкозернистый; *8* — алевролит крупнозернистый; *9* — алевролит мелкозернистый; *10* — аргиллит; *11* — чередование песчаников средне- и мелкозернистых с алевролитами; *12* — чередование песчаников мелкозернистых с алевролитами; *13* — чередование алевролитов; *14* — алевролит крупнозернистый, углистый; *15* — алевролит мелкозернистый, углистый; *16* — аргиллит углистый; *17* — уголь гумусовый; *18* — уголь гумусовый, глинистый; *19* — известняк алевритово-глинистый; *20* — известняк; *21* — мергель; *22* — галька (*а* — песчаников и изверженных пород, *б* — алевролитов и аргиллитов, *в* — угля); *23* — неокатанные включения пород; *24* — конкреции сидерита; *25* — конкреции пирита; *26* — линзы витрена (*а*) и фюзена (*б*); *27* — растительный детрит; *28* — обрывки растений плохой сохранности; *29* — остатки листьев и стеблей растений; *30* — корневые остатки; *31* — комковатость пород — почвенные образования; *32* — флюидоподобная текстура; *33* — известковистость пород; *34* — обломки фауны и детрит *35* — фауна *36* — постепенный переход *37* — отчетливый контакт; *38* — резкий контакт с возможным размывом *39* — резкий контакт с размывом; *40* — доюрские породы. (*а—з* — объяснение в тексте)

II. Аллювиальные фации: *1* — гравийно-конгломератовых осадков русла горных рек; *2* — гравийно-песчаных осадков русла равнинных рек; *3* — алевритово-песчаных осадков прирусловой части поймы *4* — алевритово-глинистых, иногда углистых осадков застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы. Делювиально-пролювиальные фации: *5* — неокатанных конгломерато-гравийных осадков склонов оврагов.

Озерные и озерно-болотные фации *6* — глинисто-алевритовых осадков заболоченных приустьевых аллювиальных равнин; *7* — песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежных равнин; *8* — песчано-алевритовых осадков открытых частей озерных водоемов заболачивающегося побережья; *9* — песчано-алевритово-глинистых осадков прибрежных частей застойных и зарастающих озерных водоемов заболачивающегося побережья; *10* — углистых алевритово-глинистых осадков заиливающихся озер и торфяных болот

Болотные фации (отложения торфяников): *11* — группа фаций телинитовых углей (гелиты, фюзиниты, физинитоподобные, липоидные) подвижных от «сухих» до сильнообводненных застойных и проточных торфяных болот; *12* — группа фаций коллинитовых углей (гелиты, фюзиниты, фюзинитоподобные, липоидные) устойчивых от «сухих» до сильнообводненных застойных и проточных торфяных болот.

Бассейновые фации: *13* — алевритово-глинистых осадков полуизолированных и опресненных прибрежно-мелководных частей бассейна; *14* — песчано-алевритово-карбонатных осадков прибрежно-мелководной части бассейна; *15* — алевритово-песчаных осадков приберегового малоподвижного мелководья; *16* — песчаных осадков подвижного мелководья; *17* — гравийных и гравийно-песчаных осадков сильноподвижного приустьевого мелководья; *18* — песчаных осадков сильноподвижного мелководья (отложения прибереговых подводных валов), *19* — алевритово-глинистых осадков относительно глубоководных открытых частей бассейна; *20* — глинисто-карбонатных осадков относительно глубоководных и наиболее удаленных от побережья открытых частей бассейна



Фиг. 2. Континентально-бассейновые типы циклов мезозойской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба (см. условные обозначения к фиг. 1)

размыва, текстурами взмучивания, флюидоподобными текстурами, включением большого количества растительных остатков, корешков растений, с тонкими прослоями и линзами угля, иногда в той или иной мере обогащенными терригенно-глинистым материалом. Циклы этого типа всегда залегают с эрозионным размывом на различных горизонтах отложений предшествующих циклов. Мощность циклов колеблется от 20 до 30—35 *м*.

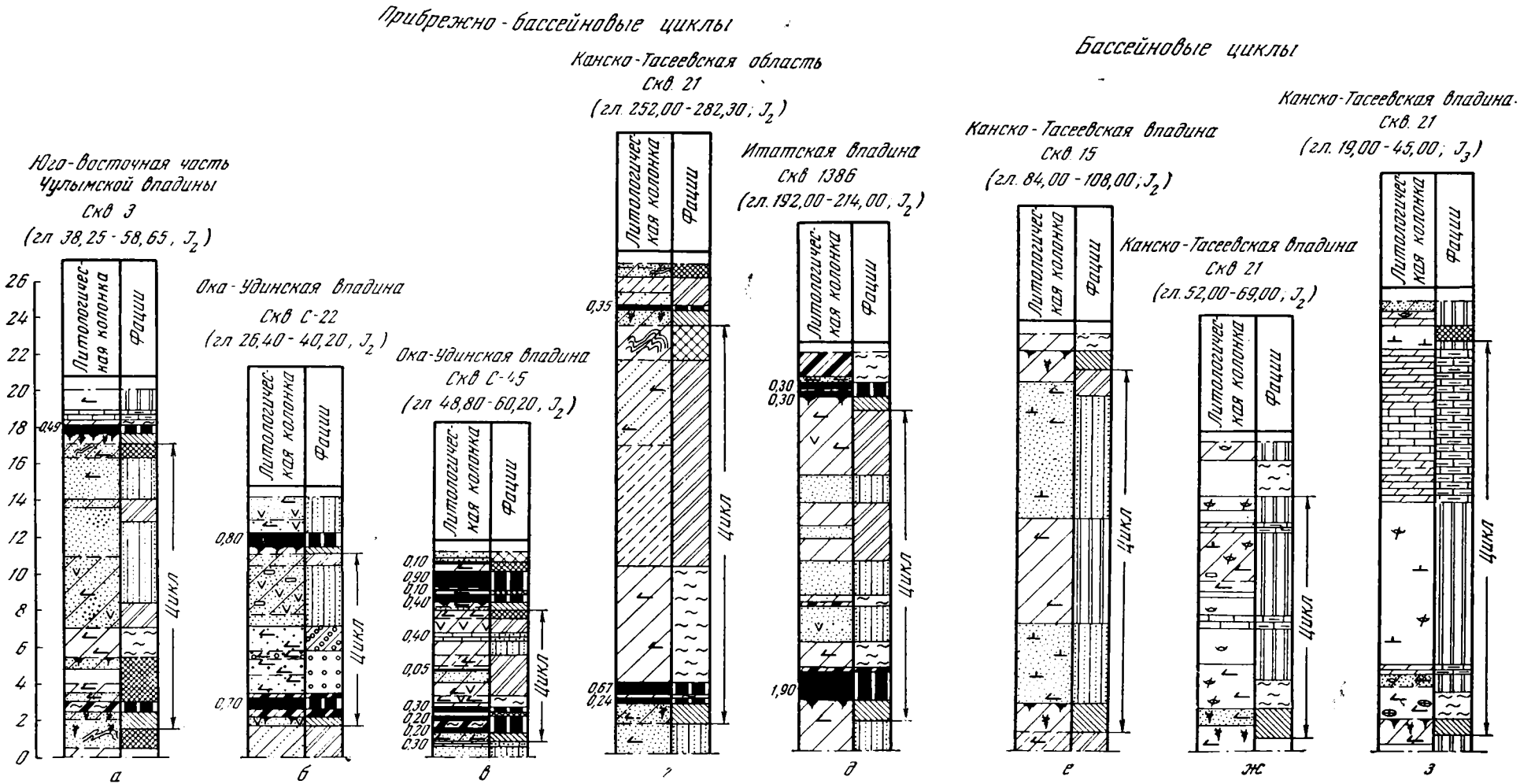
Озерно-болотные циклы (см. фиг. 1, *д—з*) в основном представлены озерными и озерно-болотными отложениями и в относительно меньшем количестве отложениями торфяников. Циклы этого типа начинаются песчано-алевритовыми осадками заболоченных прибрежных равнин, которые подстилают преколлинитовые и коллинитовые угли (последние встречаются значительно реже), как правило, незначительной мощности. Однако в ряде случаев угли могут составлять большую часть цикла (см. фиг. 1, *е*). Выше залегают либо отложения открытых озерных водоемов заболачивающегося побережья (см. фиг. 1, *з*), либо застойных и зарастающих, иногда заиливающихся озерных водоемов заболачивающегося побережья и торфяных болот. Эти циклы, так же как и аллювиально-озерно-болотные, перекрываются отложениями заболоченных прибрежных равнин, которые могут начинать озерно-болотный, прибрежно-бассейновый и бассейновые циклы. Мощность озерно-болотных циклов обычно колеблется от 4 до 8 *м*, но иногда достигает 12—15 *м*.

Континентально-бассейновые циклы

Аллювиально-прибрежно-бассейновые (см. фиг. 2, *а—в*) и аллювиально-бассейновые (см. фиг. 2, *г*) циклы, так же как аллювиально-озерно-болотные, в нижней части представлены русловым и пойменным аллювием, причем последний, как правило, развит слабо. Выше выделяются глинисто-алевритовые отложения заболоченных приустьевых аллювиальных равнин (подпочва и почва угольных пластов), которые в аллювиально-бассейновых циклах выражены очень слабо, а могут и совсем отсутствовать. Залегающие выше угольные пласты имеют простое (см. фиг. 2, *а*) или сложное (см. фиг. 2, *б*, *в*) строение и различную мощность. Иногда они образуют пачку, состоящую из угольных пластов и заключенных между ними озерных и озерно-болотных отложений (см. фиг. 2, *б*). Верхняя часть аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов сложена прибрежными отложениями, хотя в ряде случаев они могут заканчиваться озерными осадками (см. фиг. 2, *а*). Несколько иное строение имеет верхняя часть аллювиально-бассейновых циклов; она представлена отложениями подвижного мелководья, а так же относительно глубоководных и наиболее удаленных от побережья открытых частей бассейна. Для них характерна известковистость осадков, наличие фауны и ее детрита, слоев известняка (см. фиг. 2, *г*). Растительные остатки и их детрит, как правило, отсутствуют. Исключение представляет самая верхняя часть цикла; она, как правило, заканчивается прибрежно-бассейновыми или озерно-болотными отложениями, содержащими обугленный растительный материал. Циклы этой группы, так же как аллювиально-озерно-болотные, залегают с эрозионным размывом на различных горизонтах остальных типов циклов угленосной толщи. Мощность аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов колеблется от 25 до 40 *м*, а аллювиально-бассейновых — достигает 47—50 *м*.

Бассейновые циклы

Прибрежно-бассейновые циклы (см. фиг. 3, *а—д*) начинаются песчано-алевритовыми отложениями с большим количеством корешков растений. Далее идут пласты преколлинитовых и коллинитовых углей простого или сложного строения. Последние перекрываются комплексом прибрежных отложений, аналогичных породам верхней части аллювиально-прибрежно-



Фиг. 3. Бассейновые типы циклов мезозойской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба (см. условные обозначения к фиг. 1)

бассейновых циклов. В одних случаях здесь получают развитие осадки подвижного мелководья, в других — сильно подвижного мелководья, в третьих — самых прибрежных частей бассейна: алевритово-глинистых осадков полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна и приберегового подвижного мелководья (см. фиг. 3, *г*, *д*). Иногда среди прибрежно-мелководных отложений встречаются осадки, в той или иной мере обогащенные карбонатным материалом, или даже алевритово-глинистые и песчаные известняки, как правило, не содержащие фауну (см. фиг. 3, *в*). Мощность прибрежно-бассейновых циклов колеблется от 7—10 до 18—20 *м*.

Бассейновые циклы, так же как и аллювиально-бассейновые, в основном безугольные и имеют слаборазвитые почвенные и подпочвенные образования. Среди них по набору литогенетических типов также можно различить несколько разновидностей. Одни из них сложены слабокарбонатными песчано-алевритовыми осадками, содержащими редкие обрывки растительных тканей (см. фиг. 3, *е*). В строении других резко преобладает глинистый материал, содержащий фауну моллюсков, филлопод, остракод и др., как хорошей, так и плохой сохранности. Здесь также присутствуют маломощные мергелисто-известковые слои (см. фиг. 3, *ж*), которые в третьей разновидности этого типа цикла (см. фиг. 3, *з*) иногда могут слагать почти половину цикла. Растительные остатки обычно отсутствуют, а если и встречаются, то, как правило, в самой нижней части цикла в кровле невыдержанных угольных пластов, а в случае их отсутствия — в почвенных образованиях.

Как бассейновые, так и прибрежно-бассейновые циклы перекрыты отложениями заболоченных прибрежных равнин вышележащих циклов, которыми могут быть озерно-болотные, прибрежно-бассейновые и бассейновые. Мощность бассейновых циклов равна 12—15 *м*, но иногда увеличивается до 20—23 *м*.

Аллювиально-озерно-болотные, аллювиально-прибрежно-бассейновые и аллювиально-бассейновые циклы в ходе своего формирования перекрывали различные горизонты нижележащих циклов. В зависимости от того, какая часть любого из шести типов циклов смыта, сохраняются те или иные морфологические разновидности. Однако отнесение каждой из этих разновидностей к какому-либо первоначальному типу цикла не всегда является возможным. Так, если от размыва аллювиально-озерно-болотных, аллювиально-прибрежно-бассейновых и аллювиально-бассейновых циклов остаются только русловой и пойменный аллювий, то мы практически не найдем между ними различий. В таком случае первоначальная природа каждого типа цикла может быть восстановлена посредством прослеживания на площади и анализа направленного развития разреза. Значительно более простым является изучение озерно-болотного, прибрежно-бассейнового и бассейнового циклов. Здесь затруднения возникают только тогда, когда от этих циклов сохраняются лишь угольные пласты, почвенные и подпочвенные образования. В этом случае мы поступаем таким же образом, как и при восстановлении принадлежности руслового и пойменного аллювия к тому или иному типу циклов.

Таким образом, из краткой характеристики фаций и их комплексов — циклов следует, что юрская угленосная формация Ангаро-Чулымского прогиба представляет собою полифациальное образование, в котором преобладающими осадками являются континентальные — аллювиальные, делювиально-пролювиальные, озерные, озерно-болотные и болотные. Эта формация по набору фаций и их комплексов подобна большинству угленосных формаций континентального и переходного облика (Улугхемский бассейн, Южно-Якутская угленосная площадь и др.).

Чередование отложений различного генезиса, составляющих юрскую угленосную формацию Ангаро-Чулымского прогиба, не беспорядочно; они образуют парагенетически связанные комплексы — циклы. Устанавливая эти циклы, мы можем легче разобраться в закономерностях строения формации.

В предыдущем разделе мы кратко познакомились с фациальными типами отложений и их комплексами — циклами. Теперь рассмотрим их распределение в разрезе и на площади и выясним общие условия образования угленосной формации.

Литолого-фациальная характеристика отложений угленосной формации

Угленосная формация Ангаро-Чулымского прогиба по характеру фациального строения разреза подразделяется на четыре макроцикла— подформации, отвечающие последовательно сменяющимся этапам ее образования и развития прогиба. Этими подформациями (снизу вверх) являются: аллювиально-озерно-болотная слабо угленосная (I), аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновая угленосная (II), аллювиально-озерно-бассейновая угленосная (III) и аллювиально-прибрежно-бассейновая карбонатно-углистая (IV) [1].

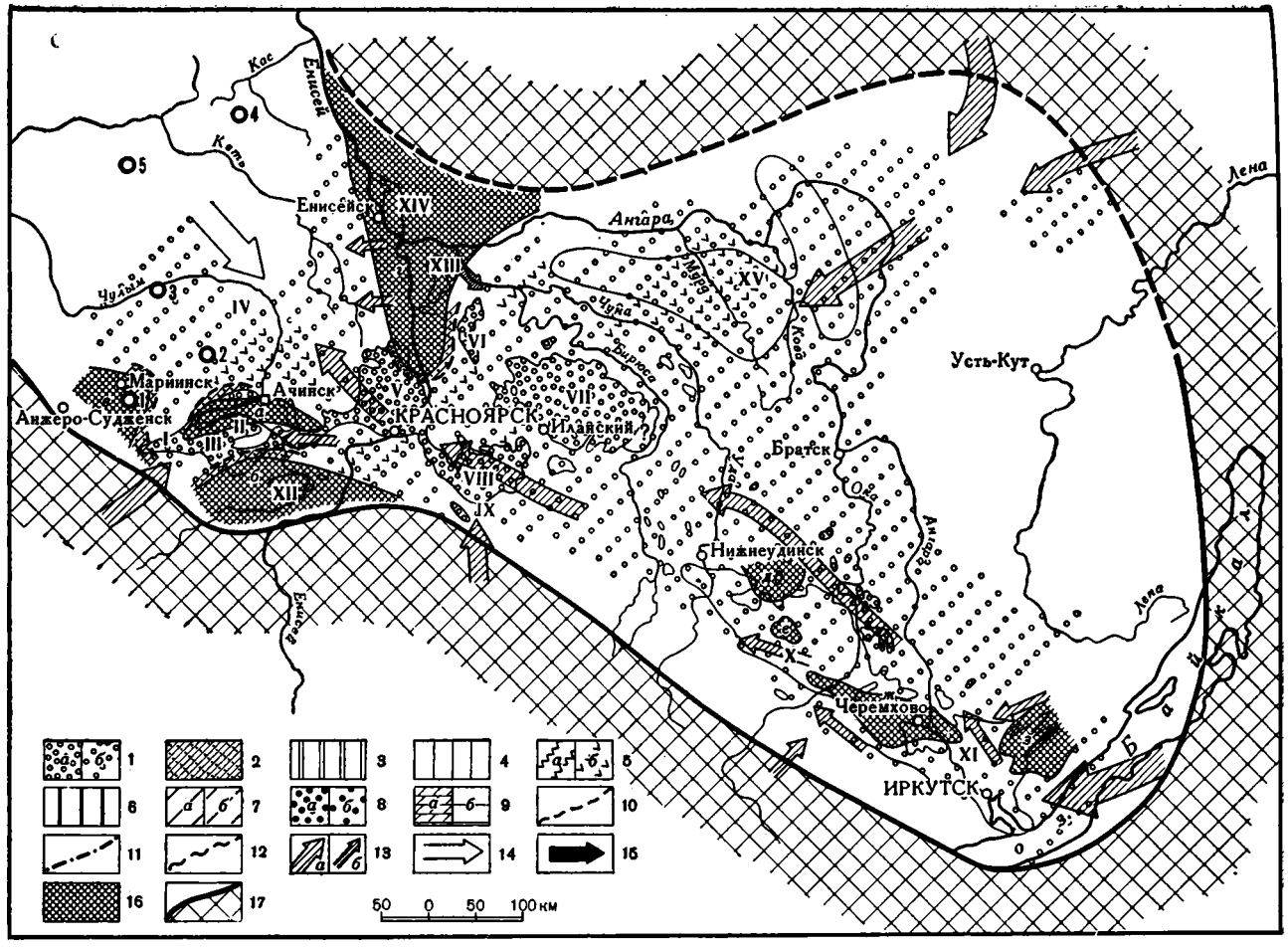
Для первых трех подформаций, наиболее детально изученных и имеющих наиболее широкое развитие в пределах прогиба, составлено семь обобщенных схематических палеогеографических карт — по две карты для первой (фиг. 4, 5) и третьей (фиг. 9, 10) и три для второй (фиг. 6—8) подформации. Первые карты (см. фиг. 4, 6, 9) отображают начало ингрессии бассейна с соответствующим перемещением прибрежных ландшафтов в глубь суши, а вторые и третьи — середину ингрессии (см. фиг. 7) и конец ингрессии — начало регрессии (см. фиг. 5, 8, 10). На последних показаны зоны заболачивания и развития торфяников, а также распространение зон седиментации озерно-болотных, прибрежно-бассейновых и бассейновых отложений, характерных для верхних частей циклов.

Аллювиально-озерно-болотная слабо угленосная подформация

В пределах прогиба аллювиально-озерно-болотная слабо угленосная подформация (см. фиг. 4, 5) распространена в его северо-западной части и слагает омскую и макаровскую свиты открытого и закрытого секторов Канско-Ачинского бассейна. На юго-востоке прогиба она в основном представлена маломощной толщей (20—30 *м*) аллювия перстративной фазы аккумуляции и отвечает самым низам заларинской свиты.

При изучении распределения фаций на площади выяснилось, что отложения подформации повсеместно с эрозионным размывом залегают на сильно расчлененном доюрском фундаменте (фиг. 4). В начальную стадию накопления осадков современный хр. Арга с прилегающими к нему участками представлял возвышенную часть рельефа. Таким же участком, очевидно, являлся район Балахтинской впадины, расположенный на юго-западном борту прогиба. Приподнятыми были также северо-восточные отроги Кузнецкого Алатау, в результате чего район г. Мариинска частично служил областью денудации. Довольно отчетливо как единое целое выделялись в рельефе восточный борт Чулымской впадины и южный край Енисейского кряжа, вероятно, расчлененные на ряд изолированных возвышенностей. Довольно многочисленные неровности рельефа, по-видимому, имелись и в пределах Канско-Тасеевской впадины, особенно в ее северной

[1] В дальнейшем мы будем пользоваться как названиями подформаций, так и их порядковыми номерами.



Фиг. 4. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации. Конец регрессии — начало ингрессии.

Палеоландшафты: *1* — зона речных долин, включая застойные и заболачивающиеся водоемы поймы (здесь и ниже — в пунктах *5*, *7*, *8*, *9*: *а*—установленное и *б*—предполагаемое распространение осадков соответствующих палеоландшафтных зон) *2* — зона подножий склонов и конусов выносов оврагов (делювиально-пролювиальные отложения); *3* — зона заболоченных приустьевых аллювиальных равнин; *4*—зона заболоченных прибрежных равнин; *5* — зона зарастающих и заиливающихся застойных озерных водоемов; *6* — зона развития торфяных болот; *7* — зона полуизолированных и опресненных прибрежно-мелководных частей бассейна; *8* — зона приустьевого и сильно подвижного мелководья; *9* — зона наиболее глубоководных и удаленных от побережья частей бассейна.

Границы палеоландшафтов, направления речных потоков, ингрессий, регрессий и другие обозначения: *10*—граница палеоландшафтов; *11*—граница береговой линии; *12* — граница распространения угольных пластов; *13* — направления установленных (*а*) и предполагаемых (*б*) речных потоков; *14* — направление ингрессий бассейна седиментации; *15* — направление регрессий бассейна седиментации; *16* — возвышенные участки рельефа палеозойского фундамента Ангаро-Чулымского прогиба; *17* — граница Ангаро-Чулымского прогиба. На карте буквами обозначены возвышенности доюрского рельефа Ангаро-Чулымского прогиба: *а*— Аргинская с прилегающими к ней участками; *б* — Ужур-Балахтинская; *в*—Мариинская; *г* — Южноенисейская с прилегающими районами юго-восточного края Западно-Сибирской платформы; *д* — Тулунская; *е* — Кирейская; *ж* — Черемхово-Хортагнинская; *з*—Харат-Ольвонская (Заангарская). На карте римскими цифрами обозначены современные впадины. *I* — Итатская; *II*— Алтат-Назаровская; *III* — Березовская; *IV* — Чулымская (с опорными скважинами: *1* — Мариинской, *2* — Белогорской, *3* — Чулымской, *4* — Касской, *5* — Максимкинярской); *V* — юго-восточный борт Чулымской впадины, *VI*— северо-западная часть Канско-Тасеевской впадины; *VII* — юго-востчнаян и центральная части Канско-Тасеевской впадины; *VIII* — Рыбинская; *IX* Саяно-Партизанская; *X*—Ока-Удинская; *XI* — Прииркутская; *XII* — Балахтинская; *XIII* —Ягодкинская; *XIV* — Зыряновская; *XV* — Мурская

и северо-западной частях, где различные горизонты подформации имеют небольшую мощность и встречаются отдельными пятнами. В северо-восточном (Мурская впадина), восточном и юго-восточном направлениях, уже за пределами Канско-Ачинского бассейна, расчлененность рельефа по мере продвижения в глубь суши все более и более возрастала. Наиболее сильно расчлененный рельеф был характерен для юго-восточной части прогиба, откуда в большом количестве поставлялся обломочный материал.

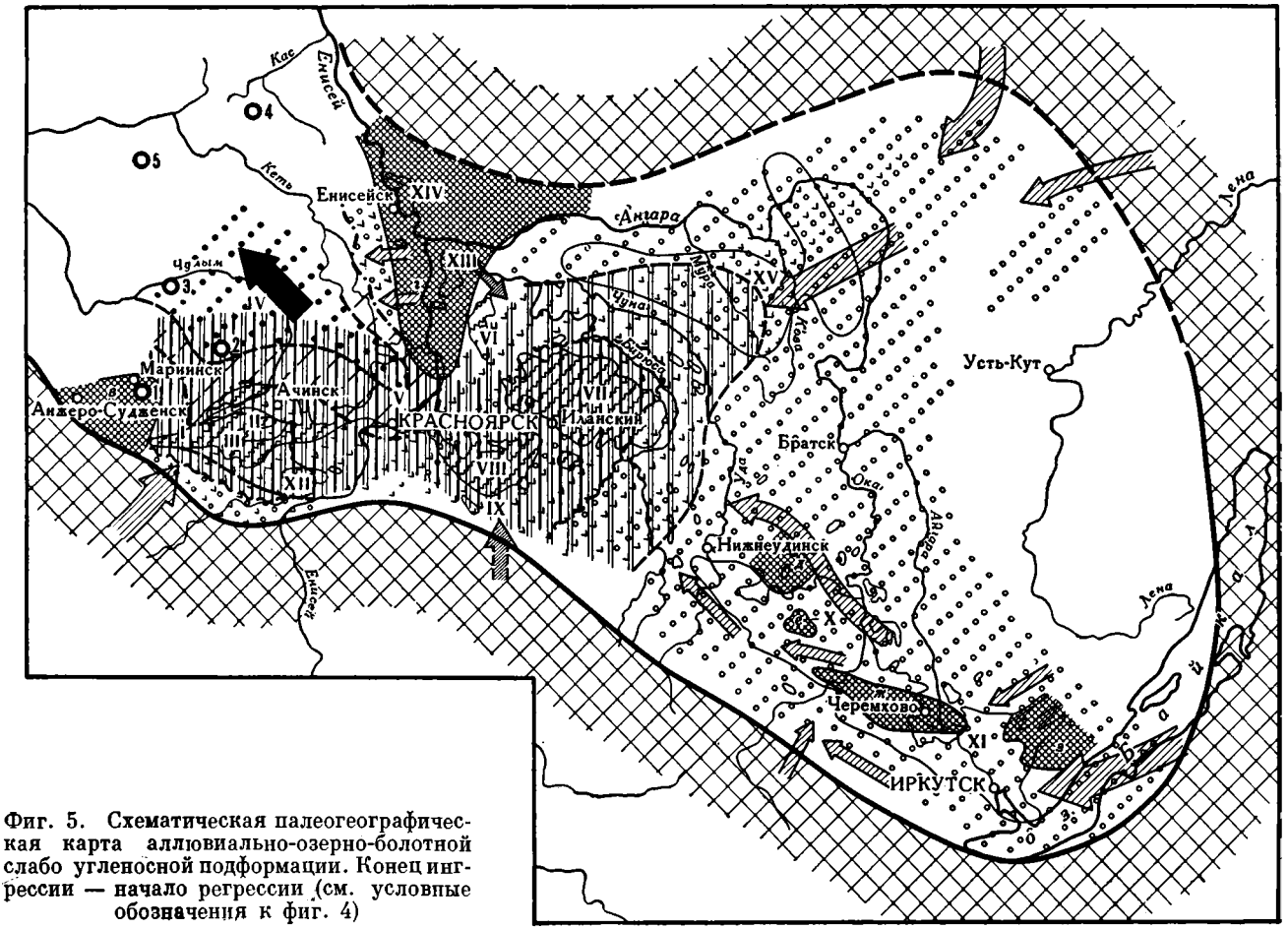
На самом западе прогиба, в Итатской впадине, разрез аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации начинается отложениями аллювиально-озерно-болотного цикла, содержащего пласт угля Ивановский, который представлен гелито-телинитом и гелито-посттелинитом с прослоями фюзинито-телинитов. В пониженных частях рельефа отложения этого цикла подстилаются одним-двумя циклами этого же типа, но с уничтоженными эрозией верхними частями (они целиком состоят из руслового и часто пойменного аллювия, а иногда и почвенных образований). Такое же строение рассматриваемой подформации наблюдается в Алтат-Назаровском, Красноярском, Рыбинском, Саяно-Партизанском и Канско-Тасеевском (на юге) районах. В прибортовых частях и у возвышенностей внутри прогиба среди руслового, а иногда и пойменного аллювия накапливались прослои и линзы делювиально-пролювиальных отложений, которые в этих местах иногда начинают разрез подформации. Наряду с делювием и пролювием в основании разреза подформации встречаются элювиальные отложения, выделяемые В. П. Казариновым ($1958_{1,2}$) в формацию доюрской коры выветривания.

В северо-западной части прогиба, на южном борту Чулымской впадины, в основании подформации залегают уже не аллювиально-озерно-болотные, а аллювиально-прибрежно-бассейновые циклы. Верхний из этих циклов, содержащий пласт углистого аргиллита (2,4 *м*), перекрывается прибрежно-бассейновым циклом и поэтому имеет ненарушенное строение. Севернее, в центральной части впадины (Чулымская скважина), разрез подформации имеет почти такое же строение, хотя аллювий приобретает черты, переходные к отложениям подводной дельты.

Русловой и пойменный аллювий представлен относительно хорошо отсортированным песчаным материалом и содержит в основании прослои и линзы гравелитов и конгломератов, а иногда только лишь включения отдельных гравийных зерен и мелких галек. В восточном направлении в целом происходит некоторое, правда незначительное, погрубение материала и ухудшение его сортировки. Зона, к которой приурочено распространение наиболее грубого материала, примерно протягивается из центральных частей Чулымской впадины на юго-восток, в район Красноярска, где разветвляется на две полосы. Одна из них направляется на юго-восток, в район Рыбинской впадины и далее к Байкалу, а другая — на северо-восток, через Канско-Тасеевскую впадину, в район Мурской впадины и Непско-Катангского плоскогорья. В этом же направлении аллювиально-прибрежно-бассейновые и прибрежно-бассейновые циклы замещаются аллювиально-озерно-болотными и озерно-болотными.

Наряду с этим имеются участки (Саяно-Партизанское месторождение, западная часть Итатской впадины, западный борт Чулымской впадины и др.) локального погрубения аллювия вплоть до гравелитов и даже конгломератов, которые были снесены с приподнятых прибортовых частей прогиба и южной части Енисейского кряжа. Аналогичная картина наблюдается на южном борту Чулымской впадины (Белогорская скважина), где в основании двух нижних циклов присутствуют гравелиты и конгломераты, поступавшие с северного склона возвышенности, располагавшейся на месте современного хр. Арга.

Ингрессивная часть разреза подформации (фиг. 5) образована озерно-болотными и, в меньшей мере, прибрежно-бассейновыми циклами.



Фиг. 5. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации. Конец ингрессии — начало регрессии (см. условные обозначения к фиг. 4)

В Итатском районе относительно хорошо прослеживаются два четко обособленных в разрезе и сложно построенных пласта угля — Слоеный (до 6 *м*) и Четвертый (до 3 *м*), которые представлены гелитово-преколлинитовыми и отчасти гелитово-посттелинитовыми углями, участками, обогащенными фюзеновым и фюзеноподобным веществом.

В северном направлении (южный борт Чулымской впадины) озерно-болотные циклы замещаются прибрежно-бассейновыми. Угленосность их уменьшается, причем далее на север (центральная часть Чулымской впадины) она еще более сокращается. В первом случае к этим циклам приурочено несколько пластов угля, один из которых достигает мощности 4 *м*, а во втором — их мощность не превышает 0,6 *м*, причем угли обогащены глинистым материалом.

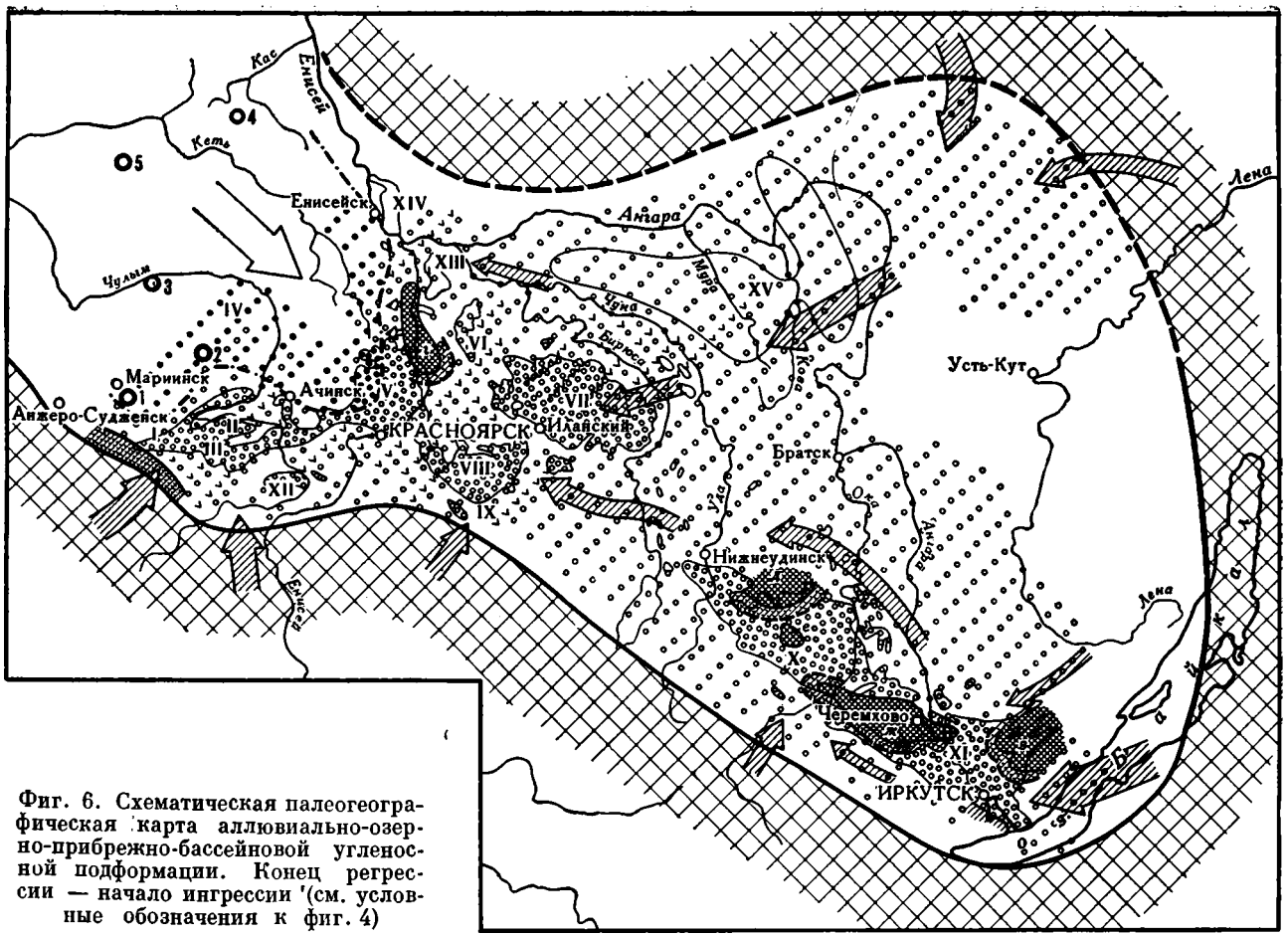
Сходное строение с Итатской впадиной имеет разрез верхней части подформации на Соболевском (в 50 *км* восточнее г. Ачинска, в Козульской мульде) и Красноярском месторождениях. Здесь, как и в Итатской впадине, угли, как правило, приурочены к озерно-болотным циклам. Восточнее и юго-восточнее происходит уменьшение мощности циклов и угольных пластов; количество последних сначала несколько увеличивается за счет более многократного заболачивания озерных водоемов, а затем в Рыбинской впадине резко сокращается. Далее на восток и северо-восток угли совместно с заключающими их озерно-болотными циклами полностью фациально замещаются аллювиальными отложениями.

По данным Красноярского геологического управления, которые, в частности, нашли отражение в работе Ф. А. Бочковского (1959), отложения нижней юры в Балахтинской мульде, по сравнению с другими районами Канско-Ачинского бассейна, представлены более мощной толщей пород, состоящей из чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов и содержащей 20 пластов углей. Эту толщу принято подразделять на балахтинскую (154 *м*) и промежуточную (92 *м*) свиты. Однако при анализе фаций выяснилось, что к нижней юре следует относить только промежуточную свиту, а балахтинская имеет более древний возраст. Ее аналоги известны в районе оз. Белого (юго-западная часть Березовского района) и в Минусинской впадине, где установлен их пермский возраст.

Таким образом, из краткого обзора распределения фаций и циклов в разрезе и на площади следует, что аллювиально-озерно-болотная слабо угленосная подформация в нижней части повсеместно образована аллювиально-озерно-болотными циклами, включающими также делювиально-пролювиальные отложения, и их морфологическими разновидностями. Верхняя часть этой подформации представлена чередованием озерно-болотных (центральная, восточная и отчасти западная части Канско-Ачинского бассейна) и, в меньшей степени, прибрежно-бассейновых циклов (Чулымская впадина). В целом рассматриваемая подформация отвечает одному крупному циклу — макроциклу осадко- и угленакопления. Он отражает изменения условий накопления осадков от аллювиальных через болотные до озерно-болотных и в некоторых случаях до прибрежно-бассейновых обстановок. Мощность макроцикла — подформации изменяется от 10—15 до 260 *м*.

Аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновая угленосная подформация

Аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновая угленосная подформация известна на всей площади распространения юрских отложений; на северо-западе она отвечает большей части итатской свиты, а на юго-востоке — остальной части заларинской свиты и нижней половине черемховской свиты. Она повсеместно с эрозионным размывом залегает на отложениях первой подформации (фиг. 6). В процессе накопления последней



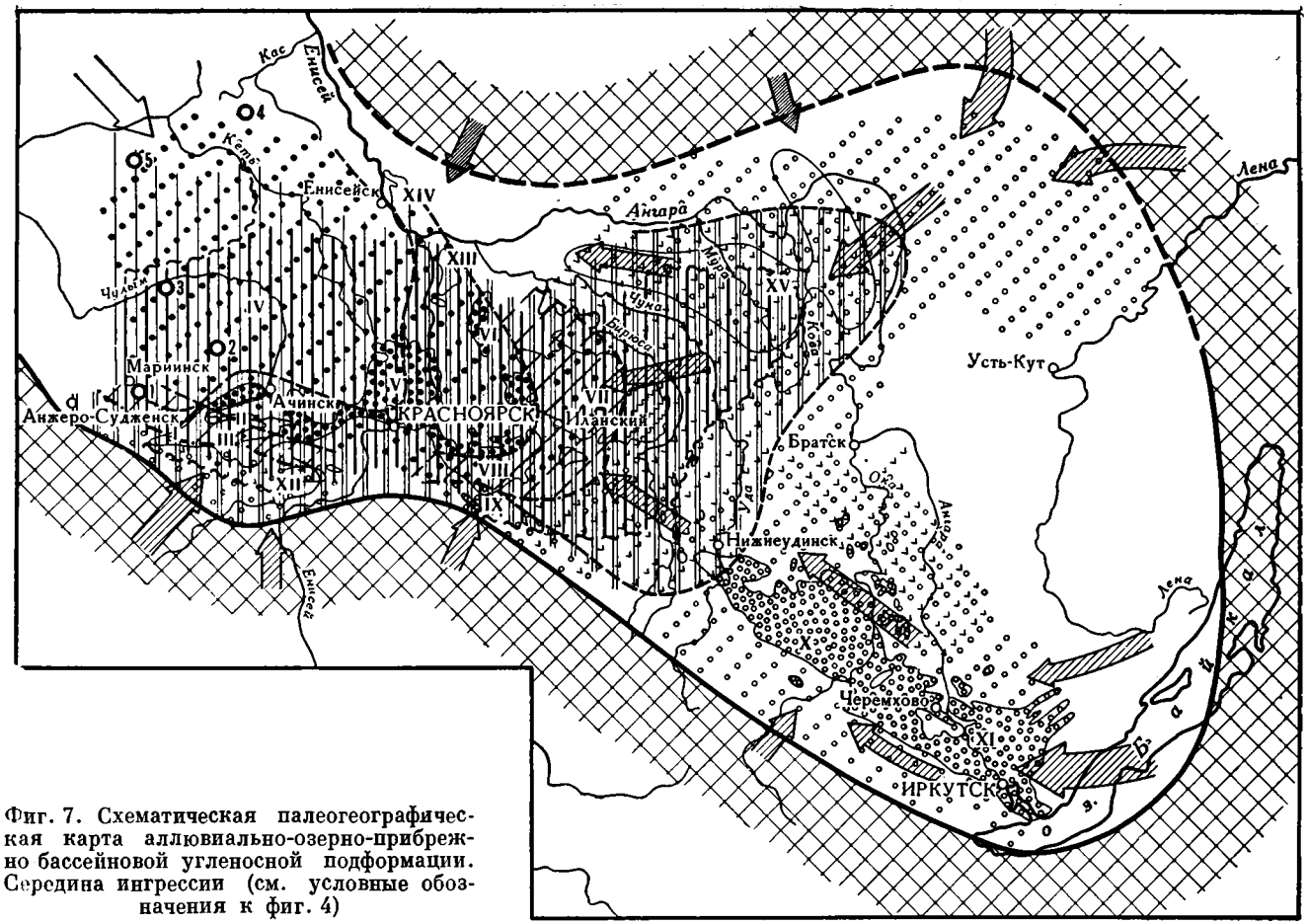
Фиг. 6. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновой угленосной подформации. Конец регрессии — начало ингрессии (см. условные обозначения к фиг. 4)

рельеф северо-западной и северо-восточной частей прогиба был более или менее выравнен. Южноенисейская возвышенность хотя еще и продолжала существовать, но уже была сглаженной и разделенной на отдельные части. На юго-востоке прогиба рельеф по-прежнему оставался сильно расчлененным, причем наиболее возвышенные его участки располагались в районах Тулуна, среднего течения р. Кирей, Черемхово-Хортагны и Харат-Ользоны. Из них наиболее приподнятым был Черемхово-Хортагнинский участок, который, вероятно, бы расчленен на ряд возвышенностей. Есть все основания утверждать, что восточнее и юго-восточнее Иркутска и в истоках Ангары рельеф являлся наиболее расчлененным — это подтверждается большим перепадом мощностей аллювия, широким развитием делювиально-пролювиальных отложений и наличием контактов прислонения отложений заларинской и черемховской свит к бортам Ангаро-Чулымского прогиба и отдельным возвышенностям внутри него.

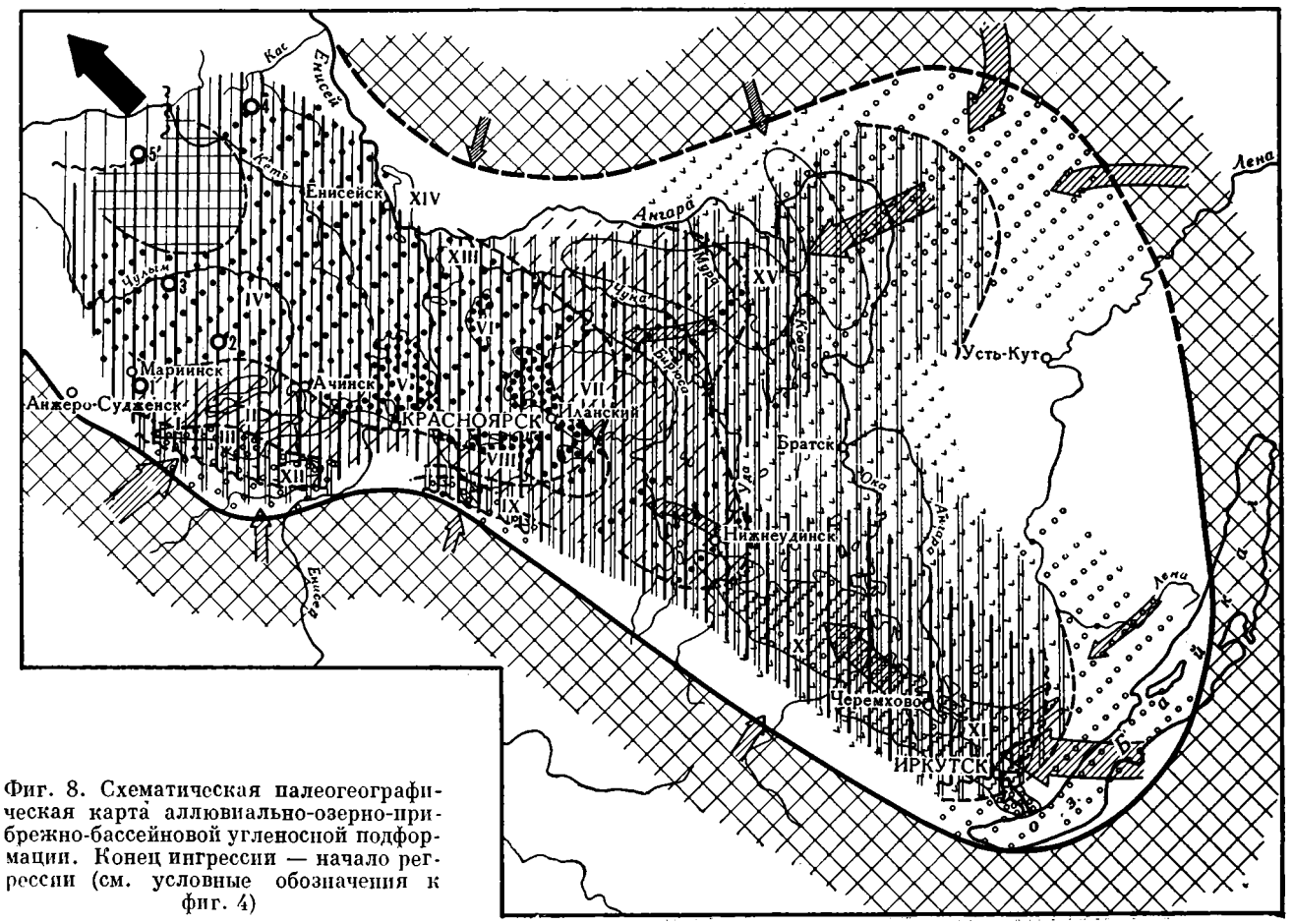
На южном борту Чулымской впадины аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновая подформация имеет двухчленное строение. Ее нижняя половина в большей части сложена безугольными аллювиально-прибрежно-бассейновыми и прибрежно-бассейновыми циклами, содержащими отложения подводной дельты. Самый верхний прибрежно-бассейновый цикл по набору фаций является переходным к бассейновому; в нем появляются обогащенные карбонатным материалом и не содержащие растительного детрита алевриты и пески, а также имеется трехметровый пласт известняка. Верхняя половина подформации (фиг. 7, 8) представлена чередованием угленосных прибрежно-бассейновых циклов. В их строении, помимо самых прибрежных осадков, в небольшом количестве участвуют отложения открытых, наиболее удаленных от побережья, частей бассейна. Среди последних присутствуют известняки и мергели с редкими включениями фауны. Все циклы верхней половины подформации угленосны, причем мощность угольных пластов колеблется от 1 до 15 *м*. Угли в данном районе нами не изучались, но судя по характеру циклов (прибрежно-бассейновые). они должны быть в основном преколлинитовыми и коллинитовыми. По своему строению подформация отвечает одному крупному циклу — макроциклу.

В центральной части Чулымской впадины разрез этой подформации по составу и строению сходен с описанным выше. Далее на север (Максимкинярская скважина) происходит постепенное замещение нижних аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов безугольными прибрежно-бассейновыми, причем некоторые из них содержат осадки подводной дельты. Угленосные прибрежно-бассейновые циклы Белогорской и Чулымской скважин здесь становятся практически безугольными и содержат слабо выраженные почвенные и подпочвенные образования. Присутствуют также бассейновые циклы.

Южнее, на Итатском, Боготольском, Алтат-Назаровском, Березовском месторождениях, и юго-восточнее, на Соболевском месторождении, подформация также имеет подобное двухчленное строение, но несколько более континентальный переходный характер. Нижняя часть ее сложена аллювиально-озерно-болотными, аллювиально-прибрежно-бассейновыми безугольными циклами и их морфологическими разновидностями. Верхняя же половина представлена чередованием прибрежно-бассейновых и аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов с заключенными в них преколлинитовыми и телинитовыми углями. Иногда встречаются аллювиально-озерно-болотные циклы. Циклы очень четко выражены в разрезе, а элементы заболачивания локализованы по зонам угольных пластов. Эта особенность позволяет, в отличие от других районов, более уверенно производить сопоставление циклов и принадлежащих им угольных пластов на всей территории западной части открытого и закрытого (Чулымская впадина) секторов Канско-Ачинского бассейна.



Фиг. 7. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-прибрежно бассейновой угленосной подформации. Середина ингрессии (см. условные обозначения к фиг. 4)



Фиг. 8. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновой угленосной подформации. Конец ингрессии — начало регрессии (см. условные обозначения к фиг. 4)

На восточном борту Чулымской впадины отложения данной подформации также с эрозионным размывом залегают на предыдущей подформации, а в районах, прилегавших к Южноенисейской возвышенности,— на различных горизонтах палеозоя и докембрия. В нижней части эта подформация, так же как и на южном обрамлении Чулымской впадины, сложена аллювиально-озерно-болотными и аллювиально-прибрежно-бассейновыми безугольными циклами, но чаще их морфологическими разновидностями. Выше они сменяются аллювиально-прибрежно-бассейновыми, озерно-болотными и прибрежно-бассейновыми уже угленосными циклами, которые в северо-западном направлении приобретают более типичные черты бассейновых условий седиментации, причем одновременно с этим их угленосность уменьшается. Угленосность резко сокращается также в северном направлении — в районе г. Енисейска в составе подформации встречаются отдельные тонкие угольные прослойки, а на р. Кас подформация уже практически неугленосна (Касская скважина).

Далее, в восточном и юго-восточном направлениях, в сторону еще более континентального режима осадко- и угленакопления, происходит некоторое усложнение строения разреза рассматриваемой подформации. Так, в Рыбинской впадине она имеет не двух-, а трехчленное строение с несколько иным расположением различных типов циклов. Здесь происходит разделение подформации, отвечающей в западных районах одному макроциклу, на три более мелких единицы — мезоциклы. В свою очередь каждый такой мезоцикл так же, как и макроцикл, подразделяется на две части: нижняя часть сложена одним или двумя угленосными аллювиально-прибрежно-бассейновыми циклами, причем нижний обычно является его морфологической разновидностью, а верхняя часть образована чередованием двух или трех прибрежно-бассейновых, как правило, угольных циклов, которые иногда замещаются озерно-болотными циклами. Наибольший интерес в этом районе представляет верхний, третий мезоцикл, к верхней части которого приурочен мощный (до 75 *м*) пласт угля Бородинский, представленный гелитово-преколинитовыми углями. В зачаточной форме деление подформации на три мезоцикла наблюдается уже в Красноярском районе.

Южнее, в Саяно-Партизанской впадине, подформация также разделяется на три мезоцикла, но имеет более континентальный характер по сравнению с разрезом Рыбинской впадины. Она сложена аллювиально-озерно-болотными и частично озерно-болотными циклами, характеризуется резко пониженным коэффициентом угленосности (1,8% против 19% на Бородинском месторождении в северной части Рыбинской впадины) и отсутствием мощного угольного пласта (подобного пласту Бородинскому). Кроме того, в составе аллювия здесь присутствует более грубый материал — не только песчаники, но иногда гравелиты с прослоями конгломератов в основании нижнего мезоцикла.

В южной и центральной частях Канско-Тасеевской впадины мощность подформации резко сокращена. Это, очевидно, происходит как за счет выпадения некоторых горизонтов (скорее всего нижних из-за широкого развития аллювиальных отложений), так и в результате современной эрозии верхней части разреза. Нижняя часть подформации в основном здесь сложена морфологическими разновидностями аллювиально-озерно-болотных и реже аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов. В строении ее верхней части принимают участие также прибрежно-бассейновые и, реже, озерно-болотные циклы. Одновременно происходит общее уменьшение угленосности и некоторое общее погрубение аллювиальных осадков в сторону Мурской впадины. Угольные пласты в значительной мере представлены гелитово-преколлинитовым веществом.

Далее на восток, в центральной части прогиба, на современном Чуно-Бирюсинском поднятии, подформация, как правило, представлена русло-

вым аллювием,образующим морфологические разновидности аллювиально-озерно-болотных циклов. В составе аллювия в основном участвуют песчаники, в значительно меньшей мере гравелиты, с прослоями и линзами мелкогалечниковых конгломератов в основании циклов. Вверх по разрезу наблюдается общее уменьшение размерности материала и появление прослоев алевритово-глинистых пород со следами заболачивания. Установлены циклы, у которых почти полностью сохранилась верхняя часть, представленная озерными и озерно-болотными отложениями.

Для суждения о фациальном строении разреза северо-восточной части прогиба (Мурская впадина, бассейны рек Катанга, Чула и Чадобец) пока не имеется достаточного материала. Появившиеся в последнее время данные по геологическому строению этих районов (Равский, 1959; Одинцов и др., 1961) позволяют предполагать, что разрез юрских отложений здесь имеет аллювиально-озерно-болотный генезис. Нижняя часть его фактически ничем не отличается от разреза аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновой подформации на Чуно-Бирюсинском поднятии. В верхней его части появляются песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли.

На юго-востоке прогиба, на территории Иркутского угленосного бассейна, подформация сложена аллювиальными, озерно-болотными, болотными и частично делювиально-пролювиальными отложениями. Здесь подформация отвечает одному макроциклу, который в нижней части является безугольным, а в верхней — угленосным. В Прибайкальской полосе, особенно в истоках Ангары и на Байкале, разрез подформации является полностью безугольным.

Нижняя часть макроцикла здесь представлена морфологическими разновидностями аллювиально-озерно-болотных циклов. Аллювий сложен наиболее грубым материалом — песчаниками, гравелитами и конгломератами; количество гравелитов и конгломератов постепенно увеличивается в сторону Байкала, т. е. к Байкальской горной стране, которая являлась основным поставщиком обломочного материала. Кроме того, наблюдаются локальные погрубения материала, обусловленные дополнительным боковым привносом с окружавших прогиб возвышенных пространств. В связи с этим около возвышенностей, а также в прибортовых частях прогиба устанавливаются делювиально-пролювиальные шлейфы, состоящие как из слабо окатанных и плохо отсортированных обломков (щебенки), сцементированных песчано-алевритово-глинистым материалом, так и из алевритово-глинистых и песчаных отложений, имеющих то слабо, то хорошо выраженную горизонтальную слоистость. В одних случаях (около возвышенностей) ими начинаются циклы основания подформации, в других случаях они вклиниваются в русловой или пойменный аллювий ее нижних циклов.

Восточнее и юго-восточнее Иркутска резко возрастает роль грубообломочного материала. Здесь разрез подформации сложен почти исключительно одними разногалечниковыми конгломератами, которые местами на площади и по разрезу замещаются конгломерато-брекчиями. Гальки конгломератов представлены базальтами, черными кремнями, порфиритами, гранитами и изверженными породами, а брекчии — кремнями, песчаниками и алевролитами с ненарушенной первичной текстурой. Цементом для них служит песчано-гравийный и алевритово-глинистый материал.

Верхняя часть макроцикла состоит из чередования в основном озерно-болотных угленосных (обычно маломощных), а также аллювиально-озерно-болотных циклов. Последние содержат гелитово-посттелинитовые и гелитово-телинитовые угли, а озерно-болотные — гелитово-преколлинитовые и отчасти, в самой верхней части мезоцикла — гелитово-коллинитовые угли. К одному из нижних аллювиально-озерно-болотных или озерно-болотных циклов приурочен мощный угольный пласт на Азейском, Каранцайском, Новометелкинском, Черемховском, Кармагайском месторождениях.

Одновременно пласты углей этих месторождений не совсем одновозрастны и параллельно с угленосной толщей в целом омолаживаются в юго-восточном направлении.

Все угольные пласты аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных циклов имеют сложное строение: они переслаиваются или запечатываются углистыми аргиллитами и мелкозернистыми алевролитами, а также содержат тонкие прослои терригенных и глинистых пород. Вверх по разрезу, а также в юго-восточном направлении происходит уменьшение мощности и упрощение строения угольных пластов.

По мере движения на юго-восток в верхнюю часть макроцикла вклиниваются аллювиально-озерно-болотные циклы, т. е. происходит как бы подразделение макроцикла на более мелкие единицы разреза — мезоциклы. Одновременно ухудшается угленосность разреза, увеличивается грубость пород в целом и особенно аллювия, циклы становятся безугольными и далее к Байкалу угленосность пропадает. Следовательно, локализация зон угленакопления в сторону Байкала постепенно уменьшается и угленосность постепенно совсем исчезает.

Мощность разреза рассматриваемой подформации на территории Иркутского бассейна часто определяется доюрским рельефом и колеблется от 150 до 350—400 *м*.

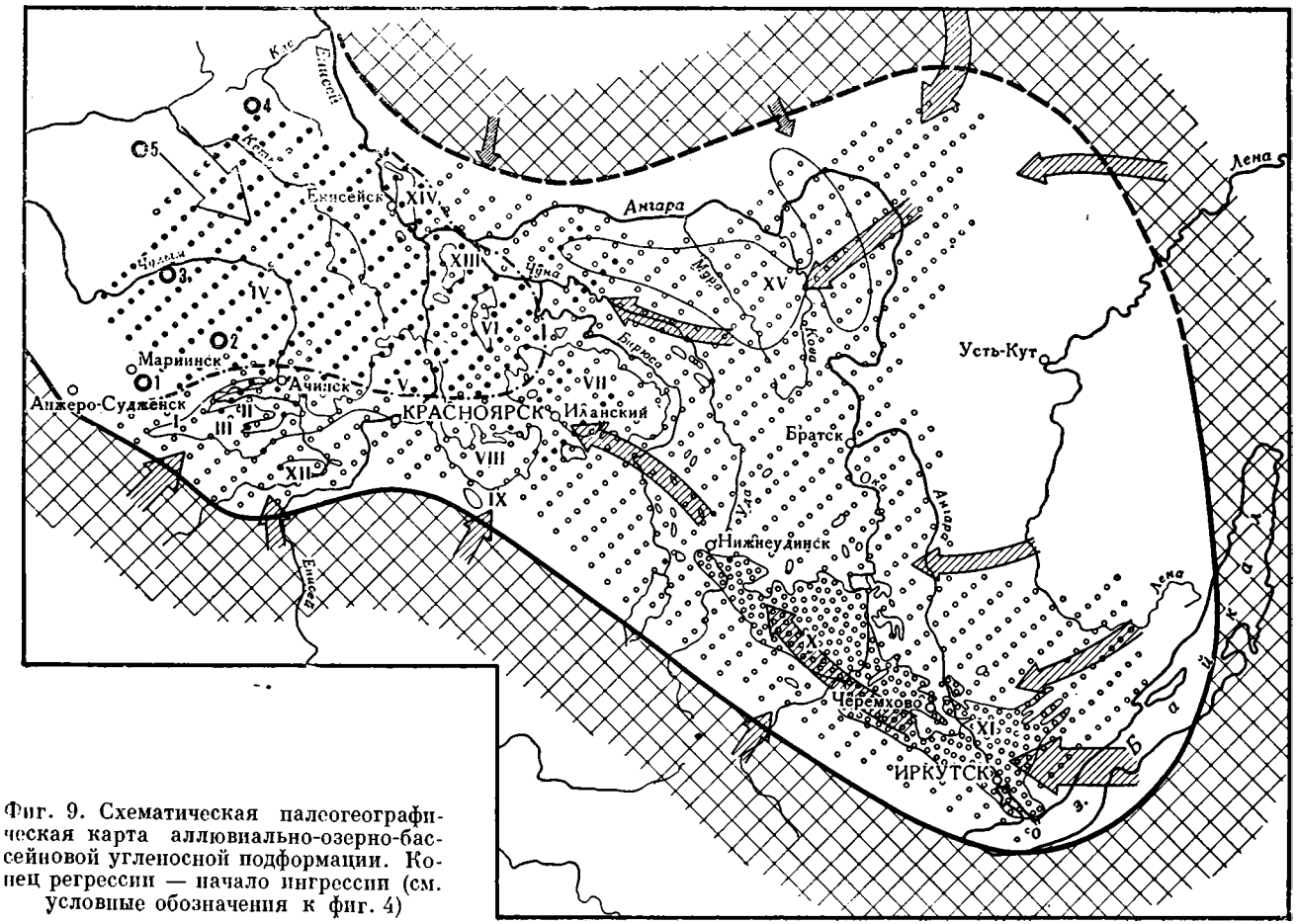
Краткий обзор аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновой угленосной подформации показывает, что ее строение на площади прогиба неодинаковое: в северо-западной части в ее составе преобладают аллювиально-прибрежно-бассейновые и прибрежно-бассейновые циклы, а в центральной и юго-восточной частях — аллювиально-озерно-болотные и озерно-болотные циклы, а также в большом количестве встречаются морфологические разновидности континентальных циклов. В целом подформация отвечает одному макроциклу, строение которого определяется палеогеографическими особенностями накопления формации в прогибе. Мощность макроцикла изменяется от 150 до 400—450 *м*.

Аллювиально-озерно-бассейновая угленосная подформация

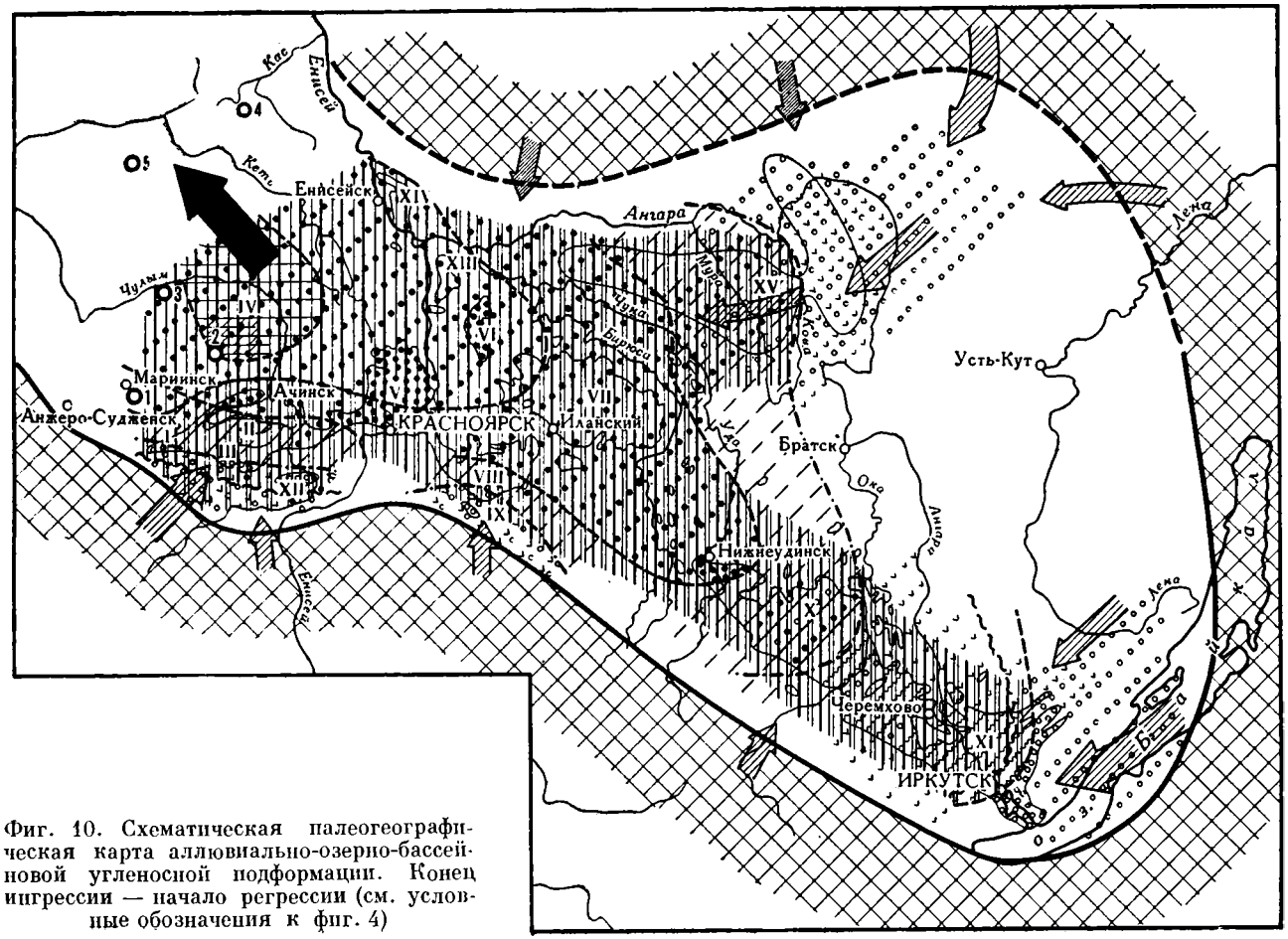
Аллювиально-озерно-бассейновая угленосная подформация в разрезе и на площади имеет значительное развитие на юго-востоке прогиба, т. е. в Иркутском бассейне, где она отвечает верхней части черемховской свиты (в новом объеме). На Чуно-Бирюсинском поднятии, в Рыбинской, Саяно-Партизанской и на большей части Канско-Тасеевской впадины она размыта; возможно, она почти полностью сохранилась в отдельных местах бассейна р. Мурмы.

Отложения нижней части подформации установлены также в наиболее погруженных частях Итатской, Алтат-Назаровской и Березовской впадин и на юго-восточном борту Чулымской впадины (Красноярско-Большемуртинский район), где они были частично эродированы перед накоплением осадков следующей подформации. Более или менее полный разрез аллювиально-озерно-бассейновой угленосной подформации сохранился на южном борту Чулымской впадины (Белогорская скважина). Севернее подформация связана постепенным переходом с лежащими выше отложениями (Чулымская и Максимкинярская скважины). Во всех этих районах данная подформация соответствует верхней части итатской свиты, которая нами изучена сравнительно слабее лежащих ниже подформаций северо-западной части прогиба.

На северо-западе прогиба, в центре Чулымской впадины и на ее восточном борту (фиг. 9), нижняя часть подформации образована прибрежно-бассейновыми циклами, в той или иной мере угленосными, причем их угленосность в западном и северо-западном направлениях постепенно затухает. Верхняя часть подформации (фиг. 10) здесь сложена прибрежно-



Фиг. 9. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-бассейновой угленосной подформации. Конец регрессии — начало ингрессии (см. условные обозначения к фиг. 4)



Фиг. 10. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-бассейновой угленосной подформации. Конец ингрессии — начало регрессии (см. условные обозначения к фиг. 4)

бассейновыми циклами с широким развитием в них прибрежно-бассейновых, в том числе дельтовых осадков. В центре Чулымской впадины появляются циклы, содержащие слои (до 6 *м*) тонкокристаллических известняков, включающих фауну пелеципод, остракод и др. Одновременно в разрезе подформации увеличивается количество алевритовых и глинистых пород.

В бассейне р. Мурмы разрез подформации в основном образован прибрежно-бассейновыми, слабо угленосными циклами, причем некоторые из них заключают отложения подводной дельты. Одновременно в ее нижней части здесь встречаются аллювиально-прибрежно-бассейновые циклы (одним из них начинается разрез подформации). Содержащиеся в этих циклах угли обычно маломощны и представлены соответственно коллинитовыми и телинитовыми углями (значительная роль, очевидно, здесь принадлежит фюзинитам). Некоторые циклы являются безугольными, и в них присутствуют только слабовыраженные почвенные образования.

В Итатской, Алтат-Назаровской и Березовской впадинах, а также в Красноярском районе низы подформации сложены аллювиальными отложениями, относящимися к аллювиально-прибрежно-бассейновым, частично аллювиально-озерно-болотным циклам и их морфологическим разновидностям. В верхней части подформации преобладают прибрежно-бассейновые циклы. В этих районах, как правило, все циклы угленосны, причем мощность угольных пластов не превышает 2—3 *м*, а обычно она даже меньшая.

Далее на восток, в центральной и юго-восточной частях Канско-Тасеевской и Рыбинской впадинах, кое-где встречаются сохранившиеся от размыва отложения низов данной подформации, представленные типично выраженными аллювиальными осадками.

На юго-востоке прогиба, т. е. на территории Иркутского бассейна, аллювиально-озерно-бассейновая угленосная подформация, там, где ее разрез сохранился полностью, подразделяется (как и нижележащая) на два четко обособленных горизонта — нижний, безугольный и верхний, угленосный (последний в Прибайкальской полосе, в истоках Ангары и на Байкале, также становится неугленосным).

Рассматриваемая подформация здесь повсеместно с эрозионным размывом залегает на отложениях второй подформации. Она представлена морфологическими разновидностями аллювиально-озерно-болотных, а в районах дер. Каранцая и г. Тулуна частично аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов. В последних песчаные осадки имеют аллювиально-дельтовый облик. Верхний горизонт, там, где он сохранился, сложен чередованием озерно-болотных и отчасти прибрежно-бассейновых циклов, между которыми участками вклинивается аллювий, образуя аллювиально-озерно-болотные циклы. В результате намечается некоторое расщепление подформации на более мелкие элементы разреза, подобно тому, как это происходит в более юго-восточных районах Иркутской угленосной площади.

Далее на юго-восток нижняя часть подформации имеет примерно такое же строение, но не содержит аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов. Верхняя ее часть, по сравнению с более северо-западными районами еще более усложняется — в ее составе в большом количестве появляются аллювиально-озерно-болотные циклы и их морфологические разновидности. Присутствующие в верхней части мезоцикла угольные пласты здесь очень маломощны, содержат прослои углистых пород, а сами угли часто обогащены терригенно-глинистым материалом. Изучение некоторых угольных пластов показало, что с озерно-болотными и прибрежно-бассейновыми циклами связаны гелитово-преколлинитовые и гелитово-коллинитовые угли (последние встречаются редко), а к аллювиально-озерно-болотным и аллювиально-прибрежно-бассейновым циклам приурочены гелитово-постелинитовые угли. В Прибайкальской полосе, в истоках Ангары и на Байкале, рассматриваемая подформация полностью сложена русловым

аллювием, причем крупность его материала постепенно увеличивается к Байкалу, где разрез уже в основном сложен конгломератами.

Из краткого обзора аллювиально-озерно-бассейновой угленосной подформации следует, что в северо-западной и центральной частях прогиба преобладающее развитие имеют аллювиально-прибрежно-бассейновые и прибрежно-бассейновые, иногда бассейновые циклы. Напротив, в юго-восточной части прогиба первые два типа циклов встречаются в порядке исключения, и разрез подформации образован аллювиально-озерно-болотными, озерно-болотными циклами и их морфологическими разновидностями. В полном соответствии с этим распределяется угленосность, которая на северо-западе и в центре прогиба характерна для всего разреза подформации, а на юго-востоке — для ее верхнего горизонта.

Мощность подформации колеблется от 100 до 250 *м* (без учета наложенного эрозионного размыва).

Аллювиально-прибрежно-бассейновая карбонатно-углистая подформация

Отложения аллювиально-прибрежно-бассейновой карбонатно-углистой подформации отражают заключительный этап в развитии Ангаро-Чулымского прогиба. Они известны в Чулымской впадине, в центральных частях локальных впадин западной части Канско-Ачинского бассейна (Итатская, Березовская и др.), на северо-западе Канско-Тасеевской впадины (бассейн р. Мурмы) и в Иркутском бассейне.

На северо-западе они отвечают тяжинской, а на юго-востоке — иркутско-присаянской свитам. Ниже приведена лишь краткая характеристика отложений этой подформации, поскольку они практически неугленосны и на большей части прогиба (исключая Чулымскую впадину) залегают отдельными пятнами.

В центре Чулымской впадины предыдущая подформация на отдельных участках со слабыми следами размыва сменяется отложениями аллювиально-прибрежно-бассейновой карбонатно-углистой подформации. Они представлены глинами и аргиллитами с прослоями алевролитов и хорошо отсортированных песчаников, которые приурочены к нижней части подформации. Алевролиты, особенно глины и аргиллиты, участками известковисты, содержат известковистые включения и включения гнезд пирита. В верхней части подформации имеются прослои мергелей, которые обогащены алевритово-глинистым материалом и также содержат известковистые стяжения и кристаллы пирита. Севернее (Максимкинярская скважина) разрез подформации имеет более морской облик и ее отложения содержат включения фауны. Разрезы подформации в этих районах имеют слабо выраженное циклическое строение, образованное чередованием прибрежно-бассейновых и бассейновых циклов. Для них характерно практически отсутствие почвенных образований и углей; эти циклы сложены в большей части осадками открытых, возможно, удаленных от побережья частей бассейна.

На южном борту Чулымской впадины рассматриваемая подформация имеет несколько более прибрежно-бассейновый характер. В ее нижней части выделяются прибрежно-бассейновые циклы с почвенными образованиями в основании. В одном из них был встречен обогащенный глинистым материалом угольный пласт. В верхней части некоторые прибрежно-бассейновые циклы содержат отложения подводной дельты. Сходный разрез подформации прослеживается в Березовской впадине, где также наблюдаются отложения прибрежных частей бассейна.

На восточном борту Чулымской впадины юрские отложения изучены неполностью и очень слабо (автором в двух точках), а поэтому пока не удается установить более или менее точную границу между третьей и четвертой

подформациями. Исходя из общего анализа строения юрских отложений и их распределения на площади предположительно к данной подформации могут быть отнесены отложения верхней части средне-верхнеюрской толщи разреза скв. 49 (юго-восточнее дер. Абалаково) и скв. 4 (юго-западнее сел. Казачинского). Так, по скв. 49 нижняя часть подформации образована дельтовыми песчаниками с крупной косой слоистостью и включением растительных остатков. Эти песчаники принадлежат к прибрежно-бассейновым циклам. Не исключено, что в ряде мест подформация начинается аллювиально-прибрежно-бассейновыми циклами. В остальной части разрез представлен также прибрежно-бассейновыми циклами (без дельтовых отложений), иногда содержащими озерно-болотные осадки с прослоями бурых углей. В целом разрез подформации обогащен карбонатным материалом: в его составе имеются прослои известково-мергелистых пород, а также отдельные слои мергелей и известняков.

Восточнее, в бассейне р. Мурмы, подформация представлена чередованием безугольных или слабоугленосных бассейновых и прибрежно-бассейновых циклов. Они сложены осадками более открытых и более удаленных от побережья частей бассейна. Среди них различаются аргиллиты, мелкозернистые алевролиты, хорошо отсортированные песчаники, известняки и мергели. Во всех этих типах пород встречается фауна моллюсков, филлопод, остракод и др. В Иркутском бассейне к данной подформации относятся отложения иркутско-присаянской свиты. Они повсеместно с эрозионным размывом перекрывают лежащую ниже аллювиально-озерно-бассейновую угленосную подформацию.

На северо-западе Иркутского бассейна преобладают прибрежно-бассейновые циклы, содержащие наиболее прибрежно-мелководные и дельтовые отложения. Далее, по мере движения на юго-восток, появляются аллювиально-прибрежно-бассейновые циклы, которые затем замещаются аллювиально-озерно-болотными циклами. Здесь уже широкое развитие получает аллювий, происходит постепенное общее погрубение осадков до гравелитов и конгломератов включительно. Появляются морфологические разновидности циклов, полностью состоящие из руслового и частично пойменного аллювия.

Краткий анализ строения аллювиально-прибрежно-бассейновой карбонатно-углистой подформации показывает, что в северо-западной и центральной частях прогиба господствовали прибрежно-бассейновые и бассейновые условия, а континентальные — аллювиальные и в какой-то мере озерные и озерно-болотные — на самом юго-востоке. Изменение условий седиментации на северо-западе прогиба привело к широкому развитию в верхах подформации пестроцветных осадков, к повышенному содержанию в породах карбонатного материала, появлению в разрезе слоев известняков и мергелей, наличию бассейновой фауны и практическому отсутствию каких-либо проявлений угленосности (особенно на юго-востоке прогиба). Мощность подформации в различных частях прогиба резко различна и достигает 150—200 *м*.

Таким образом, из обзора строения подформаций следует, что каждая из них имеет свою литолого-фациальную характеристику и свое распределение фаций и циклов в разрезе и на площади. Это позволяет нам перейти к выяснению палеогеографических особенностей накопления угленосной формации и истории развития Ангаро-Чулымского прогиба.

Палеогеография и условия образования угленосной формации

При формационном анализе разреза юрских отложений юго-востока Западной и юга Центральной Сибири выяснилось, что в нижнеюрское (скорее, в рэт-лейасовое время) на ее территории начал закладываться прогиб, который со временем обособился в крупную синеклизу на разнородном по

возрасту и генезису основании. В прогибание были вовлечены юго-восточная часть эпипалеозойской Западно-Сибирской платформы (современная Чулымская впадина), северный край Алтае-Саянской каледонской складчатой области, а также юго-западная и южная части докембрийской Сибирской платформы. По мере образования прогиба в его пределах накапливались полифациальные угленосные отложения, давшие в конечном итоге четко ограниченное во времени и пространстве геологическое тело — аллювиально-озерно-бассейновую угленосную формацию (фиг. 11).

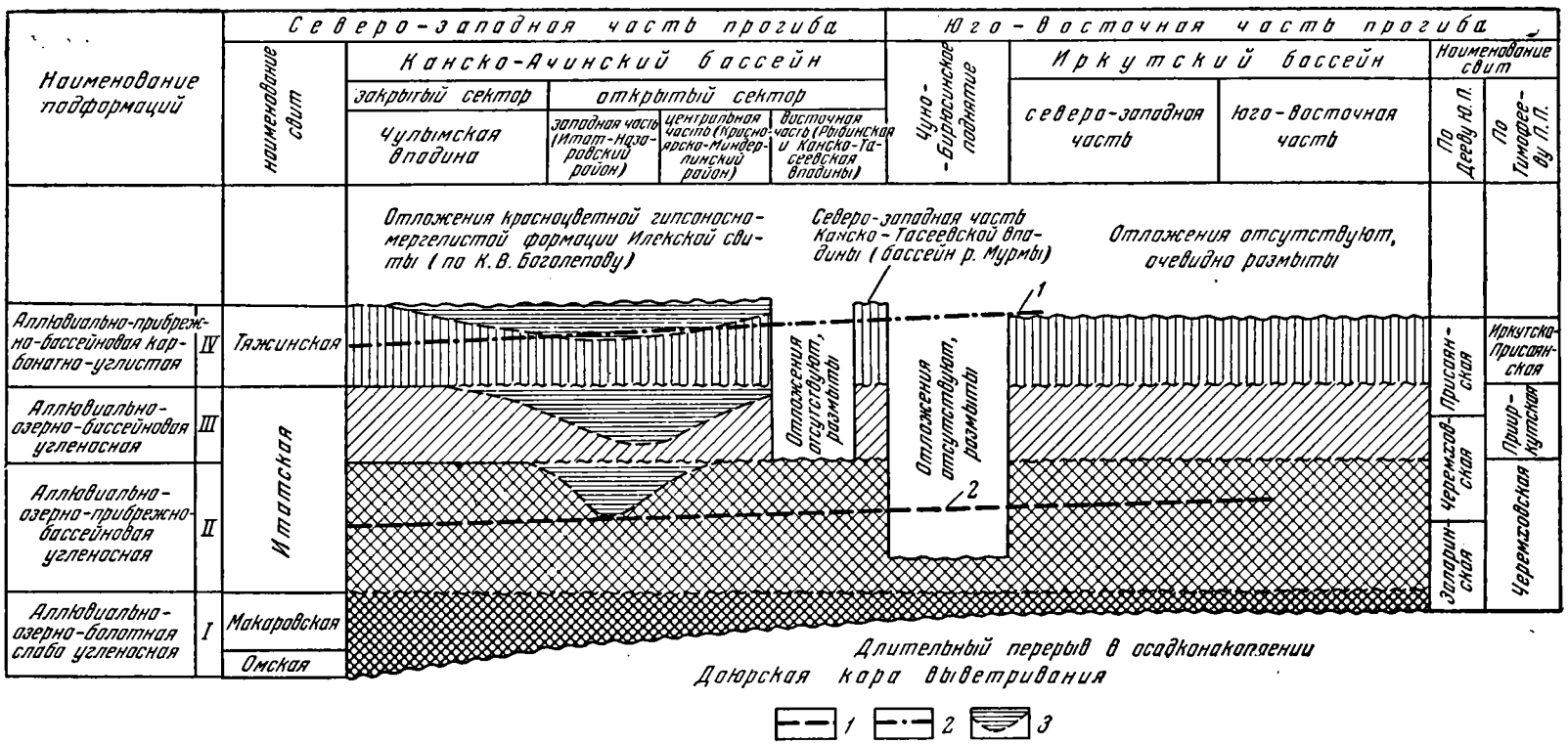
Началу заложения прогиба предшествовал длительный континентальный перерыв, во время которого на большей площади прогиба были размыты триасовые, пермские и отчасти каменноугольные отложения, а на юго-востоке также девон и силур, и, возможно, ордовик и частично кембрий. За это время, очевидно, были уничтожены эрозией мощные толщи ранее накопившихся осадков. Однако при определении длительности континентального перерыва необходимо учитывать, что не всегда можно точно установить, когда окончилось осадконакопление и началась эрозия.

Наряду с механическим разрушением пород произошло их химическое изменение, которое привело к формированию доюрской коры выветривания. На присутствие структурного элювия в Чулымской впадине, имеющего верхне- и, частично, среднетриасовый возраст, указывают В. П. Казаринов (1958$_{1,2}$), К. В. Боголепов (1960) и др. Структурный элювий был установлен Е. М. Великовской (1936) в Зыряновской впадине; об его присутствии, по ее мнению, свидетельствуют лежащие в основании юрских отложений белые каолиновые глины и пески, которые представляют переотложенные продукты доюрской коры выветривания. Однако К. В. Боголепов (1960) считает, что эти каолиновые глины имеют меловой и даже третичный возраст и являются, следовательно, не доюрской, а гораздо более молодой корой выветривания.

Переотложенные продукты доюрской коры выветривания установлены автором в Канско-Тасеевской и Рыбинской впадинах, в отдельных участках западной части открытого сектора Канско-Ачинского бассейна, а также в различных районах Иркутского бассейна (район г. Тулуна, Каранцайское, Новометелкинское и Черемховское месторождения, Заангарье, Дабадская площадь и во многих других местах). Указания на их присутствие в Иркутском бассейне были в свое время сделаны Ю. А Жемчужниковым (1924), М. М. Одинцовым (1938), В. Н. Щербаковым (1958) и др.

При анализе распределения в разрезе и на площади различных фаций и обстановок осадко- и угленакопления в пределах каждой подформации выяснилось, что во всех случаях наиболее континентальные — аллювиальные, озерно-болотные и болотные — отложения располагаются в северо- и юго-восточной части прогиба, а прибрежно-бассейновые и бассейновые — в северо-западной части прогиба. Подобное обстоятельство дает основание утверждать, что суша, откуда сносилась преобладающая масса обломочного материала, располагалась на юго-востоке и северо-востоке прогиба, в областях Байкальской горной страны и Непско-Катангского плоскогорья. Бассейн, в который в конечном счете поступал обломочный материал, находился на северо-западе прогиба и в различные отрезки времени ингрессировал на древнюю сушу.

Вдоль оси прогиба в северо-западном направлении протекала крупная река—Праангара, которая являлась основной водной артерией, дренировавшей Байкальскую горную страну. Праангара по пути следования принимала воды множества крупных притоков, стекавших с Непско-Катангского плоскогорья, Северо-Байкальского нагорья и горной страны, располагавшейся юго-западнее современного хр. Восточный Саян (Восточно-Тувинское нагорье). Один из ее наиболее крупных притоков, дренировавший Чадобецко-Качемское валообразное поднятие и Северо-Байкальское нагорье, стекал с Непско-Катангского плоскогорья. В районе Канско-Тасе-



Фиг. 11. Схема строения мезозойской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба (по линии: среднее течение р. Чулым — оз. Байкал)

1 — линия, разделяющая преимущественное накопление континентальных (внизу) и бассейновых (вверху) осадков. Она же отражает распространение зоны накопления мощных торфяников — угольных пластов; *2* — линия, разграничивающая области с гумидным (внизу) и аридным (вверху) климатами. Выше этой линии появляются первые признаки аридизации климата; *3*— части подформаций, уничтоженные межподформационной эрозией

евской впадины или немного южнее ее в начальную стадию образования угленосной формации этот приток впадал в Праангару. Не исключено, что позднее он, как и ряд других мелких речных потоков, непосредственно впадал в бассейн седиментации. В тот же бассейн впадала также относительно крупная река, по которой сносился обломочный материал с северо-восточных и восточных отрогов Кузнецкого Алатау.

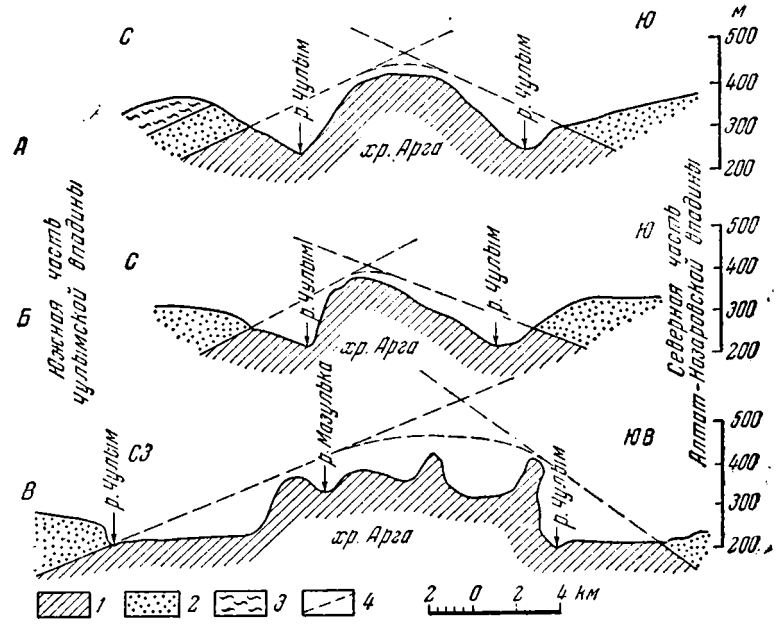
В начальную стадию первого этапа своего существования рельеф дна прогиба был относительно выровненным только на северо-западе; расчлененность рельефа постепенно возрастала в северо-восточном и юго-восточном направлениях. Однако в северо-восточной части прогиба рельеф, вероятно, был менее расчлененным, чем в его юго-восточной части. К числу возвышенностей, существовавших в течение всего нижнеюрского времени, следует отнести прежде всего Мариинскую и Южноенисейскую; Ужур-Балахтинская и Аргинская возвышенности в рельефе были выражены очень слабо и их присутствие только в какой-то мере сказалось на ореолах распространения самой нижней части первой подформации, представленной русловым аллювием и делювиально-пролювиальными отложениями (фиг. 4, 5). Поэтому мы не можем согласиться с противоположными утверждениями ряда авторов, в том числе В. П. Казаринова (1958$_1$), К. В. Боголепова (1960) и других, которые допускают, что Чулымская впадина в юре была ограничена с юга хр. Арга.

Очень оригинальные и весьма простые построения были сделаны Н. И. Монаковым, Н. П. Павленко и В. И. Ситниковым — сотрудниками бывшего треста Кузбассуглегеология Министерства угольной промышленности СССР. Они составили три структурно-морфологических поперечных профиля через современный хр. Арга и прилегающие участки распространения мезозойских отложений (фиг. 12). Из рассмотрения этих профилей с полнейшей очевидностью следует, что хр. Арга возник уже после накопления юрской угленосной формации. Однако он выделялся в доюрском рельефе и в самую начальную стадию ее формирования оказывал влияние на осадко- и угленакопление.

В связи с тем, что прогиб начал закладываться в районе современной Чулымской впадины, именно здесь, в его северо-западной части, и произошло первое образование руслового и пойменного аллювия. Накопление его со временем, по мере опускания дна прогиба, постепенно смещалось в северо- и юго-восточном направлениях. В первую очередь аллювий отлагался в понижениях рельефа. В прибортовых частях прогиба и у возвышенностей скапливался делювий и пролювий (см. фиг. 4). Местами размывалась и переотлагалась доюрская кора выветривания, следы которой устанавливаются среди руслового и пойменного аллювия, делювиально-пролювиальных, озерных и озерно-болотных отложений. Прогиб в это время представлял собою аллювиальную равнину с множеством крупных и мелких водоемов, располагавшихся между руслами, рукавами и протоками рек. Бассейн седиментации располагался значительно северо-западнее, уже за пределами прогиба, хотя и не на большом удалении от него.

По мере ингрессии бассейна и продвижения береговой линии в глубь прогиба при благоприятных климатических и тектонических предпосылках возникли необходимые палеогеографические условия для торфонакопления — образовалась обширная сеть озерных и озерно-болотных водоемов, которые периодически подвергались заболачиванию с образованием относительно выдержанных угольных пластов (см. фиг. 5). Эта сеть водоемов захватила огромную территорию, простиравшуюся до современного Чуно-Бирюсинского поднятия и, возможно, Непско-Катангского плоскогорья. В осадконакопление были вовлечены северо-западная и северо-восточная части прогиба. В восточной и юго-восточной его частях осадко- и угленакопление еще практически не началось — там в основном происходил размыв и вынос терригенного материала в более западные и северо-западные районы прогиба.

Образовавшиеся на аллювиальных отложениях озерные и озерно-болотные водоемы при последующем заболачивании привели к формированию первого угольного пласта, сложенного углем телинитовой структуры. В дальнейшем неоднократно повторявшиеся условия длительного заболачивания в озерных и озерно-болотных обстановках на северо-западе прогиба привели к формированию относительно мощных, но локально ограниченных торфяников. Малая ширина торфообразующей зоны определялась как доюрским рельефом и конкретными палеогеографическими условиями, так и малой устойчивостью общих условий осадко- и угленакопления в начальную стадию образования формации.



Фиг. 12. Поперечные профили через хр. Арга и прилегающие части юга Чулымской и севера Алтат-Назаровской впадин:

А — западный профиль, *Б* — центральный профиль, *В* — восточный профиль. *1* — доюрские породы; *2* — юрские и меловые отложения; *3* — четвертичные отложения; *4* — линии, показывающие предполагаемое залегание юрских и меловых отложений до их эрозии после поднятия хр. Арга

В спокойных условиях озерных и озерно-болотных обстановок заболачивающегося побережья развивались торфяники, в которых протекали процессы длительного разложения растительного материала с образованием преколлинитовых и коллинитовых, а в некоторых случаях только коллинитовых углей. В отдельных озерах накапливался сапропелевый материал, который впоследствии образовал ограниченные по площади пласты сапропелевых и сапропелево-гумусовых углей (Соболевское месторождение).

При рассмотрении строения аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации на площади ее распространения четко устанавливается неодинаковое количество озерно-болотных циклов и заключенных в них угольных пластов. Их мало в центре Чулымской впадины, несколько больше на южном и юго-восточном ее обрамлении, однако восточнее их количество вновь убывает (Рыбинская впадина), а затем они совсем исчезают. В сторону Чулымской впадины, т. е. в сторону той части прогиба, где располагался седиментационный бассейн, озерно-болотные циклы фациально замещаются в начале прибрежно-бассейновыми, в большинстве неугленосными циклами, а потом бассейновыми циклами. Подобного рода указания

имеются у ряда авторов, в том числе у В. П. Казаринова (1958_1). Наоборот, в сторону суши происходит объединение озерно-болотных циклов и соответствующих угольных пластов, причем в тех местах на площади прогиба, куда в тот момент достигала очередная ингрессия бассейна седиментации. Количество озерно-болотных циклов на возвышенных участках рельефа внутри прогиба (отдельные участки Итатского, Боготольского, Назаровского, Соболевского и других месторождений) зависит от того, когда они были вовлечены в осадко- и угленакопление.

В начальный период второго этапа образования формации произошло нарушение установившихся довольно однообразных условий осадко- и угленакопления. В результате общего восходящего движения всего прогиба в целом началась сильная эрозия не только областей сноса, но и частичный размыв ранее накопившихся осадков первой подформации. На всей территории прогиба широкое развитие получили аллювиальные отложения. Зона прибрежных болот отчасти была уничтожена, а в силу интенсивного разрушения возвышенных пространств, окружавших прогиб, в долинах рек уже не могли образовываться условия застойных водоемов. В это время не было благоприятных условий также для широкого развития пойменного аллювия (фиг. 6).

Наиболее грубый и наименее отсортированный аллювий накапливался восточнее Иркутска. По мере продвижения от пос. Коты, расположенного на берегу Байкала севернее устья Ангары, в сторону Иркутска и северо-западнее разногалечниковые валунные конгломераты постепенно сменяются сначала все более и более мелкогалечниковыми конгломератами, а затем гравелитами и крупнозернистыми аллювиальными песчаниками. Грубый материал указывает на близость области сноса и на сильно расчлененный рельеф, по своему облику приближавшийся к горному типу. В юго-восточной части прогиба также существовало много крупных возвышенностей, с которых сносился материал, слагавший аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения. По мере приближения к бассейну реки выходили в зону, рельеф которой был уже несколько снивелирован в процессе накопления осадков первой подформации, особенно на северо-западе прогиба. Разрушению подвергались также Непско-Катангское плоскогорье и прилегающие Чадобецко-Качемское валообразное поднятие и Северо-Байкальское нагорье. Присутствующие на Непско-Катангском плоскогорье «водораздельные галечники» и залегающие выше гравийно-песчаные отложения являются остатками древних рек, по которым во время образования первой и в начале формирования второй подформаций сносился обломочный материал в юго-западном направлении.

Линия побережья находилась на северо-западе прогиба; само побережье было открытое, хотя и имело, очевидно, причудливые контуры очертания. При довольно интенсивном (после поднятия) разрушении окружавших прогиб пространств и выноса большого количества обломочного материала в бассейн седиментации, а также неблагоприятных климатических и палеогеографических условий на обширной территории прогиба, в том числе и на самом побережье, в это время не возникало необходимых условий для формирования торфяников. Лишь в отдельных мелких озерах образовывались маломощные локальные торфяные залежи.

По мере выравнивания прибрежных пространств и выработки реками профиля равновесия возникали благоприятные условия для общего заболачивания побережья. В его пределах располагалась система крупных и мелких сообщающихся озерных и озерно-болотных водоемов, в которых сначала накапливались типичные озерные осадки, а затем — торфяники. По мере ингрессии бассейна прибрежные торфяники продвигались в глубь суши, а вместе с ними отступали реки. Подпруживание рек вызывало изменение общего плана речной сети и образование различного рода озерных водоемов (фиг. 7, 8). Одновременно с этим происходило изменение конфи-

гурации побережья и характера прибрежной зоны. Открытое побережье превращалось в побережье закрытого типа.

На больших пространствах прибрежной зоны образовывалась целая серия крупных и мелких плоских островов и полуостровов, поросших древесной и кустарниковой растительностью. Между ними протягивались в той или иной степени опресненные водоемы с различным режимом седиментации, который определялся прежде всего неодинаковой их удаленностью от устьев речных потоков и от открытой части морского бассейна. Существовавшее в начальный период второго этапа развития прогиба слабо выраженное в рельефе Южноенисейское поднятие в дальнейшем было нивелировано и уже не оказывало влияния на осадко- и угленакопление.

В результате неоднократных ингрессий и регрессий, обусловленных колебательными движениями, бассейн седиментации и зона побережья смещались. Это приводило к тому, что в каждом цикле заболачиванию подвергались разные участки суши, причем их заболачивание было неодинаковым по продолжительности. В согласии с этим русловой и пойменный аллювий вклинивался в отложения прибрежной зоны в различных участках прогиба. В целом в каждом цикле по отношению друг к другу происходило смещение зон распределения фаций на площади прогиба.

По мере образования второй подформации осуществлялась постепенная стабилизация осадко- и угленакопления в целом, благодаря чему в каждом последующем цикле возникали все более и более благоприятные условия для мощного торфонакопления. Образование мощных торфяных залежей происходило непосредственно на заболоченном побережье и связано оно или с аллювиально-прибрежно-бассейновыми и прибрежно-бассейновыми (южный и юго-восточный борт Чулымской впадины), или с аллювиально-прибрежно-бассейновыми, аллювиально-озерно-болотными и озерно-болотными (более южные и юго-восточные районы) обстановками.

Детальный литолого-фациальный анализ отложений второй подформации показал, что западная и северо-западная части прогиба, по сравнению с остальными его частями, развивались в более или менее спокойных, стабилизированных условиях. Это привело к относительно хорошей выдержанности циклов на сравнительно больших пространствах.

Сопоставление разрезов центральной (Чулымская скважина) и южной (Белогорская скважина) частей Чулымской впадины, Итатского, Боготольского, Алтатского, Назаровского, Соболевского и Красноярского месторождений угля позволяет не согласиться с построениями И. В. Лебедева (1956), который сопоставляет мощный пласт Итатского месторождения (пласт Итатский — до 75 *м*) с 280-метровым отрезком разреза Белогорской скважины, содержащим до 20 угольных пластов общей мощностью 60 *м*. Однако, если сопоставить эти участки разреза с учетом коэффициента уплотнения осадков и торфяников, то такая разница их мощности не будет объяснима. Последнее полностью подтверждается данными фациально-циклического анализа, согласно которому разрез Белогорской скважины имеет много общих черт с разрезом Итатского месторождения, а именно: сохраняется четкое разделение итатской свиты на две части (нижнюю, безугольную и верхнюю, угленосную) и резкое обособление в верхней части угольных циклов прибрежно-бассейнового и аллювиально-прибрежно-бассейнового типов. Однако в связи с постепенным увеличением в сторону Чулымской впадины (в сторону более открытых частей бассейна седиментации) осадков, имеющих более бассейновый характер, чем осадки Итатского месторождения, происходит сокращение угленосности разреза, уменьшение мощности угольных пластов, усложнение их строения за счет появления прослоев терригенных и терригенно-углистых пород, общее ухудшение их качества. В еще более отчетливой форме проявляется это в разрезе Чулымской скважины, где угленосность разреза еще более сокращается. По нашим данным, пласт Итатский Итатского месторождения

может быть сопоставлен с одним из верхних сложно построенных пластов (14 *м*) средней части соболевской свиты Белогорской скважины.

Уже в середине второго этапа образования формации озерно-болотное и прибрежно-бассейновое осадко- и угленакопление продвинулось несколько дальше в глубь прогиба, чем на первом этапе,— оно достигло северо-западной окраины Иркутской угленосной площади и, вероятно, северо-восточного края Мурской впадины (см. фиг. 7). Юго-восточнее и северо-восточнее последних продолжалось накопление аллювия уже в более спокойных, чем в начальную стадию, относительно хорошо разработанных долинах, развивавшихся уже на относительно выравненном рельефе. Только в районе Байкала по-прежнему накапливался грубый обломочный материал. Наряду с этим вначале отдельные возвышенности внутри прогиба частично были разрушены, а затем перекрыты осадками нижней части подформации.

В последующее время, характеризующее верхнюю половину второго этапа развития прогиба и образования угленосной формации, продолжалось дальнейшее смещение зон седиментации в сторону суши и происходила общая стабилизация условий осадко- и угленакопления (см. фиг. 8). Поэтому зоны мощного торфообразования возникли уже в северо-западной и центральной частях Иркутской угленосной площади — произошло накопление мощного угольного пласта на Азейском, Каранцайском, Новометелкинском, Черемховском и других месторождениях. По времени образования они, очевидно, были не совсем одновременны, и мощный пласт угля Черемховского месторождения несомненно несколько моложе, чем такой же пласт угля на Азейском или Каранцайском месторождениях. Одновременно относительно широкое развитие получили различные по размеру озера, в которых накапливался сапропелевый материал (Хахарейское, Будаговское и другие месторождения).

После осуществления мощного торфонакопления началось его постепенное ослабление и к концу второго этапа оно прекратилось на большей части территории прогиба. Произошло резкое изменение условий осадко- и угленакопления, которое вызвало отступание бассейна седиментации в северо-западном направлении и развитие на большой площади аллювиальных отложений (см. фиг. 9). Продолжавшееся обособление прогиба и смещение его оси в юго-западном направлении привело к относительному неодинаковому поднятию юго-западного и южного обрамлений прогиба и к некоторому изменению в распределении зон седиментации. Более интенсивное поднятие юго-западной окраины прогиба усилило вынос обломочного материала с северо-восточных отрогов Кузнецкого Алатау и западных районов Восточного Саяна и обусловило размыв отложений нижележащей подформации. В результате этого размыва в Итатском, Березовском, Алтат-Назаровском и других смежных районах наблюдается сокращенный разрез верхней части второй подформации. В какой мере этот размыв проявился в центральных районах Чулымской впадины, трудно сказать, но он, очевидно, выразился в общем обогащении песчаным материалом отложений генетических типов бассейновых фаций.

После некоторого усиления процессов эрозии, которыми ознаменовался третий этап, вновь началась ингрессия бассейна в северо-восточном и юго-восточном направлениях. К концу третьего этапа ингрессия достигла центральных районов Иркутской угленосной площади, причем зона прибрежных озер и болот захватила район Иркутска (см. фиг. 10). По сравнению с предыдущим этапом процессы заболачивания и образования торфяников протекали ослабленно — возникали только маломощные и невыдержанные на площади угольные пласты. Наряду с этим увеличилась роль прибрежно-бассейновых отложений, которые в конце третьего этапа накапливались в районах Каранцая и Тулуна. По характеру распределения фаций предположительно устанавливается менее интенсивный вынос обломочного мате-

риала с Непско-Катангского плоскогорья, что, очевидно, было связано с относительно меньшим опусканием северо-восточной части прогиба. Последнее не позволило проникнуть бассейну седиментации далеко в глубь суши.

Четвертый этап, отвечающий накоплению аллювиально-прибрежно-бассейновой карбонатно-углистой подформации, ознаменовался нарушением относительно стабилизировавшегося режима седиментации. Восходящие тектонические движения, которые в наиболее интенсивной форме проявились на юго-востоке прогиба, привели к регрессии бассейна седиментации в северо-западном направлении. На юго-востоке прогиба вновь широкое развитие получили аллювиальные отложения, которые в Прибайкальской полосе и Прииркутской впадине в нижней части сложены разногалечниковыми конгломератами и разнозернистыми гравелитами. Одновременно усилился вынос обломочного материала в бассейн седиментации, благодаря чему в самом основании четвертой подформации залегают грубозернистые песчаники и гравелиты с включениями отдельных галек. Кроме того, в пределах всей толщи подформации, представленной в основном зеленовато-серыми мелкозернистыми полимиктовыми, часто известковистыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов (количество которых постепенно возрастает в западном и северо-западном направлениях), то там, то здесь встречаются отдельные маломощные слои конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников. Наличие в основании разреза подформации прослоя конгломерата дает основание некоторым исследователям (Боголепов, 1960) допускать наличие непродолжительного перерыва в осадконакоплении. Нам кажется, что появление конгломератов следует объяснить усилением эрозии в более восточных и юго-западных частях прогиба и частичным выносом в бассейн седиментации более грубого материала. Это предположение подтверждается отсутствием в разрезах более удаленных от побережья частей бассейна континентальных осадков (Чулымская скважина), а также и тем, что отложения третьей и четвертой подформации связаны между собой постепенным переходом.

В северо-западном направлении по мере движения от суши в сторону бассейна седиментации аллювиальные отложения фациально замещаются прибрежно-бассейновыми и бассейновыми. На северо-западе Канско-Тасеевской впадины (бассейн р. Мурмы), как правило, преобладали прибрежно-бассейновые обстановки, наряду с которыми к концу четвертого этапа появились бассейновые обстановки. В пределах Чулымской впадины, вероятно, существовали условия еще более открытых и удаленных от побережья частей бассейна, в которых наряду с терригенными отложениями в небольшом количестве накапливались известняки, мергели и сильно обогащенные карбонатным материалом алевритово-песчаные осадки. В верхних частях перечисленные породы приобретают пестроцветную окраску, что указывает на появление первых признаков аридизации климата. В свою очередь, существование подобных условий седиментации не способствовало широкому и длительному заболачиванию прибрежных пространств, благодаря чему большинство циклов в разрезе и на площади являются безугольными, с редуцированными почвенными и подпочвенными образованиями.

На большей части территории прогиба верхняя часть четвертой подформации размыта и поэтому трудно судить об условиях накопления ее осадков. Наиболее полный ее разрез имеется в центральной части Чулымской впадины, где, как было показано выше, существовали прибрежно-бассейновые и бассейновые условия седиментации.

Для того чтобы в дальнейшем правильно расшифровать историю развития изученного региона в целом, необходимо в кратких чертах остановиться на строении и условиях накопления осадков вышележащей красноцветной гипсоносно-мергелистой формации неокома, которая устанавли-

вается К. В. Боголеповым (1960) для юго-востока Западно-Сибирской платформы.

В центральной части Чулымской впадины эта формация, по данным З. Н. Поярковой (1961), представлена переслаиванием глин, алевролитов и песчаников. Глины почти постоянно содержат известковистые включения. В нижней части формации (230 *м*) песчаники и алевролиты несколько преобладают над глинами. Песчаники зеленые и серые, обычно мелкозернистые, реже среднезернистые и даже крупнозернистые, иногда со слабо выраженной косой слоистостью. В них нередко содержатся катуны зеленых аргиллитов, а также стяжения белого и серого карбоната, вокруг которых наблюдается оторочка из мелких кристаллов пирита. Алевролиты серые и зеленые, массивные с горизонтальной, косоволнистой и косой слоистостью. В них изредка встречаются известковистые стяжения и мелкие кристаллы пирита. Глины серые, зеленые и красно-бурые, иногда алевритовые, часто горизонтальнослоистые, с катунами песчаников и аргиллитов, с известковистыми стяжениями и кристаллами пирита. Встречаются мономиктовые конгломераты, образованные скоплениями мелких известковистых стяжений, сцементированных глинистым и песчано-карбонатным материалом. В конгломератах иногда наблюдается слабозаметная косая слоистость.

Верхняя часть формации (514 *м*) отличается более пестрой окраской пород и преобладанием или равным соотношением глинистых и песчано-алевролитовых пород. Здесь встречаются маломощные прослои серых мергелей, светло-серых и серых известняков с пелитоморфной или мелкокристаллической структурой и обычно с примесью терригенного материала. Здесь же обнаружены ядра и отпечатки гастропод, пелеципод и остракод, указывающие на прибрежно-морские условия седиментации.

Анализ строения разреза и характера осадков позволяет говорить об их прибрежно-морском и частично морском генезисе. Об этом свидетельствует отсутствие не только аллювиальных, но и озерных, озерно-болотных и болотных отложений. Чередующиеся в разрезе генетические типы отложений образуют прибрежно-бассейновые (прибрежно-морские) и бассейновые (морские) циклы. Каждый такой цикл начинается осадками наиболее мелководной и прибрежной зоны бассейна, представленными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. В средней и верхней частях формации циклы, как правило, являются морскими и сложены глинами, аргиллитами, мергелями и известняками.

В северном направлении наблюдается постепенное увеличение отложений, образование которых происходило в более открытых частях морского бассейна. Так, на самой северо-западной окраине прогиба (Максимкинярская скважина) разрез рассматриваемой формации, по данным З. Н. Поярковой (1961), представлен толщей (710 *м*) сероцветных и в большей мере пестроцветных и красноцветных пород. Формация сложена чередованием песчаников, алевролитов, глин и аргиллитов, которые в разных частях разреза в той или иной мере известковисты. Она заканчивается толщей глин и аргиллитов с прослоями глинистых и известковистых алевролитов и песчаников. Здесь, а также и в средней части формации встречаются отдельные прослои известняков и мергелей. В нижней части формации встречена фауна пелеципод и остракод.

На южном борту Чулымской впадины (Белогорская скважина) разрез формации начинается маломощным (1,9 *м*) слоем конгломерата, состоящего из хорошо окатанной разнообразной, в основном глинистой гальки. Его наличие свидетельствует о размыве нижележащих отложений (далее на юг и юго-восток следы размыва проявляются в более отчетливой форме). В целом формация сложена чередованием песчаников от крупно- до мелкозернистых, алевролитов, аргиллитов, мергелей и известняков. Изредка в ее составе встречаются конгломераты, образованные галькой известняков,

глин и других пород. Породы формации очень часто известковисты и изредка содержат включения отдельных обрывков растений. Разрез ее здесь имеет более четкое циклическое строение — ее отложения образуют прибрежно-бассейновые (прибрежно-морские) и в меньшей мере типично бассейновые (морские) циклы. Все они безугольные и образованы в большей части песчаными отложениями, характеризующими подвижное и сильноподвижное мелководье (подводные валы, отложения центральных частей подводной дельты).

Южнее, в Итатской и Березовской впадинах самые нижние горизонты рассматриваемой формации были вскрыты скважинами в отдельных разрозненных точках. Ее породы со следами размыва залегают на отложениях мезозойской угленосной формации. В составе рассматриваемой формации здесь участвуют пестроцветные аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников и доломитизированных известняков. В основании ее разреза залегают базальные конгломераты, гравелиты и разнозернистые песчаники. Последние входят в состав аллювиально-бассейнового цикла и являются переходными к отложениям подводной дельты. В остальной части разреза формации ее отложения образуют прибрежно-бассейновые циклы.

На восточном борту Чулымской впадины, по данным К. В. Боголепова (1960) и ограниченным материалам автора, к данной формации может быть отнесена вскрытая скв. 3 (западный склон Пировского поднятия) толща песчано-глинистых отложений, образованная прибрежно-бассейновыми (включая лагунные осадки) и бассейновыми циклами. Ее разрез отличается от аналогичного разреза на южном борту Чулымской впадины бóльшей однородностью состава пород, лучшей сортировкой слагающего их материала, более мелкой размерностью осадков (песчаники мелкозернистые, алевролиты глинистые, аргиллиты), постепенными переходами между различными литогенетическими типами. Отложения формации содержат прослои и линзы известняков и мергелей, а также некоторые горизонты, обогащенные карбонатным материалом.

Изучением генезиса осадков красноцветной гипсоносно-мергелистой формации неокома занимались В. П. Казаринов ($1958_{1, 2}$), К. В. Боголепов (1960) и др. К. В. Боголепов считает, что она образовалась в условиях сухого жаркого, по-видимому, полупустынного климата в обширных бассейнах озерного и лагунного типа. Полупустынный характер ландшафта, по его мнению, подчеркивается отсутствием в ее отложениях растительных остатков. На типично бассейновые условия их образования указывает несколько иное здесь строение бассейновых циклов. Все они не содержат самых прибрежных и тем более озерных и озерно-болотных отложений. Каждый такой цикл, как правило, начинается и заканчивается осадками прибрежного подвижного мелководья, между которыми заключены алевритово-глинистые, иногда карбонатные осадки более глубоководных частей бассейна.

После накопления осадков красноцветной гипсоносно-мергелистой формации неокома произошло оживление тектонической жизни прогиба; он был полностью превращен в сушу. Наступил перерыв в осадконакоплении, который на самом северо-западе прогиба был непродолжительным. За это время сам прогиб и окружающие его пространства, за исключением его юго-восточных частей, были в значительной степени пенепленизированы, что в сочетании с другими факторами создало необходимые условия для интенсивного развития процессов глубокого химического выветривания. По данным К. В. Боголепова (1960), в пределах Чулымской впадины возникла каолинитово-латеритная аптская кора выветривания, сохранившаяся только там, где произошло последующее осадконакопление. В настоящее время она установлена на склонах хр. Арги, в Кемчугских горах и вдоль западного склона Енисейского кряжа (Боголепов, 1960). Отложе-

ния аптской коры выветривания и красноцветной гипсоносно-мергелистой формации неокома в центральной и внешней частях Чулымской впадины перекрыты осадками сидеритово-каолинитовой (альб— сенон) формации, а на южном и восточном ее склонах — бокситовой (альб) формации (по К. В. Боголепову, 1960).

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ АНГАРО-ЧУЛЫМСКОГО МЕЗОЗОЙСКОГО ПРОГИБА

Ангаро-Чулымский прогиб заложился в рэт-лейасовое время в юго-восточном углу Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы. Опускание прогиба, пришедшее сюда из ее центральных и северных районов, в течение юры и мела постепенно распространялось в юго-восточном направлении, захватывая все новые и новые районы.

К концу образования первой, аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации, в прогибание и осадко- и угленакопление, помимо юго-востока Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы, были вовлечены: северная часть верхнепалеозойского Минусинского прогиба и юго-западная окраина Сибирской докембрийской платформы. Южная окраина последней также подвергалась опусканию, хотя еще и являлась областью усиленной денудации.

Рельеф прогибавшейся территории, несмотря на предшествовавший длительный континентальный перерыв, был относительно сильно расчлененным. Так, хорошо выраженное в рельефе Мариинское поднятие, располагавшееся в пределах современных северо-восточных отрогов Кузнецкого Алатау, и Южноенисейское поднятие просуществовали до конца времени образования первой подформации, а последнее в сильно сглаженном виде возвышалось даже до середины времени образования второй подформации. Менее возвышались в рельефе Аргинское и Ужур-Балахтинское поднятия, которые еще в начальную стадию образования прогиба были перекрыты отложениями первой подформации.

Расчлененный рельеф был характерен и для северо-восточной части прогиба. В его юго-восточной части существовал еще более расчлененный рельеф, который постепенно переходил в окружавшие возвышенные пространства. Внутри прогиба выделялись Тулунская, Кирейская, Черемхово-Хортагнинская и Харат-Ользонская (Заангарская) возвышенности, которые прекратили свое существование только к середине времени образования второй подформации.

К этому же времени, после того как произошло относительное поднятие окружавших пространств, прогиб более или менее оформился в крупную, сложно построенную синеклизу, обрамленную возвышенными пространствами: на юго-западе и юге Алтае-Саянской складчатой областью, на востоке — Байкальской горной страной, на северо-востоке Непско-Катангским плоскогорьем (разделявшим Ангаро-Чулымский и Вилюйский прогибы), на севере — Североенисейским антиклинорием и Иркинеево-Чадобецким массивом. На северо-западе прогиб открывался в сторону центральных районов Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы.

Прогиб в начальную стадию имел более или менее симметричное строение; его «основная» ось проходила северо-восточнее современных контуров Иркутской угленосной площади и через юго-восточный угол Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы уходила в северо-западном направлении. На первый взгляд казалось бы, что она должна была проходить как можно ближе к глубинному Саянскому разлому, ограничивающему с юга и юго-запада Сибирскую платформу, т. е. вдоль зоны, которая могла быть более мобильной и скорее подвергнуться опусканию. Однако прогиб начал закладываться вдали от края платформы, и только со временем его ось смещалась на юго-запад, к краю пос дней. Одновременно

с поднятием края платформы прогиб становился все более и более асимметричным. Это подтверждается анализом доюрского рельефа, его соотношением с современным рельефом основания прогиба, большой мощностью и распространением аллювия во второй и третьей подформациях юго-востока прогиба. Есть все основания предполагать, что исходная мощность формации в целом на юго-востоке прогиба, вдоль его первоначальной оси, была не меньшей, а возможно и несколько большей, чем та, которая установлена в так называемой «зоне передовых впадин субгеосинклинального накопления» (Деев, 1957). От «основной» оси прогиба восточнее Красноярска в сторону Непско-Катангского плоскогорья отходила «второстепенная» ось прогиба (в начальную стадию они имели приблизительно равное значение).

Вдоль «основной» оси прогиба, с юго-востока на северо-запад проходила основная водная артерия — р. Праангара, дренировавшая Байкальскую горную страну и, возможно, расположенные северо-восточнее горные массивы. Река второго порядка, стекавшая с Непско-Катангского плоскогорья, очевидно, совпадала с «второстепенной» осью и являлась второй по величине рекой прогиба.

После первого этапа, закончившегося накоплением отложений аллювиально-озерно-болотной циклически построенной слабо угленосной подформации, произошло оживление тектонической жизни не столько самого прогиба, сколько окружавших его с северо-востока и главным образом с востока и юго-востока возвышенных пространств. Следствием этого явилась регрессия бассейна седиментации в сторону Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы и широкое развитие в пределах прогиба руслового и пойменного аллювия, делювиально-пролювиальных и частично озерно-болотных и болотных осадков.

Приблизительно в первую треть времени образования второй аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновой угленосной подформации бассейн седиментации ингрессировал в северо-восточном и юго-восточном направлениях и к концу времени накопления осадков второй подформации достиг северо-западной окраины Иркутской угленосной площади и центральной части Мурской впадины.

В результате неоднократных ингрессий и регрессий в конечном итоге образовались циклически построенные отложения второй и третьей угленосных подформаций, сложенных широкой гаммой осадков — от аллювиальных и делювиально-пролювиальных до прибрежно-бассейновых и типично бассейновых (морских). Ингрессии и регрессии бассейна седиментации смещали зоны прибрежных торфяных болот. Те регионы, в пределах которых сохранялся стабилизированный режим опускания и для которых была характерна смена условий осадконакопления с преимущественно континентальных на преимущественно бассейновые, подвергались более длительному и более обширному заболачиванию с накоплением мощных торфяников. Последние возникали не случайно, а вследствие определенно направленного во времени и пространстве развития прогиба. В аллювиально-озерно-болотных, аллювиально-прибрежно-бассейновых и аллювиально-бассейновых обстановках формировались торфяники со слабым разложением в них растительного материала (телинитовые угли), а в озерно-болотных и прибрежно-бассейновых — торфяники с сильным разложением в них растительного материала (коллинитовые угли).

Если проанализировать разрез формации во времени, то можно наблюдать, как снизу вверх происходит сперва более или менее интенсивное нарастание угленосности, которая в какой-то момент достигает своего максимума, а затем довольно постепенно убывает и в конце концов совсем исчезает.

Темп нарастания и убывания угленосности по разрезу и на площади весьма различен и в каждом отдельном случае определяется сочетанием

конкретных палеогеографических и палеотектонических обстановок осадко- и угленакопления. Так, на северо-западе прогиба, где разрез характеризует внешний край формации, обращенный в сторону бассейна седиментации, темп нарастания угленосности был постепенным, мощному пласту второй подформации предшествовали шесть-семь пластов значительно меньшей мощности. Наоборот, на юго-востоке прогиба, где прослеживается край формации, обращенный в сторону древней суши, темп нарастания угленосности был стремительным и уже практически первый пласт угля является мощным. Выше этого пласта по разрезу здесь повсеместно наблюдается сокращение угленосности и постепенное уменьшение роли континентальных главным образом аллювиальных осадков. После мощного торфонакопления они резко уступают место сначала прибрежно-бассейновым, а затем бассейновым (морским) отложениям. Следовательно, мощное торфонакопление отражает переломный момент в условиях образования угленосной формации и истории развития прогиба. Аналогичного рода закономерность была установлена автором в строении юрской угленосной формации Тувинского мезозойского межгорного прогиба (Тимофеев, 1954).

К концу второго этапа образования мезозойской угленосной формации наметилось отчетливое смещение «основной» оси прогиба к его юго-западному борту и более интенсивное прогибание его вдоль этой оси. Это, в свою очередь, привело если не к абсолютному, то во всяком случае к относительному (различному по амплитуде и интенсивности) поднятию окружавших прогиб возвышенных пространств, особенно их южных и юго-западных частей. Нам кажется, что прав Е. В. Павловский (1956), когда он относит образование обширного сводового поднятия, охватившего Прибайкалье и современное нагорье Восточного Саяна, к середине юры, а не к концу лейаса, как это делает Ю. П. Деев (1962). Этот вывод Е. В. Павловского полностью подтверждается нашими данными, полученными в результате формационного анализа мезозойских отложений изученной территории. В это же время началось становление Ангаро-Чулымского прогиба как самостоятельного и четко выраженного мезозойского структурного элемента юго-востока Западной и юга Центральной Сибири.

Более интенсивное опускание дна прогиба вдоль его «основной» оси несомненно обусловило и наиболее значительное смещение зон седиментации в юго-восточном направлении. Последнее местами привело к усложнению строения разрезов второй, третьей и четвертой подформаций. Оно выразилось во вклинивании аллювиальных осадков в прибрежно-бассейновые с одновременным размывом ранее образовавшихся отложений, в том числе угольных пластов, в появлении новых маломощных и ограниченных по площади угольных пластов. Наряду с этим на юго-западе прогиба наиболее интенсивно происходил размыв осадков в межподформационные периоды — между второй и третьей, третьей и четвертой подформациями. С этим, в частности, связано резкое сокращение мощности Итатского угольного пласта, а местами его полное исчезновение между Итатским и Боготольским месторождениями. Подобная тенденция сохранилась и после образования мезозойской угленосной формации, в результате чего на юго-западе прогиба имеется сокращенная мощность четвертой подформации в тех местах, где она перекрывается красноцветной гипсоносно-мергелистой формацией неокома (фиг. 11).

Аналогичные усложнения строения формации и ее отдельных подформаций наблюдаются также и в других местах, для которых с достоверностью установлен дополнительный привнос обломочного материала реками. Такие усложнения установлены в Саяно-Партизанской и Рыбинской впадинах и на них мы уже обращали внимание при характеристике строения второй подформации в этих районах. Не вызывает сомнения и существование древней Палеооки, являвшейся крупным левым притоком Праангары. К концу

второго этапа развития прогиба и в последующее время Палеоока, очевидно, впадала непосредственно в бассейн седиментации.

Усложнение строения разреза формации в связи с привносом Палеоокой обломочного материала и заболачивания ее дельты очень отчетливо проявляется на юге Новометелкинского месторождения и в прилегающих к нему районах. По сравнению с юго-западной частью прогиба в этих районах возможно, в меньшей мере, проявились местные межподформационные размывы, что с нашей точки зрения может быть объяснено относительно меньшей амплитудой поднятия прилегающих бортов прогиба. Сходные условия осадко- и угленакопления, очевидно, были характерны и для других участков прогиба, где наблюдался дополнительный привнос материала.

Как уже было показано выше, мощное торфонакопление на территории прогиба было неодновременным и постепенно омолаживалось по мере смещения зон седиментации снизу вверх по разрезу в юго-восточном и северо-восточном направлениях. Так, пласт Итатский, он же Мощный, он же Боготольский (западная часть открытого сектора Канско-Ачинского угольного бассейна) несколько древнее пласта Бородинского (Рыбинская впадина); последний древнее пласта Мощного из Азейского и Каранцайского месторождений (Ока-Удинская впадина); в свою очередь он древнее пласта Мощного из Черемховского месторождения (Прииркутская впадина). Следовательно, переломный момент в условиях образования угленосной формации не был одновременным на всей территории прогиба: на северо-западе прогиба он наступил в средней части второй подформации, а на юго-востоке — в конце второй подформации (примерное его положение показано пунктирной линией на фиг. 11). Подобного рода омоложение угленосности в целом и ее смещение снизу вверх по разрезу, с запада на восток, характерно для всего угленакопления на территории СССР.

Четвертый этап развития прогиба ознаменовался резким нарушением установившихся ранее условий осадко- и угленакопления. Поднятие окружавших его с востока, юго-востока и частично с юго-запада возвышенных пространств привело к усилению их денудации, выносу большого количества обломочного материала на территорию прогиба и к частичному размыву ранее накопившихся отложений третьей подформации. На юго-востоке прогиба вновь широкое развитие получил аллювий, который в его центральной части сменялся прибрежно-бассейновыми, а затем и отложениями более удаленных от побережья частей бассейна.

После накопления осадков четвертой подформации Ангаро-Чулымский прогиб, вероятно, еще не закончил своего существования. Его центральная, северо-восточная и юго-восточная части были превращены в сушу и подверглись разрушению. Затем в довольно скором времени произошла ингрессия морского бассейна, захватившая значительную часть прогиба. Из анализа распределения фаций красноцветной гипсоносно-мергелистой формации неокома во времени и на площади Чулымской впадины и прилегающих с юга смежных районов следует, что соответствующие прибрежно-морские и континентальные, в том числе аллювиальные, осадки накапливались южнее и восточнее современных контуров ее распространения. Об этом, в частности, уже свидетельствуют находки прибрежно-морских отложений в бассейне р. Мурмы (Мартинсон, 1961). Вполне вероятно, что одновозрастные с красноцветной гипсоносно-мергелистой формацией неокома осадки будут обнаружены в других районах Канско-Тасеевской и Мурской впадин.

После образования красноцветной гипсоносно-мергелистой формации неокома Ангаро-Чулымский прогиб почти полностью на длительное время превратился в сушу. Только северо-западная часть его в довольно скором времени вновь подверглась опусканию уже непосредственно в составе Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы. Это подтверждается находками на северо-западе прогиба хорошо выраженной каолинитово-латерит-

ной аптской коры выветривания (Боголепов, 1960) и отсутствием на значительной части прогиба ранее накопившихся осадков четвертой подформации мезозойской угленосной формации и красноцветной формации неокома.

В связи с выделением нами Ангаро-Чулымского прогиба необходимо кратко остановиться на правомочности выделения Вилюйско-Ангарского прогиба, установленного в свое время И. И. Красновым и В. Л. Масайтисом (Масайтис, 1955). Нам представляется, что такой прогиб как самостоятельная древняя палеоструктурная единица не существовал, а его юго-западная и северо-восточная половины соответственно являлись периферическими частями Ангаро-Чулымского и Вилюйского (Лено-Вилюйского) прогибов.

Выше нами было выявлено распределение зон осадко- и угленакопления и их развитие во времени и на площади Ангаро-Чулымского прогиба. Установлено, что по мере движения с северо-запада и запада на восток вообще и на северо-восток в частности наблюдается постепенный переход бассейновых (морских) отложений в континентальные (аллювиальные, делювиально-пролювиальные, озерно-болотные и болотные) — бассейновая седиментация сменяется образованием осадков на суше. Для Вилюйского прогиба и прилегающих с юго-запада к нему территорий доказана обратная картина распределения морских и континентальных отложений. Так, морские отложения верхней половины нижней юры центральных частей Вилюйской впадины к юго-западу постепенно сменяются сначала прибрежно-морскими, а затем континентальными отложениями. «Наиболее западным пунктом, где развиты палеонтологически охарактеризованные морские отложения нижней юры, являются бассейны среднего и нижнего течения р. Чоны. В бассейне рек Нижней Тунгуски и Тэтэрэ, в Ангаро-Илимском районе и бассейне рек Бирюсы и Уды они представлены исключительно континентальными фациями» (Плотникова и Равский, 1962, стр. 254).

Таким образом, из распределения фаций в разрезе и на площади устанавливается, что при движении как со стороны Ангаро-Чулымского прогиба на северо-восток, к Вилюйскому прогибу, так и со стороны Вилюйского прогиба на юго-запад, к Ангаро-Чулымскому прогибу, наблюдается постепенное замещение морских отложений континентальными. Следовательно, между прогибами располагалась древняя суша — Непско-Катангское плоскогорье. Размеры этой суши в разные периоды были неодинаковыми и зависели от конкретных палеогеографических обстановок осадко- и угленакопления. Терригенный материал, поступавший из этих районов в бассейны седиментации Ангаро-Чулымского и Вилюйского прогибов, сносился не только с Непско-Катангского плоскогорья, но и с прилегающих к последнему и возвышающихся над ним Чадобецко-Качемского валообразного поднятия и Северо-Байкальского нагорья. С этими путями миграции, как уже указывалось выше, связано присутствие части «водораздельных галечников».

На неоднородность строения Вилюйско-Ангарского прогиба указывали как авторы, выделившие этот прогиб (Масайтис, 1955), так и М. М. Одинцов (1962), М. И. Плотникова и Э. И. Равский (1962) и многие другие. Так, М. М. Одинцов разделяет Вилюйско-Ангарский прогиб на две структурно-фациальные зоны: юго-западную, Ангаро-Тунгусскую, и северо-восточную, Вилюйско-Тунгусскую, несколько различающиеся по характеру строения разреза, по времени появления осадков и по другим признакам.

М. И. Плотникова и Э. И. Равский, рассматривая строение и состав континентальных юрских отложений Вилюйско-Ангарского прогиба, отмечают более или менее однородное строение их разреза на больших пространствах, близость петрографического и количественного состава крупнообломочного материала. Только в бассейне р. Чоны (северо-восточная часть прогиба) содержание экзотического материала в гальке уступает количеству обломков местных коренных пород (траппов, туфов и

нижнепалеозойских осадочных пород). М. И. Плотникова и Э. И. Равский указывают, что в Вилюйско-Ангарском прогибе наблюдается «... полное сходство минералогического состава шлихов, который характеризуется преобладанием ильменита, граната и магнетита при постоянной примеси циркона, рутила и др.» (стр. 254). Очень интересными являются их наблюдения над различиями в степени выветрелости пород. «Если в бассейнах рек Нижней Тунгуски и Тэтэрэ (северо-восточная часть прогиба.— *П. Т.*) процессы выветривания проявились в высвобождении окислов железа и во вторичном ожелезнении осадков, то в Ангаро-Илимском районе и в еще большей степени в бассейнах рек Чуны и Бирюсы (юго-западная часть прогиба.— *П. Т.*) выветривание зашло значительно дальше. Здесь оно выразилось в замещении наименее устойчивых компонентов изверженных пород глинистыми минералами коры выветривания (монтмориллонит, гидрослюды и др.) и в сохранении реликтов галек неустойчивых пород. Вторичное ожелезнение составляет характерную черту пород в этих районах.

Вероятно, наблюдающееся увеличение интенсивности выветривания юрских отложений в юго-западном направлении находится в связи с иными физико-географическими и в первую очередь климатическими условиями» (стр. 254, 257).

Приведенные выше высказывания М. М. Одинцова, М. И. Плотниковой и Э. И. Равского о характере строения Вилюйско-Ангарского прогиба полностью подтверждают наш вывод о том, что бóльшая, северо-восточная, и меньшая, юго-западная, его части являются внутренними, обращенными в сторону суши, окраинами соответственно Вилюйского и Ангаро-Чулымского прогибов. Вполне понятны однородность петрографического состава, количественные соотношения крупнообломочного материала и полное сходство минералогического состава шлихов песчаных пород, поскольку в Ангаро-Чулымский и в Вилюйский прогибы выносился приблизительно один и тот же материал, поступавший с одних и тех же источников сноса.

Существенными являются отличия в выветрелости пород, которые возможно указывают на какие-то различия климата. Непско-Катангское плоскогорье являлось не только областью орографического разграничения Вилюйского и Ангаро-Чулымского прогибов, но и областью, которая обособляла специфические особенности формирования осадков.

В процессе образования мезозойской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба климат не оставался постоянным — в различные промежутки времени и в различных участках прогиба он был неодинаковым. Исследования палинологов и палеоботаников — В. А. Вахрамеева ($1957_{1,2}$), В. Д. Принады (1944) и других показали, что в среднемезозойское время климат северных районов Азии, к которым относится и Ангаро-Чулымский прогиб, был весьма умеренным и влажным. Это подтверждается обилием произраставшей папоротниковой, хвойной и гинкговой растительности, послужившей материалом для накопления торфяников. Однако вертикальная климатическая зональность несомненно обусловливала зональное распределение растительности и сказывалась на составе спорово-пыльцевых комплексов.

Г. Г. Мартинсон (1961) считает, что «в средне- и верхнемезозойское время в пониженных частях рельефа, на побережье водоемов, развивалась пышная флора папоротников и хвощей, тогда как на окружающих впадины возвышенностях произрастала хвойно-гинкговая тайга» (стр. 287). Аналогичная картина имела место и в Ангаро-Чулымском прогибе. Кроме того, между отдельными его частями имелись некоторые климатические различия. Так, юго-восточная часть прогиба, удаленная на тысячу и более километров от бассейна седиментации и имевшая более высокие абсолютные отметки, вероятно была также заселена хвойной и гинкговой растительностью.

На северо-западе прогиба во время образования четвертой подформации резко ослабли процессы углеобразования, что было вызвано сменой гумидного климата переходным к аридному. Уже в неокоме внутри Ангарского материка возникла область жаркого засушливого климата (Вахрамеев, 1957_1). К. В. Боголепов (1960), учитывая данные спорово-пыльцевых анализов, считает, что климатические изменения верхнеюрского времени фиксируются обеднением видового состава папоротникообразных растений и преобладанием пыльцы хвойных, среди которой обращает на себя внимание присутствие кипарисовых, древних форм благородного кедра и широкое развитие брахифиллума, являющегося одним из характерных компонентов верхнеюрской флоры. Ксероморфный облик брахифиллума позволяет считать этот род произраставшим в относительно засушливых условиях. Иссушение климата, по мнению К. В. Боголепова, способствовало появлению в верхнеюрское время первых представителей субтропических папоротников семейства Schizaeaceae (*Ligodium*). Дальнейшие изменения привели к формированию здесь в неокоме четко выраженного сухого жаркого климата, по-видимому, полупустынного типа.

На юго-востоке прогиба изменения в климате произошли значительно позднее и впервые они ощущаются в самых верхах (оставшихся от размыва) отложений четвертой подформации (фиг. 11).

Различия в климате, палеогеографические и тектонические особенности образования угленосной формации сказались на распределении в прогибе и на его обрамлении типов растительности и ее эволюции во времени и пространстве. Разбирая значение флоры и остатков позвоночных животных для сопоставления континентальных отложений, Г. Г. Мартинсон (1961) пишет, что растительные ассоциации «обычно связаны с различной климатической зональностью, которая особенно сказывается в межгорных впадинах. Длительная местная климатическая стабилизация, характерная для некоторых геологических периодов, вызывала местами и замедление эволюционного процесса в растительном мире, что создавало весьма неоднородную картину в развитии флоры и затрудняло построение стратиграфических схем» (стр. 146).

Отсутствие в юрское и нижнемеловое время в северных районах Азии резкой смены растительных ассоциаций, на что указывают В. А. Вахрамеев (1957_1), В. Д. Принада (1944) и другие, несомненно определялось длительной стабильной климатической зональностью. Именно она привела к неравномерному развитию и расселению флоры в пределах Ангаро-Чулымского прогиба. Поэтому ничего нет удивительного в том, что на юго-востоке прогиба в отложениях второй подформации (заларинская и нижняя часть черемховской свиты) встречаются остатки растений и спорово-пыльцевые комплексы, характерные для первой подформации северо-западной части прогиба (макаровской свиты). Ю. П. Деев (1962) и другие считают, что отложения этих свит одновозрастны и могут быть сопоставлены между собою. Однако детальное литолого-фациальное изучение этих отложений с учетом конкретных палеогеографических и тектонических обстановок осадко- и угленакопления показало, что заларинская и нижняя чать черемховской свиты, с одной стороны, и макаровская свита, с другой стороны, хотя и содержат почти одни и те же растительные остатки и спорово-пыльцевые комплексы, но все же не являются одновозрастными образованиями. Их следует рассматривать как сходные в литолого-фациальном отношении отложения, но возникшие не одновременно, а в результате направленного изменения палеогеографических обстановок в различных частях прогиба в различное время.

Находки фауны гастропод, пелеципод, филлопод, остракод, насекомых и остатков рыб подтвердили установленный ранее посредством литолого-фациального изучения и формационного анализа более молодой возраст

угленосной формации юго-восточной части прогиба по сравнению с его северо-западной и юго-западной окраинами. Выводы Г. Г. Мартинсона (1961) о верхнеюрско-нижнемеловом возрасте черемховской и присаянской свит северо-запада Иркутского угленосного бассейна (Каранцайское месторождение), вероятно, пока нельзя считать окончательными. Для решения вопроса о возрасте этих свит необходимо в полной мере привлечь детальный литолого-фациальный и формационный анализы. В совокупности с палеофлористическими, палинологическими и палеофаунистическими данными они позволят произвести уточнение сопоставления отложений, входящих в состав мезозойской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба.

Существующее в настоящее время подразделение угленосной толщи Иркутского бассейна на свиты не согласуется с общим ходом осадко- и угленакопления в Ангаро-Чулымском прогибе. Полученные автором новые данные позволяют угленосную толщу Иркутского бассейна расчленить на следующие три свиты, отвечающие этапам развития Ангаро-Чулымского прогиба в целом и его юго-востока в частности: нижнюю — черемховскую, среднюю — прииркутскую и верхнюю — иркутско-присаянскую [1]. Черемховская свита отвечает первой и второй подформациям, прииркутская — третьей и иркутско-присаянская — четвертой подформации. Соотношение этих свит со свитами, выделенными Ю. П. Деевым (1962), показано в табл. 3 (см. также фиг. 11).

Таблица 3

Сопоставление подразделений мезозойских угленосных отложений юго-восточной части Ангаро-Чулымского прогиба

(Иркутский угленосный бассейн)

По Ю. П. Дееву	По И. П. Тимофееву
Присаянская свита	Иркутско-присаянская свита
Черемховская свита	Прииркутская свита
Заларинская свита	Черемховская свита

Необходимо также в дальнейшем уточнить возраст угленосных отложений Мурской впадины и сопоставить их с аналогичными отложениями, развитыми в смежных районах. М. М. Одинцов и его соавторы (1961), учитывая главным образом данные спорово-пыльцевого анализа, относят их к лейасу, хотя и допускают, что наряду с ними в Мурской впадине присутствуют и более молодые мезозойские отложения, вплоть до меловых. Исходя из направленного изменения фаций и палеогеографических обстановок, осадко- и угленакопления в разрезе и на площади Ангаро-Чулымского прогиба, нам кажется, что более правдоподобным будет лишь незначительную часть угленосных отложений этой впадины относить к нижней юре, а их остальную, большую часть — к средней и верхней юре и сопоставлять с отложениями первой, второй и третьей подформаций. В фациальном отношении они являются более континентальными

[1] Вопрос о названиях свит не является принципиальным и в дальнейшем может быть окончательно решен при специальном рассмотрении.

отложениями, чем одновозрастные с ними породы Канско-Тасеевской впадины.

Угленосная формация Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба четко обособлена во времени и пространстве, имеет трансгрессивно построенный разрез и отвечает определенному этапу в истории развития земной коры юго-востока Западной и юга Центральной Сибири. Отложения этой формации повсеместно с эрозионным размывом залегают на палеозойских и допалеозойских породах. Верхняя граница формации также является эрозионной и определяется перерывом в осадконакоплении, который на юго-востоке прогиба, очевидно, наступил несколько раньше, чем на его северо-западе.

Границы подформаций в большинстве случаев также отчетливо выделяются в разрезе, поскольку они на большей части прогиба обязаны регрессии бассейна седиментации и широкому образованию в связи с этим аллювиальных отложений. Исключение представляет самая северо-западная часть прогиба, где верхняя половина разреза формации сложена прибрежно-бассейновыми осадками, различные генетические типы которых, как правило, постепенно переходят один в другой. Поэтому между второй и третьей, третьей и четвертой подформациями в центральной части Чулымской впадины они устанавливаются с трудом (на фиг. 11 показаны сплошной тонкой линией).

Нижняя и верхняя границы формации являются «скользящими», во времени и пространстве. Границы же подформаций, как было показано выше, частично совпадают с границами свит (см. фиг. 11). Последние в составе юрских отложений юго-востока Западной и юга Центральной Сибири выделены в основном по литологическим признакам. Границы между свитами фиксируют скорее изменения состава отложений, чем эволюцию развития растительного и животного мира. Поэтому ничего нет удивительного в том, что границы свит и подформаций частично совпадают. В дальнейшем, когда накопится достаточное количество данных определения флоры, фауны и спорово-пыльцевых комплексов, в составе отложений формации будут выделены ярусы. И тогда границы ярусов и подформаций несомненно будут пересекать друг друга.

Таким образом, в пределах Ангаро-Чулымского прогиба возникло вполне законченное во времени и пространстве обусловленное трансгрессивно-построенное седиментационное образование, отвечающее определенному этапу развития юго-востока Западной и юга Центральной Сибири в мезозойское время. Последующие тектонические движения постепенно разобщили некогда единое поле юрских угленосных отложений на ряд частей, наиболее крупными из которых в настоящее время являются Иркутский каменноугольный и Канско-Ачинский буроугольный бассейны.

ЛИТЕРАТУРА

Аксарин А. В. Схема стратиграфического расчленения юрских угленосных отложений Канского бассейна. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г.». Л., Гостоптехиздат, 1957.

Аксарин А. В. Рыбинская впадина. В кн.: «Геология СССР, том. XV». Красноярский край, ч. 1, Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат, 1961.

Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Сост. Л. Н. Ботвинкина, Ю. А. Жемчужников, П. П. Тимофеев и др. Изд-во АН СССР, 1956.

Белянкин Л. Ф. и др. Карта нижнемезозойского (T—I_2) угленакопления на территории СССР, масштаб 1 : 5 000 000. Л.—М., Изд. Лабор. геол. угля АН СССР, 1959.

Боголепов К. В. Стратиграфия и основы формационного расчленения континентальных мезозойских и третичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. Автореф. диссерт. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. М., 1960.

Бочковский Ф. А. Угольные месторождения южной части Красноярского края. В кн.: «Полезные ископаемые Красноярского края». Изд-во АН СССР, 1959.
Бурцев М. П. Канско-Ачинский угольный бассейн. Геологическое строение и угленосность. Изд-во АН СССР, 1961.
Вахрамеев В. А$_1$. Ботанико-географическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское и меловое время. В кн.: «Вопросы палеогеографии и биостратиграфии». М., Госгеолтехиздат, 1957.
Вахрамеев В. А$_2$. Стратиграфия мезозойских отложений восточной и южной частей Сибирской платформы (проект унифицированной и корреляционной схем). В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г.» Л., Гостоптехиздат, 1957.
Великовская Е. М. Юрские угленосные отложения Енисейского кряжа (древняя кора выветривания). Бокситы, т. I, ч. 2. Труды Всес. науч.-исслед. ин-та минер. сырья, 1936, вып. 3.
Деев Ю. П. Стратиграфический разрез юрских отложений Иркутского угленосного бассейна. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г.». Л., Гостоптехиздат, 1957.
Деев Ю. П. Юрские отложения южной окраины Иркутского амфитеатра. В кн.: «Геология СССР, том XVII». Иркутская область, ч. 1, Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Дибров В. Е. и др. Геологическое строение и алмазоносность юго-западной части Сибирской платформы. Изд-во АН СССР, 1960.
Жемчужников Ю. А. К вопросу о так называемых третичных отложениях в Иркутской губернии.— Изв. Геол. Ком., 1924, 43, № 10.
Жемчужников Ю. А. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донбасса, ч. 1-2. Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 15.
Иванчук П. К., Накоряков В. Д. О строении борта Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1958, 118, № 3.
Казаринов В. П.$_1$ Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
Казаринов В. П. $_2$ Формации мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности в связи с поисками нефти и газа.— Сов. геол., 1958, № 12.
Копорулин В. И., Тимофеев П. П. Главнейшие терригенно-минералогические ассоциации пород угленосной толщи Иркутского бассейна.— Докл. АН СССР, 1962, 146, № 2.
Лебедев И. В. Тектоника восточной и юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1956, вып. 15.
Лебедев И. В. К истории юрского угленакопления в восточной части Западной Сибири. Вопросы геологии Кузбасса, т. 2 — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1959, 99.
Лебедев И. В. Общая сводка. В кн.: «Геология СССР, том XV». Красноярский край, ч. 1, Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1961.
Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии.— Труды Байкальск. лимнол. станции Вост.-Сиб. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1961, 19.
Масайтис В. Л. Новые данные о распространении юрских отложений в пределах Вилюйско-Ангарского мезозойского прогиба. Мат-лы по геологии Сибирской платформы.— Мат-лы ВСЕГЕИ, новая серия, 1955, вып. 7.
Обручев В. А. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района. Очерки по геологии Сибири — Труды СОПС АН СССР, 1932, вып. 1.
Одинцов М. М. К геологии месторождений каолинов и огнеупорных глин Усольского района Иркутской области.— Сов. геол., 1938, 8, № 11.
Одинцов М. М. Общий очерк геологии мезозойских отложений. В кн.: «Геология СССР, т. XVII». Иркутская область, ч. 1, Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Одинцов М. М., Одинцова М. М., Башкиров Л. В. К геологии юрских отложений северо-запада Иркутского амфитеатра.— Труды Вост.-Сиб. ин-та Сиб. отд. АН СССР, 1961, вып. 3.
Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
Плотникова М. И., Равский Э. И. Юрские отложения юго-восточной окраины Тунгусского бассейна. В кн.: «Геология СССР, т. XVII». Иркутская область, ч. 1, Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Ояркова З. Н. Чулымская опорная скважина (Томская область). Опорные скважины СССР.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1961, вып. 183.
Принада В. Д. О мезозойской флоре Сибири. Труды Вост.-Сиб. геол. упр., 1944 вып. 19.
Равский Э. И. Геология мезозойских и кайнозойских отложений и алмазоносность юга Тунгусского бассейна.— Труды геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 22.

Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Саханова Н. С. Спорово-пыльцевые комплексы угленосных отложений Канского бассейна. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г. Л., Гостоптехиздат, 1957.

Тазихин Н. Н. Стратиграфия и литология отложений Ангаро-Вилюйского прогиба Сибирской платформы. Автореф. диссерт. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Л., 1959.

Тимофеев П. П. О некоторых особенностях юрского осадко- и угленакопления в Тувинской автономной области. В кн.: «Сообщения о докладах и научных работах СОПС АН СССР, вып. 4». Угли Тувинской автономной области. Изд-во АН СССР, 1954.

Тимофеев П. П. Генезис и генетическая классификация среднеюрских углей Тувинского межгорного прогиба.— Докл. АН СССР, 1961, 139, № 4.

Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 5.

Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Тувинского мезозойского межгорного прогиба.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 94.

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Степень разложения растительного вещества как показатель тектонического режима области торфонакопления.— Докл. АН СССР, 1962, 144, № 4.

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Яблоков В. С. Принципы построения генетической классификации гумусовых углей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— Труды Вост.-Сиб. ин-та Сиб. отд. АН СССР, 1960, вып. 19.

Шуменкова Ю. М., Шилин А. К. Максимкинярская опорная скважина (Томская область). Опорные скважины СССР.—Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1961, вып. 166.

Щербаков В. Н. О генезисе сухарных глин Иркутского бассейна.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., 1958, вып. 14.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ
(Труды, Выпуск 81, 1963)

Л. Н. БОТВИНКИНА

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ НАСЛОЕНИЯ В ПАРАЛИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ РАЗНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В существующей геологической литературе различные авторы дают разные определения формаций, причем в основу их выделения кладутся разные признаки. Многие споры в отношении понимания формаций, как мне кажется, возникают от того, что нет достаточно четкого отделения объективных признаков, определяющих формацию как геологическое тело (его форму, размер, состав и внутреннее строение), от совокупности причин, вызывающих появление этих признаков. В то время как объективные признаки формаций (вещественный состав, строение, стратификация и мощности комплексов горных пород) определяются вполне точно и однозначно, причины появления формаций недостаточно изучены; заключение о причинах является выводом каждого исследователя, и поэтому естественно именно здесь возникают многочисленные разногласия. Основные причины, обусловливающие возникновение различных формаций — это тектонический режим, палеогеографическая обстановка (понимаемая широко, с учетом областей сноса как источника вещества) и климат. Различные исследователи придают каждой из этих причин то большее, то меньшее значение.

В работах, посвященных формационному анализу, основное внимание обычно уделяется определению ассоциаций пород и их соотношению (парагенезу). Однако, как только мы перейдем к разбору вопросов о влиянии климата, а также о характере формаций в зависимости от палеогеографической обстановки (понимаемой не только как соотношение моря и суши, но значительно более детально), мы неизбежно должны будем предварительно разобраться в фациальном строении данной осадочной толщи: не только в том, какими породами сложена данная формация, но и к каким генетическим типам следует относить эти породы. Между тем детальный фациальный анализ пока еще недостаточно используется в учении о формациях. Для многих формаций вопрос о их фациальных особенностях еще почти не затронут. Пожалуй, с этой точки зрения наиболее изучены угленосные отложения, имеющие детальную фациальную характеристику почти по всем основным месторождениям Советского Союза. Однако данные об их фациальном строении еще не обобщены с позиций формационного анализа.

В настоящее время предпринято детальное фациальное изучение меденосных формаций (в котором принимает участие автор). Работа эта только начата и материала еще очень мало, поэтому содержание настоя-

щей статьи основывается пока лишь на предварительных данных изучения породных ассоциаций (без учета их микроскопического строения и химической характеристики).

Однако уже и сейчас видна та роль, которую может сыграть фациально-циклический анализ при изучении осадочных формаций, в частности меденосных. Некоторые выводы, возможно, в дальнейшем будут уточнены, однако затронутые вопросы могут возникнуть при исследовании различных осадочных толщ, в том числе содержащих полезные ископаемые; поэтому нам представилось целесообразным опубликовать даже эти, пока предварительные соображения. Основным материалом для данной статьи послужили: личное изучение автором угленосных отложений (особенно детальное в Кузнецком и Донецком бассейнах), а также наблюдения над особенностями отложений медистых песчаников Джезказганского месторождения и Южного Урала. Кроме того, были использованы имеющиеся работы по детальному фациальному анализу: И. П. Дружинина (1963) по Джезказганскому месторождению медистых песчаников, Н. Н. Бакуна, Р. Н. Володина и Ф. П. Кренделева (1958) по Удоканскому месторождению и ряд работ по детальному изучению угленосных толщ (В. В. Коперина, 1960; Б. А. Сальников, 1960 и др.).

В настоящей статье мы попытаемся, не вдаваясь в дискуссию по общим положениям, на примере сравнения паралических угленосных и меденосных отложений, возникших в сходных палеогеографических и тектонических условиях, но в различных климатических зонах, рассмотреть в сравнительном аспекте некоторые их специфические особенности, главным образом фациальный состав и закономерности наслоения в зависимости от основных причин, их определяющих.

СРАВНЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ УГЛЕНОСНЫХ И МЕДЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Признаки генетических типов отложений, возникающих в паралической обстановке, хорошо изучены на примере угленосных толщ. Особенно детально они разобраны для Донецкого бассейна коллективом геологов, в работе которого принимал участие автор (Атлас..., 1956, Аллювиальные отложения... 1954, Жемчужников и др., 1960). Типичная паралическая обстановка, примером которой может служить угленосная толща Донецкого бассейна, характеризуется генетическими типами, относящимися к трем группам: континентальной, морской и переходной между двумя первыми. К переходной группе относятся генетические типы отложений, обнаруживающих тесную связь и с морем и с сушей (как, например, лагунные, дельтовые).

Если мы сравним генетические типы и фации отложений, выделенные в типично-паралической угленосной толще среднего карбона Донецкого бассейна, с типами и фациями отложений, выделенными по той же методике в других паралических угольных бассейнах, то мы увидим, что «набор» их и признаки, их определяющие, весьма сходны. Так, например, в верхнедуйской третичной угленосной толще Сахалина, несмотря на различие возраста, большинство генетических типов, выделенных Б. А. Сальниковым (1960), совпадает с генетическими типами Донецкого бассейна. Так, континентальные фации представлены речными и болотными отложениями, причем русловой аллювий имеет широкое развитие в обоих случаях, образуя толщи гравелитово-песчаных отложений мощностью до нескольких десятков метров. Пойменный аллювий развит слабо, иногда почти отсутствует. Объяснение этого, очевидно, следует искать в характере речной системы, ее небольшой длине, в близости источника сноса, а может быть и в некоторых климатических особенностях, существовавших во время накопления осадков (заметим, что в ерунаковской

свите Кузнецкого угольного бассейна, детально изученной автором (Ботвинкина, 1953), отмечается обратное явление: пойменный аллювий образует довольно мощные толщи, а русловой — развит слабо). Болотные отложения также сходны, только в толще Донецкого бассейна они несколько более разнообразны по сравнению с верхнедуйской свитой Сахалина.

Переходная группа в обоих случаях представлена: 1) преимущественно песчаными отложениями подводных частей дельт и аккумулятивными образованиями баров, кос и пересыпей; 2) алевритово-глинистыми отложениями лагун и заливов, накапливавшимися в спокойных, «затишных» условиях седиментации; 3) преимущественно алевритовыми отложениями мелководья лагун и заливов, с типичной для них волновой рябью, вызываемой волнениями и слабыми течениями воды. Кроме того, выделяются отложения приморских озер, возникавших в результате окончательного отшнуровывания лагун.

В морской группе выделяются отложения прибрежной зоны волнений, зоны морских течений и отложения, более удаленные от берега. Последние в Донецком бассейне разнообразны и представлены: 1) преимущественно алевритовыми отложениями, со слабой полого-волнистой и горизонтальной слоистостью, почти без фауны; 2) преимущественно глинистыми или карбонатно-глинистыми отложениями с морской фауной и 3) карбонатными отложениями. Не давая полной детальной характеристики признаков всех этих пород, приведенной в указанных выше работах, отметим лишь, что она позволяет достаточно уверенно относить изучаемые отложения к тому или иному генетическому типу и сопоставлять между собою выделенные генетические типы. При этом, несмотря на резко различный возраст, отложения, формировавшиеся в паралической обстановке и в сходных тектонических и климатических условиях, чрезвычайно похожи и по своему фациальному составу.

Обращаясь к генетическим типам пород, отмеченных в продуктивной толще Джезказганского месторождения (карбон) и сравнивая их с типами пород угленосной толщи Донецкого бассейна, мы обнаружили и в таких казалось бы различных толщах большое сходство не только самого «набора» этих типов, но также и их характерных признаков. Сравнение генетических типов пород Донбасса и Джезказгана позволяет выделять три рода отложений.

Отложения совпадающие, относимые в обоих районах к одному и тому же типу с одинаковыми характерными признаками (различающиеся часто только по цвету). Сюда относятся все морские фации и большинство фаций переходной группы.

Отложения сходные, видимо, возникшие в одних и тех же условиях палеоландшафта и, таким образом, относимые к одной и той же фации, но различные по своим признакам в зависимости от принадлежности к определенной климатической зоне. Это отложения разного рода лагун и континентальные образования — ископаемые почвы и «подпочвы», а также (до некоторой степени) речной аллювий.

Отложения различные. И в той и в другой толще существует небольшое количество генетических типов пород, возникновение которых целиком обусловлено наложением влияния климата на одну и ту же тектоническую и палеогеографическую обстановку седиментации; они встречаются только в одном типе формации и отсутствуют в другом. Это — отложения торфяных болот и сапропелевых озер в угленосной толще карбона Донецкого бассейна и образования своеобразных пересыхающих и осушающихся побережий и водоемов в карбоне Джезказгана.

Мы не будем перечислять признаки тех генетических типов пород,

характеристика которых совпадает для обеих обстановок седиментации. Из этой группы фаций остановимся лишь на параллельном сопоставлении признаков отложений подводной части дельты, к которым, как мы увидим ниже, приурочены промышленные концентрации медистых минералов.

Отложения подводной части дельты (т. е. речных выносов в море) в Донбассе представлены песчаниками мелко- и среднезернистыми с включениями галек и слабо окатанных обломков местных алевритово-глинистых пород. Слоистость их крупная, косая, разнонаправленная, перекрестная, обычно неотчетливая, иногда косая, мелкая. Слойки изогнуты у подошвы серии. Косослоистые серии разделяются участками неслоистыми и неясно-горизонтально-слоистыми. Наблюдается слабая ритмическая сортировка материала в слойках. Угол наклона слойков различный. Растительных остатков может быть разное количество, но обычно они имеют плохую сохранность (чаще в виде растительного детрита) и распределены неравномерно. Фауна не была встречена. В основании дельтовых песчаников иногда отмечается контакт размыва, несколько отличный от типичного речного. Мощность слоев этих песчаников достигает 10—15, редко 20 *м*.

Характерно, что песчаник, в котором обнаруживаются галька и обломки пород, может не отличаться по структуре от песчаника, не содержащего этих включений (в отличие от речных отложений, в которых появление галек обычно тесно связано с общим погрубением вмещающего их песчаного материала). Залегают отложения речных выносов (там, где это удалось проследить) в виде крупных линз сложного строения; граничат они с различными другими прибрежно-морскими отложениями; вверх по разрезу они чаще сменяются осадками прибрежного мелководья с характерной волновой рябью.

В направлении, перпендикулярном к положению древней береговой линии, они переходят в речные русловые песчаники, а в противоположном направлении — в прибрежные отложения переходной группы фаций. Многочисленные палеогеографические карты, построенные по отдельным циклам в угленосной толще среднего карбона Донбасса, показали совершенно определенное палеогеографическое положение этих отложений, подтвердившее отнесение их к фации подводной части дельты.

Образование песчаных осадков подводной части дельты связано преимущественно с формированием регрессивного ряда фаций, когда оживление речной деятельности на суше влекло увеличение количества материала, выносимого реками в море. Кстати, в существующей литературе по современным дельтам отмечается, что условия, наиболее благоприятные для формирования дельт, создаются при поднятии берега (хотя и не исключается возможность роста дельт и вдоль опускающихся берегов).

В толще медистых песчаников Джезказганского месторождения к отложениям подводных частей дельт отнесены песчаники мелко- и среднезернистые, часто разнозернистые, с включениями гальки и разного размера обломков различных пород, в том числе местных алевритово-глинистых. Слоистость крупная, косая, разнонаправленная, часто очень неотчетливая, пологая, слойки прямолинейны; косослоистые серии разделяются участками неслоистыми. Растительных остатков почти нет, фауна не встречена. В основании этих песчаников отмечается довольно резко выраженный контакт размыва; кроме того, часты размывы и внутри самой песчаной толщи. Мощность слоев достигает 10—20 *м* (Дружинин, 1963).

Боковые переходы этих толщ автором не были прослежены, но место их в вертикальном ряду фаций постоянно: обычно они залегают с контактом размыва на континентальных отложениях ископаемой почвы (реже — на маломощных лагунных отложениях), а вверх сменяются прибрежными отложениями лагун или других периодически заиливающихся водоемов, переходящими в континентальные образования древних подпочв и почв. Таким образом, эти толщи занимают совершенно определенное место в

разрезе начиная регрессивный ряд фаций. При этом возможно, что самые нижние горизонты дельтовых образований начинали формироваться еще при трансгрессии, наступавшей вслед за континентальными условиями; на это указывает также еще и то, что основное погрубение толщи и наличие гальки приурочено не к самому основанию толщи речных выносов, а отмечается несколько выше. Однако трудность проведения границы между трансгрессивными и регрессивными отложениями внутри песчаной дельтовой толщи и резко выраженный контакт в ее основании заставляют нас, с некоторой долей условности, относить всю толщу песчаников подводной части дельты к регрессивному ряду фаций.

Сравнивая характеристику отложений подводной части дельты в осадочных толщах карбона Донецкого бассейна и Джезказганского месторождения, мы видим их большое сходство, за исключением того, что в Джезказгане в дельтовых отложениях редки растительные остатки (что вполне объяснимо климатическими условиями, в которых формировались осадки). Кроме того, в основании дельтовых отложений Джезказгана контакт размыва выражен более резко, чем в аналогичных отложениях Донбасса.

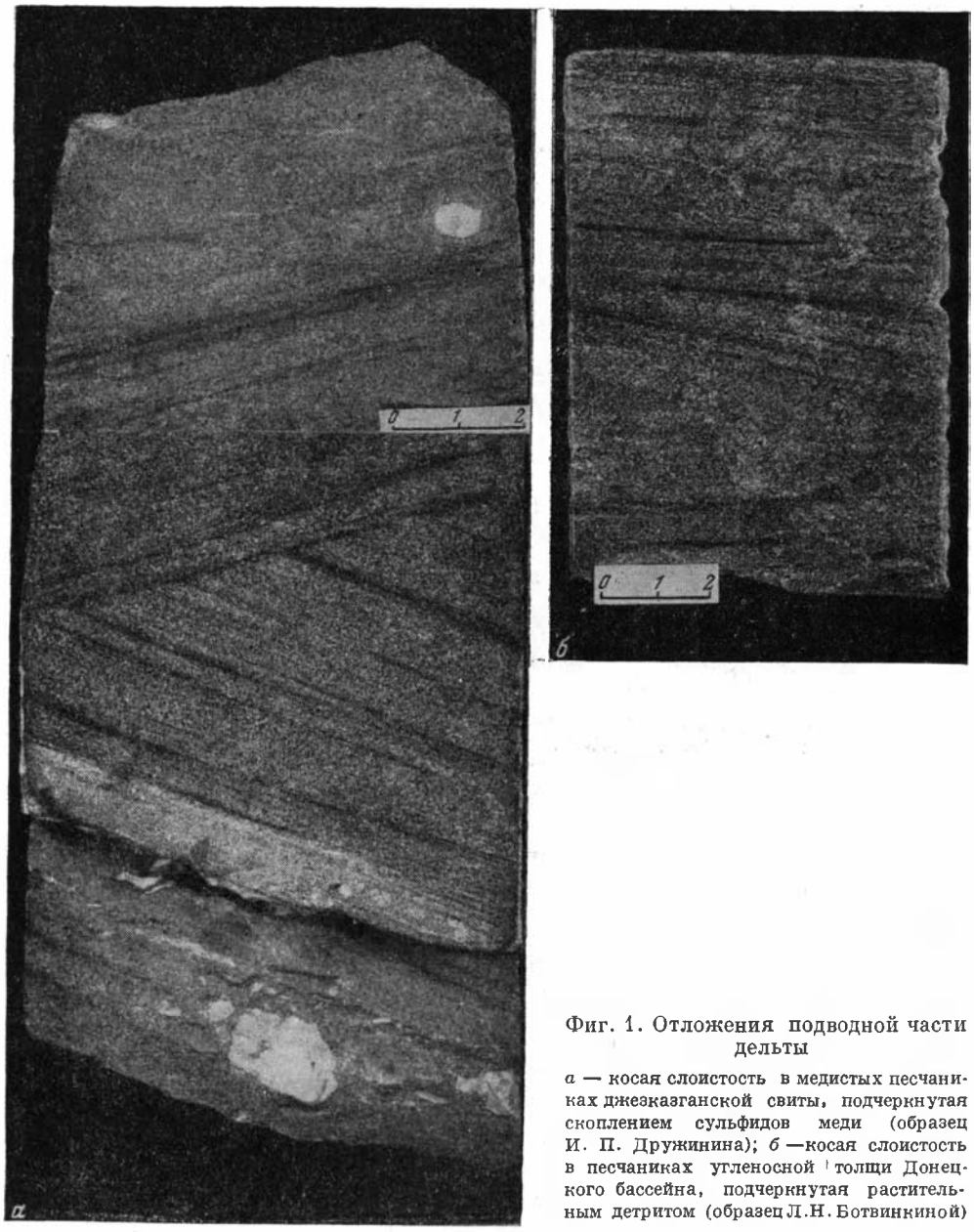
В Донбассе дельтовые отложения, как правило, ложатся на морские или лагунные, часто с постепенным переходом. В Джезказгане при отсутствии трансгрессивного ряда фаций для дельтовых отложений наиболее характерно их залегание по резкому контакту, а часто и с размывом на поверхности континентальных образований, погрузившихся под уровень моря. Наиболее же существенное отличие дельтовых песчаников Джезказгана заключается в том, что к ним приурочены скопления минералов меди, достигающие промышленных концентраций. В относительно небольшом количестве эти минералы явно подчеркивают первичную текстуру пород, в частности — косую слоистость (фиг. 1), в то время как в дельтовых песчаниках Донбасса косая слоистость подчеркивается растительным детритом.

Как показали работы Н. Н. Бакуна, Р. Н. Володина и Ф. П. Кренделева (1958) по Удоканскому месторождению медистых песчаников протерозойского возраста, основные промышленные концентрации меди на этом месторождении также приурочены к песчаным дельтовым отложениям, в которых медные минералы (халькопирит, халькозин) ясно подчеркивают первичную слоистость, несмотря на сильную общую метаморфизацию этой древней осадочной толщи (фиг. 2, *а*, *б*). В толщах верхнепермских отложений Оренбургской области мы также обнаруживаем приуроченность медистых минералов к песчаникам, по своим признакам наиболее близко стоящим к отложениям подводной части дельты. На возможных причинах этой связи медного оруденения с отложениями подводных частей дельт мы остановимся несколько ниже.

Большинство генетических типов отложений угленосных и меденосных толщ, как уже мы говорили, имеет чрезвычайно большое сходство. В качестве примера приведем фотографии отложений, относящихся к фации прибрежного мелководья морских заливов (фиг. 3, *а*, *б*, *в*) — современных, каменноугольных (Донбасс) протерозойских (Удокан).

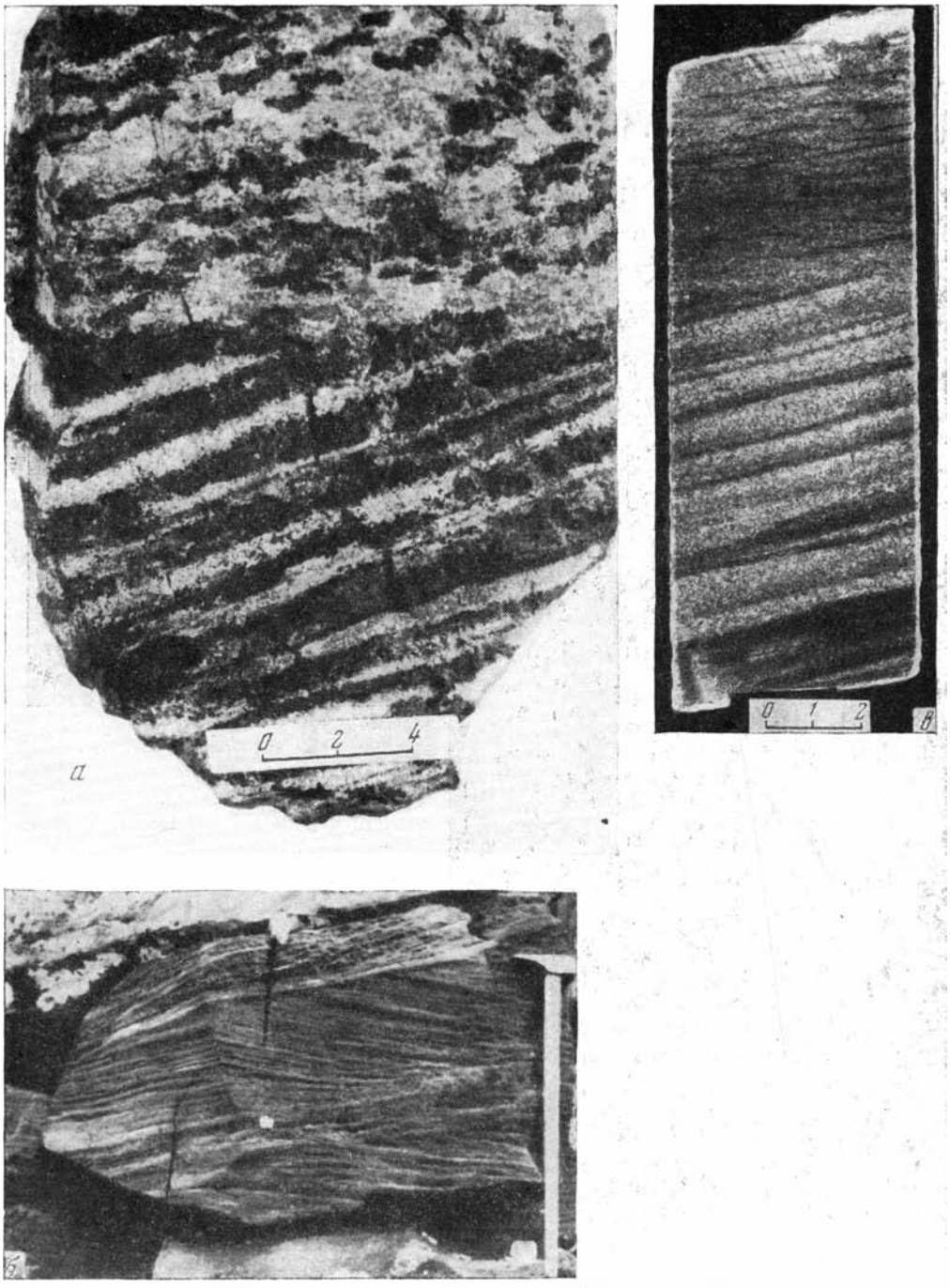
Перейдем теперь к сравнению сходных генетических типов отложений, которые, по-видимому, формировались в одних и тех же ландшафтных обстановках, но отличаются признаками, обусловленными различиями климатических обстановок, существовавших во время осадконакопления. Это отложения в основном континентальные или лагунные, но связанные с континентом. Из континентальных отложений в угленосной паралической толще Донбасса были отмечены две группы генетических типов: болотные и речные.

Среди болотных отложений, широко развитых во всей угленосной толще, кроме отложений торфяных болот (о которых речь будет ниже),



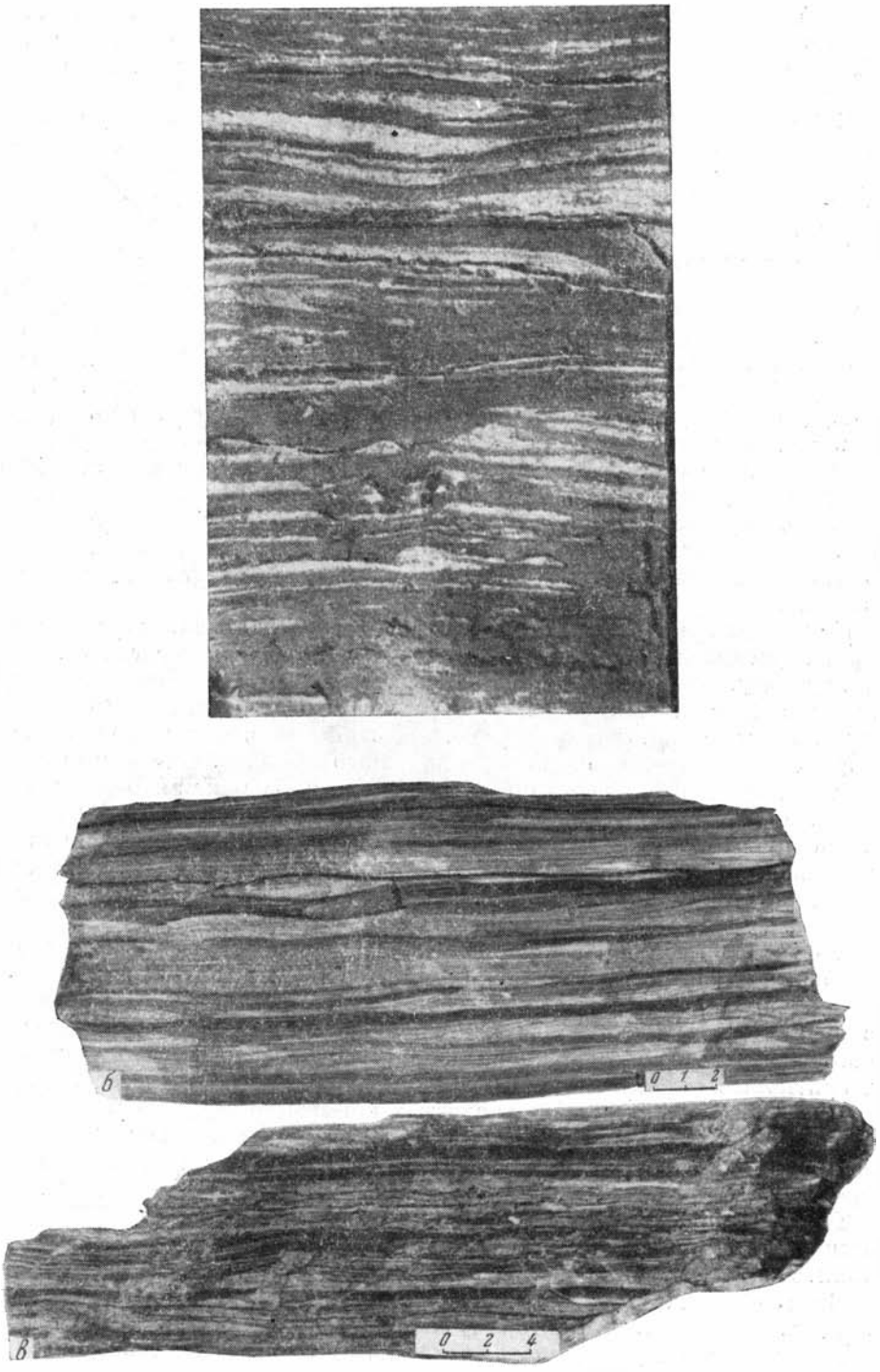
Фиг. 1. Отложения подводной части дельты

а — косая слоистость в медистых песчаниках джезказганской свиты, подчеркнутая скоплением сульфидов меди (образец И. П. Дружинина); *б* — косая слоистость в песчаниках угленосной толщи Донецкого бассейна, подчеркнутая растительным детритом (образец Л.Н. Ботвинкиной)



Фиг. 2. Отложения подводной части дельты

а — слоистость в медистых песчаниках Удоканского месторождения, подчеркнутая скоплением сульфидов меди. Внизу образца — часть серии крупной косой слоистости, подчеркнутой борнитом и халькозином (темные слойки); вверху образца — по-видимому, прослой со слоистостью ряби мелководья, сильно измененный вторичными процессами (образец Ф. П. Кренделева); *б* — песчаник Удоканского месторождения мелкозернистый, полимиктовый, с косой разнонаправленной слоистостью и вкрапленностью халькопирита. Слоистость видна в двух почти взаимно-перпендикулярных сечениях (фото Н. Н. Бакуна); *в* — слоистость в песчаниках угленосной толщи Донецкого бассейна, подчеркнутая растительным детритом. Внизу образца — часть серии крупной косой слоистости, вверху образца — прослой с полого-волнистой слоистостью ряби мелководья (образец Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 3. Отложение прибрежного мелководья морских заливов.

а — современные отложения побережья Северного моря (Häntzschel, 1938); *б* — угленосная толща Донецкого бассейна (карбон); *в* —толща медистых песчаников Удоканского месторождения (протерозой) (образец Ф. П. Кренделева)

выделяются отложения почвы угольного пласта, его «подпочвы» и застойных водоемов. Эти отложения занимают постоянное и определенное место в цикле, отвечающее концу регрессивного ряда фаций и развитию наиболее континентальных условий, когда береговая линия занимает свое крайнее положение в сторону моря.

В Донецком бассейне угольные пласты непосредственно подстилаются аргиллитами или алевролитами (редко — мелкозернистыми песчаниками) темно-серого цвета и комковатой текстуры, получившими специфическое местное образное название «кучерявчик». Текстура эта обусловлена главным образом наличием большого количества корней растений (преимущественно стигмарий и их аппендиксов), пересекающих породу в разных направлениях. Имеется также большое количество мелкого растительного детрита. Очень характерны конкреции неправильной желвакообразной формы. Это — отложения почвы. Ниже они переходят в алевролиты, реже — в аргиллиты, алевритистые или мелкозернистые песчаники, темно-серого цвета, комковатой пятнистой текстуры. Иногда в породе образуются «пятна» расплывчатых очертаний, обогащенные органическим материалом (фиг. 4). В нижней части слоев, представленных этими отложениями, обычно более или менее заметны следы первичной слоистой текстуры — неправильно-горизонтальной или полого-волнистой, редко — мелкой косой. Растительные остатки в них мелкие (детрит). Часты остатки корневой системы, особенно тонких нитевидных корешков, пересекающих слойки породы и нарушающих ее первичную текстуру.

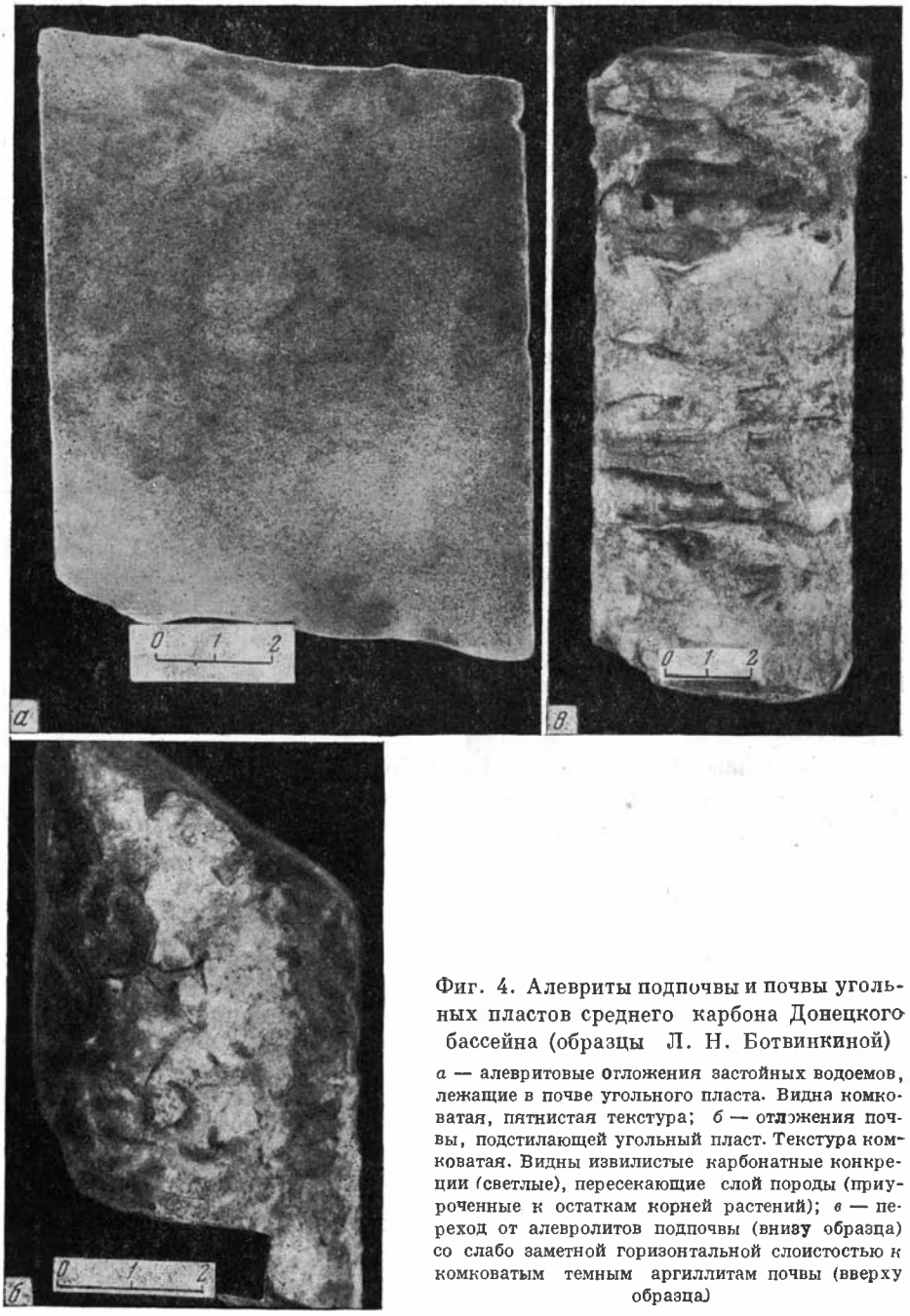
Конкреции, преимущественно сидеритового состава, неправильной формы, расположены различно и часто пересекают слоистость. Они, по-видимому, приурочены к остаткам корней. Иногда встречаются кристаллики пирита. Часты текстуры нарушения — затеки, замывы, оползания, взмучивания. Это — образования почвы и подпочвы на прибрежноморских низменностях в условиях влажного климата. Они всегда завершают регрессивный ряд фаций и отвечают эпохе максимальной регрессии, наибольшему расширению площади суши и нивелировке рельефа. Отложения, имеющие сходную характеристику, также связанные с угольными пластами, еще ранее были выделены автором в угленосной толще Кузнецкого бассейна и отнесены к фации застойных водоемов и болот, временами зараставших (Ботвинкина, 1953).

В специфической красноцветной толще Джезказгана мы не встречаем точно таких пород. Однако облик некоторых характерных пород джезказганской свиты позволяет сопоставить их с отложениями почвы и подпочвы гумидных областей. Так, в одной из скважин на Джезказганском месторождении многократно были встречены красноцветные прослои алевритистого аргиллита или алевролита, чаще мелкозернистого, с большим количеством белых известковистых конкреций неправильной желваковидной, ветвистой формы, часто ориентированных поперек к напластованию. Конкреции эти отчетливо выделяются на коричнево-красном фоне породы (фиг. 5).

Текстура породы неслоистая, комковатая, местами пятнистая из-за обесцвечивания первичного красного цвета породы. Очевидно, это образования специфической почвы, формировавшейся в аридных условиях.

Верхний контакт этих отложений обычно резкий. Он часто представлен контактом размыва, по которому на эти образования налегают серо-цветные песчаники (в том числе описанного выше генетического типа подводной части дельты).

Нижний контакт может быть двух родов. В одних случаях эти образования постепенно переходят вниз в красноцветный алевролит (иногда — в переслаивание алевролитов) также комковатый, но в котором более или менее заметна (иногда лишь местами) неправильно-горизонтальная или



Фиг. 4. Алевриты подпочвы и почвы угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна (образцы Л. Н. Ботвинкиной)

а — алевритовые отложения застойных водоемов, лежащие в почве угольного пласта. Видна комковатая, пятнистая текстура; *б* — отложения почвы, подстилающей угольный пласт. Текстура комковатая. Видны извилистые карбонатные конкреции (светлые), пересекающие слой породы (приуроченные к остаткам корней растений); *в* — переход от алевролитов подпочвы (внизу образца) со слабо заметной горизонтальной слоистостью к комковатым темным аргиллитам почвы (вверху образца)

полого-волнистая слоистость, пересеченная сетью нитевидных кальцитовых жилок, по форме своей напоминающих корневую систему растений. Первичная текстура часто нарушена мелкими оползаниями, взмучиванием, с многочисленными «замывами» песчаного материала, имеющими неправильную форму, с неясными трещинами. В алевролите также присутствуют известковистые конкреции. Эти отложения напоминают «подпочву». Вниз они переходят в отложения водоемов.

В других случаях, весьма частых, нижний контакт «почвенных» образований резкий. Подстилающие породы (обычно песчано-алевритовые, серого цвета) вверху имеют многочисленные трещины разной формы и глубины, по которым в них как бы затекают лежащие выше красноцветные тонкозернистые отложения.

Положение рассмотренных двух генетических типов пород в последовательном ряду фаций показывает, что они явно завершают регрессивный ряд и отвечают условиям седиментации в наиболее континентальной, наземной обстановке. Взаимная связь этих типов пород, их комковатая неоднородная текстура, следы первичной слоистой текстуры, делающиеся все менее явственными вверх по разрезу, расположение и форма конкреций, следы корневой системы растений и другие признаки — все это наводит на мысль, что это своеобразные аналоги почвы и подпочвы угленосных толщ, но сформировавшиеся в условиях засушливого климата полупустынных областей. Их образование также происходило в эпоху наибольшего выравнивания рельефа.

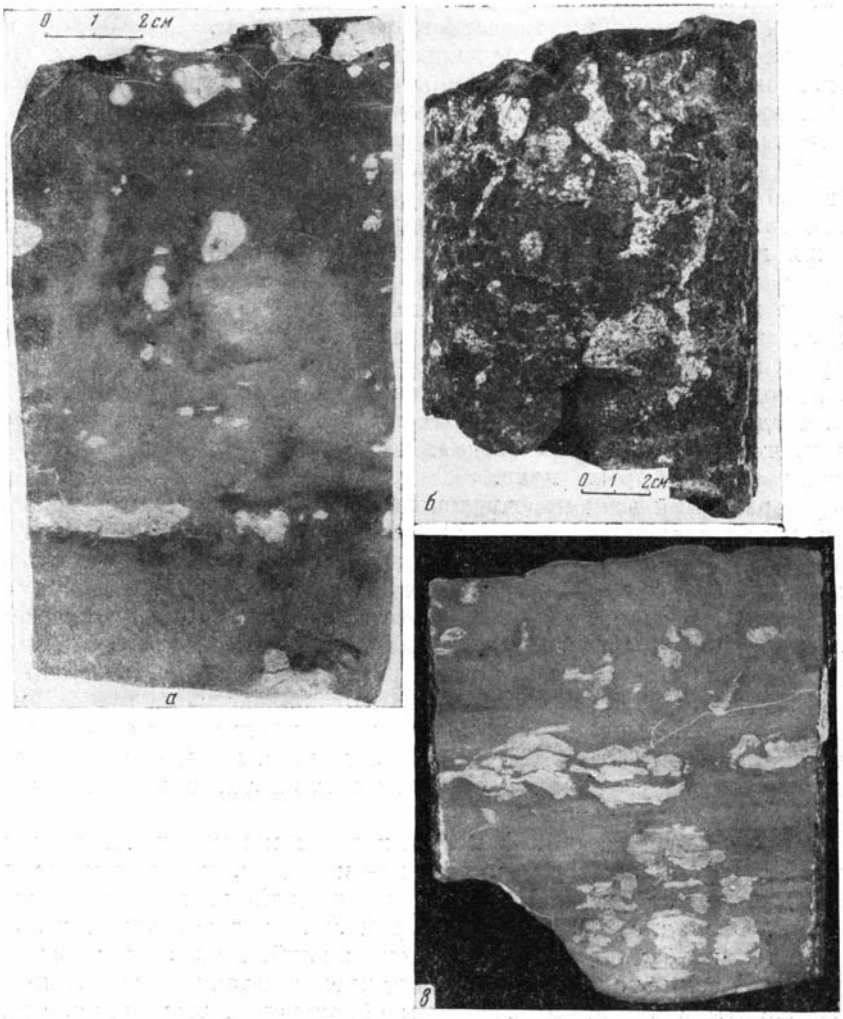
Для проверки этого вывода мы обратились к признакам современных почв, формирующихся в условиях засушливого климата пустынных и полупустынных областей.

Действительно, современные бурые и серо-бурые почвы, образующиеся в условиях пустынного и полупустынного климата с переменной влажностью, характеризуются рядом специфических черт, которые совпадают с признаками отложений, отнесенных нами к почвенным и подпочвенным образованиям.

Как показано в работе Е. В. Лобовой (1960), одной из основных особенностей этих современных почв является сильное ожелезнение, придающее им бурую окраску с красноватым оттенком. Процессы ожелезнения особенно отчетливо проявляются в почвах, развитых на песчаных отложениях. Это ожелезнение Е. В. Лобова связывает с резкой сменой кратковременного весеннего увлажнения последующим иссушением в условиях сильного перегрева, что приводит к выветриванию железосодержащих минералов и появлению подвижных соединений железа. Отмечается увеличение ожелезненности в средней части почвенного горизонта, но иногда оно наблюдается и в поверхностной части почв. Высокое ожелезнение показали почвы, развивающиеся на отложениях такыров.

Механический состав почв не однороден, причем установлено увеличение глинистых фракций к средней части профиля почвы («оглинение»); часто наблюдается «опесчанивание» верхних горизонтов почвы, возникающее вследствие разных причин: приноса порций песка ветром или же, наоборот, выдувания из верхних почвенных горизонтов наиболее мелких, легких частиц. Отмечается большое содержание и даже преобладание в почвах фракции 0,25—0,05 *мм*. Очень характерной особенностью состава пустынных почв является присутствие карбонатов, причем обнаруживается весьма типичная тенденция к увеличению их количества в верхней части почвенного горизонта, особенно в почвах, развитых на аллювиальных, пролювиальных и элювиальных некарбонатных породах.

Растительность вообще играет очень важную роль в формировании почвы. Эта роль проявляется также и в том, что растения вносят в почву ряд минеральных веществ, причем корневая система различных растений проникает в почвенный покров на разную глубину. Для пустынных и



Фиг. 5. Красноцветные мелкозернистые алевролиты с известковистыми конкрециями (белые пятна). Фация «почвы» из Джезказганской свиты (образцы И. П. Дружинина)

а — комковатая, пятнистая текстура; *б* — извилистые карбонатные конкреции, пересекающие слой породы; *в* — переход от отложений водоема с неясной горизонтальной слоистостью (внизу образца) в комковатые отложения почвы (вверху образца)

полупустынных почв характерна засоленность и солонцеватость как следствие бессточности рельефа при высокой минерализации растительных остатков и засоленности некоторых материнских пород. Почвам пустынных областей присущи выделения гипса, чаще приуроченного к нижней части профиля серо-бурых почв в виде жилок, пятен, конкреций; при этом распространение шестоватых гипсов свидетельствует об их приуроченности к морским известковистым осадкам. Серо-бурые почвы, развивающиеся на аллювиальных равнинах, гипса не содержат. Появление гипсов связывается с подтоком засоленных и жестких грунтовых вод в более влажный период. Значительные скопления шестоватых (рыхлых, игольчатых) гипсов были встречены под серо-бурыми почвами на известковых плато; эти гипсы были отложены в озерах и лагунах регрессирующего моря.

Работами Е. В. Лобовой установлено, что современная кора выветривания пустынной зоны отличается малой мощностью (менее 1 *м*) и слабым глинообразованием; в составе почв и элювиев преобладают тонкопесчаные и крупнопылеватые фракции, весьма разнообразные по минералогическому составу, с примесью вторичных карбонатов и глинистых минералов.

Наблюдения над почвами аллювиальных равнин, сложенных различными осадками, а также обширных пространств песчаных пустынь, показали, что и на песчаных осадках происходит формирование типичных горизонтов серо-бурых почв.

При сравнении всех перечисленных характерных черт с признаками пород джезказганской свиты, отнесенных к генетическому типу почв, мы видим их большое сходство: относительная грубость гранулометрического состава, «опесчанивание», часто наблюдающееся вверху слоя, сильное ожелезнение, влекущее соответствующее окрашивание породы, наличие карбонатных, в частности известковистых конкреций, по-видимому, развивающихся по остаткам растений (корням), засоленность и появление гипса в тех почвах, которые развиваются на отложениях водоема и т. д. Все эти признаки подтверждают наш вывод о наличии в породах джезказганской свиты генетического типа почв, формировавшихся в специфических условиях засушливого климата, с появлением более кратких периодов увлажнения.

Мощности образований, отнесенных нами к почвенным, различны и достигают нескольких метров, что, по-видимому, указывает на устойчивое, длительное существование данного района в континентальных условиях. Очевидно, что при этом процессы почвообразования захватывали не только большую мощность отложений, но и значительные пространства. А если это так, то отсюда напрашивается практический вывод, что горизонты с широким развитием образований этого типа, если они достигают значительных мощностей, могут стать маркирующими (так же как их аналоги являются маркирующими для угленосных толщ), тем более, что они отчетливо выделяются в разрезе и отличаются своими признаками от других красноцветных образований.

Аллювиальные отложения в угленосных толщах детально описаны в ряде работ (Ботвинкина, 1953; Аллювиальные отложения..., 1954; Атлас..., 1956; Жемчужников и др., 1960). Мы не будем повторять здесь их характеристику, отметим лишь, что она сходна с характеристикой современного аллювия низовьев крупных равнинных рек, подробно разобранной Е. В. Шанцером (1951) и полученной в результате наших собственных наблюдений.

Аллювиальные русловые отложения в джезказганской свите изучены недостаточно детально. Отмечено, что песчаники предположительно аллювиального генезиса не перекрываются сверху типичными пойменными осадками, как это мы видели в Донбассе и еще более отчетливо в ерунa-

ковской свите Кузбасса. Вероятно отсутствие поймы у рек, протекавших в каменноугольную эпоху на территории Джезказгана, также, очевидно, было связано с определенным климатическим режимом. По-видимому, палеореки Джезказгана имели тот же характер, что и современные реки, текущие в полупустынных районах Казахстана. Эти реки имеют отчетливо выраженное русло, заполненное водой в период паводков и практически почти пересыхающие в межень. Поэтому в период половодья накапливались не пойменные, а русловые осадки. Таким образом, если при выделении аллювия угленосных толщ палеозоя мы использовали характеристику современного аллювия низовьев крупных равнинных рек, то для понимания особенностей древних аллювиальных отложений в толщах медистых песчаников необходимо учитывать характерные признаки современных речных отложений полупустынных областей.

В. В. Коперина (1956, 1960) выделила в угленосной толще Карагандинского бассейна и в кузнецкой свите Кузбасса алевритово-глинистые накопления пролювиально-делювиальных шлейфов, которые она отнесла к группе фаций сухих равнин, и песчаные отложения, отнесенные ею к фации временных потоков. Однако временные потоки, участвовавшие в формировании этих осадков, были весьма слабыми и небольшими. Поэтому описанные В. В. Копериной отложения трудно сравнивать с аллювием хотя бы и временно действующих, пересыхающих рек. Породам этим присущи следующие признаки: плохая отсортированность обломочного материала и отсутствие мелкой слоистости; цвет их преимущественно зеленоватый, но в некоторых случаях в глинистых породах наблюдаются красноватые пятна и прослои; граница между слоями неотчетлива; растительные остатки редки; карбонатные конкреции имеют кальцитовый состав; в песчаниках иногда отмечается мелкая косая слоистость с мощностью серий от 1 до 5 *см*. Среди этих пород встречаются линзы отложений, образовавшихся, судя по их признакам, в небольших озерах. В них была встречена фауна пелеципод.

Признаки, присущие органическим остаткам (растениям, пелециподам и насекомым) подтверждают вывод автора о формировании вмещающих их пород в наземных условиях при засушливом климате. По-видимому, отложения, отнесенные В. В. Копериной к фациям сухих равнин, имеют некоторое сходство с выделенными в джезказганской свите отложениями водоемов с периодическим усилением движений воды, которые будут охарактеризованы ниже.

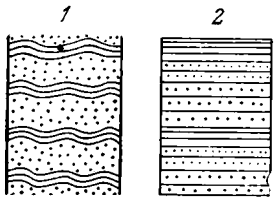
Если мы сравним признаки тонкозернистых отложений, которые в угленосной толще Донбасса были отнесены к лагунным, с породами джезказганской свиты, описанными И. П. Дружининым (1963) как лагунные, то увидим, что, кроме многих совпадающих для них признаков имеются и существенные черты различия. Для глинистых и глинисто-алевритовых образований лагун, выделенных в угленосных толщах, характерно присутствие растительных остатков и растительного детрита (даже в значительном количестве) и частые остатки обильной солоноватоводной фауны. Цвет отложений темно-серый, иногда почти черный. Лагунные тонкозернистые отложения джезказганской свиты, по И. П. Дружинину, представлены аргиллитами и мелкозернистыми алевролитами красно-бурого цвета; растительные остатки в них редки, фауны не обнаружено. Эти различия, очевидно, обусловлены различием климатических условий и общей аридностью климата, при котором формировалась толща джезказганской свиты.

Климатические условия несомненно влияли на геохимические условия седиментации в лагунах, однако, несмотря на черты различия, мы одинаково узнаем эти фации в обеих обстановках.

Текстура лагунных отложений Джезказгана неслоистая или скрытослоистая, иногда слабо намечается горизонтальная слоистость. Часто

встречаются сидеритовые конкреции разной формы и размера, расположенные по напластованию, и конкреционные прослои. Структурно-текстурные признаки и наличие конкреционных прослоев указывают на сходство этих отложений в обоих толщах. Они формировались в прибрежной части бассейна, но в очень спокойных условиях, при отсутствии движений воды в водоеме и ничтожном приносе тонкого илистого материала с суши, очевидно, к этому времени пониженной и выровненной, при миграции береговой линии в сторону суши (на последнее указывает их положение в разрезе: в обоих случаях в начале трансгрессивного ряда фаций).

В Донбассе эти отложения вверх по разрезу часто сменяются целой гаммой отложений, все более и более мористых, накапливающихся в разных фациальных условиях — от заливов до открытого моря. В разрезе джезказганской свиты, в пределах центральной части Джезказганского месторождения, вся трансгрессивная часть цикла бывает представлена лишь этими лагунными отложениями, притом небольшой мощности — от 1—2 до 4 *м*. Объяснение этому, очевидно, следует искать в особенностях тектонического режима, существовавшего во время накопления обоих осадочных толщ (о чем будет сказано ниже).



Фиг. 6. Ритмы простого строения, возникшие:

1 — на приливно-отливном побережье, в зоне волновой ряби; *2* — в спокойном водоеме с периодическим приносом осадочного материала, сортирующегося при осаждении

Кроме генетических типов отложений, присущих и угленосной и меденосной формациям, существуют (как уже было сказано выше) специфические типы различных отложений, характерные только для одной из этих формаций и не встречающиеся в другой. Для угленосных формаций — это отложения торфяных болот (и сапропелевых озер), из осадков которых образуются угольные пласты. Для меденосных формаций специфичными являются слои, сложенные особого рода ритмическим чередованием пород.

Как показали наши наблюдения над различными ритмически-построенными осадочными отложениями вообще, по строению ритмов и причинам, их обусловливающим, можно выделить два рода ритмического чередования пород: во-первых, ритмы обычно мелкие, простого строения, представляющие собой чередование пород, разного состава, но одного и того же генетического типа, обусловленные изменением только самого механизма седиментации (фиг. 6); во-вторых, ритмы разной мощности и различного строения, чаще сложенные породами различных генетических типов, вызываемые изменением физических или физико-химических условий седиментации (фиг. 7).

Ритмы первого рода образуются «пульсацией» механизма седиментации. В одних случаях они возникают в результате сортировки осадка волновыми движениями среды отложения, создающими чередование то более, то менее тонкозернистого материала с волнистой, чаще пологой слоистостью. Мощности чередующихся слойков малы: от долей сантиметра до нескольких сантиметров. Примеры пород с седиментационной ритмичностью подобного типа были показаны на фиг. 3.

В других случаях — это также небольшие ритмы, сложенные в основании более грубозернистым материалом: песчаным или крупноалевритовым, с тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой красным мелкоалевритовым или глинистым материалом. Количество последнего постепенно возрастает, и верхняя часть ритма представлена только им, с неясной горизонтально-слоистой текстурой, иногда с тонкими прослоями более грубого материала нижней части ритма. Ритмы такого типа возникают в очень спокойном водоеме, куда периодически поступает материал смешанного состава, затем сортирующийся в процессе осажде-

ния, как в своеобразном «отстойнике». Возможно, что такая ритмичность имеет сезонное происхождение (подобно ленточной слоистости глин).

Мощности ритмов невелики и измеряются несколькими сантиметрами. Можно думать, что в ряде случаев ритмичность этого типа образуется при осадконакоплении на глубинах бо́льших, чем ритмы в первом случае, так как взвесь, попадающая в водоем, успевает приобрести сортировку до того, как перейдет в осадок. Кроме того, неизменно-горизонтальная слоистость указывает на отсутствие движения воды в придонных слоях. Такие типы ритмов, обусловленные «пульсацией» механизма седиментации, отмечались не только в медоносных толщах, но и в угленосных и во многих других. Породы, слагающие эти ритмы, несмотря на различие их состава, принадлежат к одному и тому же генетическому типу; образуемая ими текстура представляет собой не напластование, а лишь внутреннюю текстуру самой породы сложного гранулометрического состава, иногда с образованием сложной многостепенной слоистости (см. фиг. 6, колонку 2).

Однако наряду с ритмичностью подобного характера отмечается ритмичность другого рода, более сложная, представляющая собой чередование пород различных генетических типов. В этой группе ритмов мы имеем как бы целую гамму переходов от описанных выше ритмов простого строения, образующих внутреннюю текстуру породы, до цикличности, образующей сложно построенные осадочные толщи. Такая ритмичность отмечалась в угленосных толщах и весьма характерна для меденосных толщ, поэтому остановимся на ней несколько подробнее. Разберем несколько примеров (см. фиг. 7).

1. Каждый ритм начинается с небольшого размыва (см. фиг. 7, колонка I), по которому на красноцветные тонкозернистые породы налегает зеленовато-серый крупнозернистый алевролит (или мелкозернистый песчаник), иногда включающий красноцветную гальку подстилающего слоя; в песчанике видна неотчетливая мелкая косая, иногда косоволнистая слоистость. Постепенно слоистость становится горизонтальной, порода делается более тонкозернистой, появляются прослои красноцветного мелкозернистого алевролита, и ритм завершается алевролитом мелкозернистым, красноцветным, на который с контактом размыва налегает песчаник основания нового ритма. Мощность ритмов 10—30 *см*. Эта ритмичность отличается от описанных выше тем, что состояние среды отложения здесь изменялось от течений на дне водоема, достаточно интенсивных, чтобы эродировать дно, до состояния покоя и заиления. Подобная ритмичность также может быть сезонной, однако она влечет изменение не только осадка, но и фациальных условий его формирования. Такой тип ритмичности может быть в отложениях речных пойм, неглубоких озер, лагун или других мелководных спокойных водоемов, в которых периодически появлялся приток воды. В конкретном случае, описанном нами, слой с ритмичностью такого типа был встречен среди отложений с ритмичностью несколько иного рода, отнесенной нами к другому, следующему типу.

2. Ритмы имеют следующее строение (см. фиг. 7, колонка II): внизу ритма — тонкий, горизонтально-слоистый, красноцветный, тонкозернистый алевролит, в котором слоистость подчеркивается слойками серого крупнозернистого алевролита (иногда с ленточным строением слойков). Вверх по разрезу этот алевролит постепенно становится неслоистым, переходя в образования, напоминающие «подпочву». В последних части зеленоватые пятна обесцвечивания, очевидно по растительным остаткам. Таким образом, здесь налицо смена генетических типов в пределах одной и той же фации; это могут быть отложения неглубоких озер, лагун или других мелководных водоемов, но периодически осушавшихся и, возможно, при этом зараставших растительностью. Выше

эти отложения сменяются слоями почвы. Конкретный слой с ритмичностью такого типа непосредственно налегал на слой с ритмичностью другого типа (см. фиг. 7, колонка III, *а*).

3. В основании ритма (см. фиг. 7, колонки III, *а* и *б*)—песчаник мелкозернистый с косой, волнистой или косоволнистой слоистостью, постепенно переходящий в красноцветный алевролит, с довольно отчетливой неправильно-горизонтальной слоистостью, а иногда с комковатой текстурой. В последнем случае в нем встречаются известковистые конкреции неправильной формы (небольшие прослои почв). Этот комплекс пород образовывался в водоемах, периодически заиливающихся и переходящих в застойные. В данном случае, так же как и в предыдущих, ритмичность обусловливается не пульсацией механизма, формирующего осадок, а периодическим изменением условий седиментации в самом водоеме.

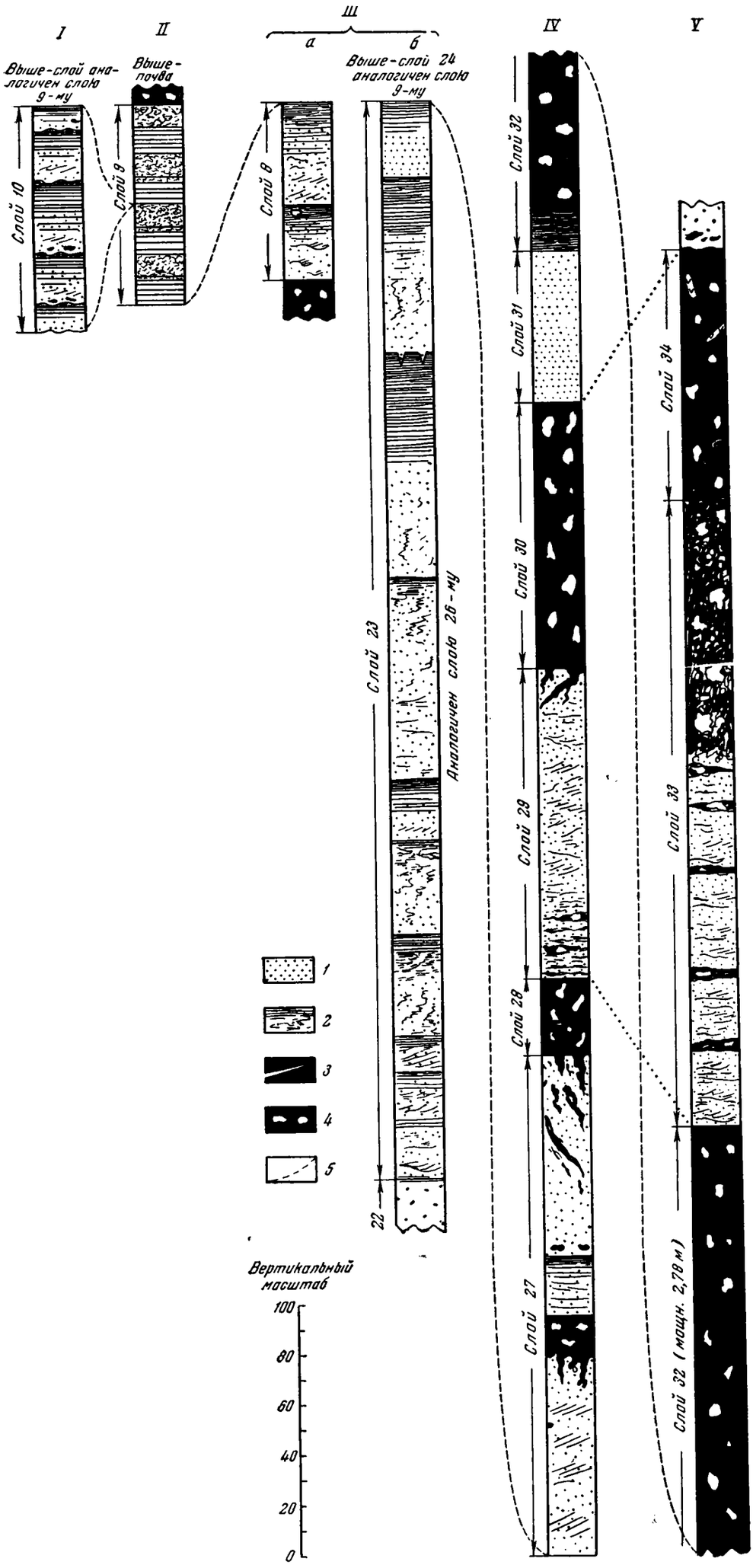
Водоем, в котором отлагался косослоистый песок, отличался от мелеющего заиливающегося водоема, на дне которого отлагался тонкозернистый ил, хотя переход водоема из одного состояния в другое и совершался постепенно. Водоемы эти были иногда наземные, типа озер (может быть, лагун), так как один из конкретных слоев с ритмичностью подобного рода лежит на слое почвы мощностью около 20 *см* (см. фиг. 7, колонка III, *а*). Количество ритмов при этом невелико.

В других случаях, когда ритмичность этого типа приходит на смену седиментации в типично бассейновых условиях, ритмы подобного строения многократно повторяются, образуя слои мощностью до нескольких метров (см. фиг. 7, колонка III, *б*). При этом в основании нижних ритмов в сероцветном песчанике видна косая и косоволнистая слоистость, в верхних ритмах слоистости в песчанике уже не видно, зато заметны многочисленные замывы, затеки, следы взмучивания и оползания, подчеркнутые красноцветным тонкозернистым материалом.

Мощность ритмов от 15—20 до 70—90 *см*. Для этих ритмов характерны: резкий контакт в основании песчаника и постепенный переход от серого песчаника (или крупнозернистого алевролита) вверх в мелкозернистый красноцветный алевролит. Слой этого типа перекрывается рядом ритмов, сложенных чередованием отложений мелководных водоемов, периодически осушавшихся и зараставших (см. фиг. 7, колонка II). Накопление этих отложений завершалось мощным почвообразованием.

Мы видим совершенно постепенный и закономерный переход от водоема с нормальным режимом, в котором формировались отложения подводных частей дельт (слой 22), в водоем с периодическим заиливанием, возможно, обусловленным появлением более засушливых климатических условий (слой 23). Далее он переходит в мелководный спокойный водоем с периодическими осушениями, иногда доходящими до незначительного почвообразования (слой 24) и, наконец, завершается длительным почвообразованием, давшим слой почвы, мощностью около 5 *м* (слой 25). Здесь налицо отчетливо регрессивная смена фаций от бассейновых до континентальных; на этом фоне, в переходных условиях, развивается ритмичность, выраженная сменой осадков разных генетических типов, по-видимому, вызываемой климатическими изменениями.

4. Следующий тип ритмичности (см. фиг. 7, колонка IV) определяется тем, что в нем каждый ритм сложен двумя элементами: внизу — песчаник, чаще мелкозернистый, зеленовато-серый, обычно с неясно видной слоистостью, преимущественно мелкой косой и косоволнистой, сменяющейся пологоволнистой и неправильно-горизонтальной в верху слоя. На этом песчанике с резким контактом залегают отложения почв. Последние по трещинам растрескивания иногда глубоко проникают в песчаник, образуя причудливый узор. Резкий контакт между типично-субаквальными песчаными отложениями водоема и континентальными образованиями почв отличает ритмичность этого типа (см. фиг. 7, колонка IV)



Фиг. 7. Примеры сложной ритмичности в меденосной толще (схематические зарисовки конкретных слоев Джезказганской свиты)

1 — песчаник или крупнозернистый алевролит, обычно серого или зеленовато-серого цвета; *2* — текстура породы, часто подчеркнутая красным тонкозернистым материалом *3* — аргиллиты и мелкозернистые алевролиты, обычно красноцветные; *4* — известковистые конкреции; *5* — последовательность напластования различных типов пород в разреве. Слева сбоку колонок даны номера слоев(см. колонку на фиг. 10)

I, *II* — отложения в водоемах озерного типа с периодически изменяющимися условиям седиментации. *I* — с периодическим появлением движений воды, сменяющихся покоем и заиливанием водоема; *II* — с периодическим осушением и почвообразованием; *III* — ритмичность седиментации в периодически заиливающихся водоемах (сначала в них было движение воды, а затем водная среда становилась неподвижной): *а* — водоем возможно был расположен на суше, так как в основании ритмически построенного слоя небольшой мощности лежит почва; *б* — переход от водоема нормального режима (слой 22) через заиливающийся водоем (слой 23) к периодически осущающемуся водоему типа озерного (слой 24, аналогичный слою 9); IV — отложение в пересыхающем водоеме, дно которого периодически становилось сушей. Видно чередование субаквальных песчаных слоев со слоями почв; мощности последних возрастают от ритма к ритму; *V* — крупный ритм, представляющий собой как бы усложненный ритм предыдущего типа, образующийся в периодически пересыхающем водоеме

от предыдущей (см. фиг. 7, колонка III, *б*). Такой контакт свидетельствует о том, что дно водоема периодически осушалось. При этом по постепенному увеличению мощности слоев почв от ритма к ритму можно судить, что периоды осушения становились с течением времени все более и более длительными. Эти ритмы отражают резкую смену фациальных условий и в этом сходны с циклом осадконакопления, обусловленным тектоническими движениями.

Ритм (слои 29 + 30) в основании имеет сложное строение, с рядом прослоев, несущих следы почвообразования, которые затем исчезают. Это указывает на то, что после формирования почвы (слой 28) еще некоторое время сохранялись влияния близости суши. Еще более ярко это видно на примере слоя 33 (см. фиг. 7, колонка V), где в песчанике, заключенном между двумя очень мощными слоями почвы (нижний — около 2,8 *м*, верхний — около 2 *м*), периодически появляются условия кратковременного почвообразования.

В верхней части песчаника, переходной к вышележащей почве, были встречены обугленные растительные остатки плохой сохранности (верхняя часть слоя 33). В вышележащих почвах (слой 34) был отмечен гипс.

Ритмичность четвертого типа (см. фиг. 7, колонки IV и V) возникала в условиях, когда дно водоемов периодически осушалось и превращалось в сушу, причем и здесь мы видим все большее усиление роли континентальных условий, свидетельствующее о регрессивной направленности развития этих условий.

Как видно из рассмотрения строения этих разнообразных ритмов, все они, по-видимому, возникали в очень спокойных и мелководных водоемах с ровным и плоским дном, с периодическими поступлениями в них вод и периодическими, зачастую достаточно длительными, стадиями осушений. Масштаб их и время существования были разнообразны, так же как и диапазон изменения фаций, но во всех случаях несомненно, что причина их появления связана с климатическими условиями.

В угленосных толщах, формировавшихся в гумидной обстановке, кроме цикличности также отмечалась и ритмичность, как образующая внутреннюю текстуру пород, так и более сложная, обусловленная различными климатическими изменениями, большей или меньшей обводненностью областей седиментации, периодическим осушением и зарастанием водоемов и другими причинами.

Так, например, в угольных пластах прослои, обогащенные фюзеном, могут чередоваться с прослоями ксиловитрена. Это чередование отражает неоднократное превращение сухих торфяных болот в болота обводненные. Фациальная обстановка здесь была единой (торфяное болото) и даже породы в этих условиях образовывались одинаковые (угли), но различающиеся своими структурными особенностями.

Более сложная ритмичность, связанная с периодами обводнений и осушений, представляет собой частое ритмическое чередование озерно-болотных или лагунно-болотных отложений, т. е. пород уже различных генетических типов. Так, например, в свите C^7_2 в Должанском районе Донецкого бассейна автором был описан цикл между известняками M^1_1 и M_2. Нижняя его часть сложена прибрежно-морскими отложениями небольшой мощности. Средняя часть (около 20 *м* мощностью) сложена ритмами мощностью по несколько десятков сантиметров, начинающимися песчано-алевритовыми мелководными отложениями лагун или озер с волнистой слоистостью ряби, а выше переходящими в отложения подпочвы, а затем — почвы с большим количеством остатков корневой системы растений (что свидетельствует об осушении и зарастании дна водоема). На смену им приходят углистые аргиллиты с тонкой неясной горизонтальной слоистостью, отлагавшиеся в озерных или лагунных условиях вновь наступившего большего обводнения. Таких ритмов было отмечено

тринадцать. Сменяется эта ритмически построенная сложная средняя часть цикла глинистыми отложениями небольшой мощности (около 4 *м*) сначала с лагунной, а затем с типичной морской фауной, составляющими верхнюю трансгрессивную часть цикла.

В свите C_2^5 на Яновском участке цикл k_6, начинающийся лагунными отложениями, далее в основном представлен чередованием отложений почвы и подпочвы, что указывает на периодическую смену то большего, то меньшего развития растительного покрова. Мощность этой средней части цикла около 17 *м*. Завершается цикл опять лагунными отложениями небольшой мощности.

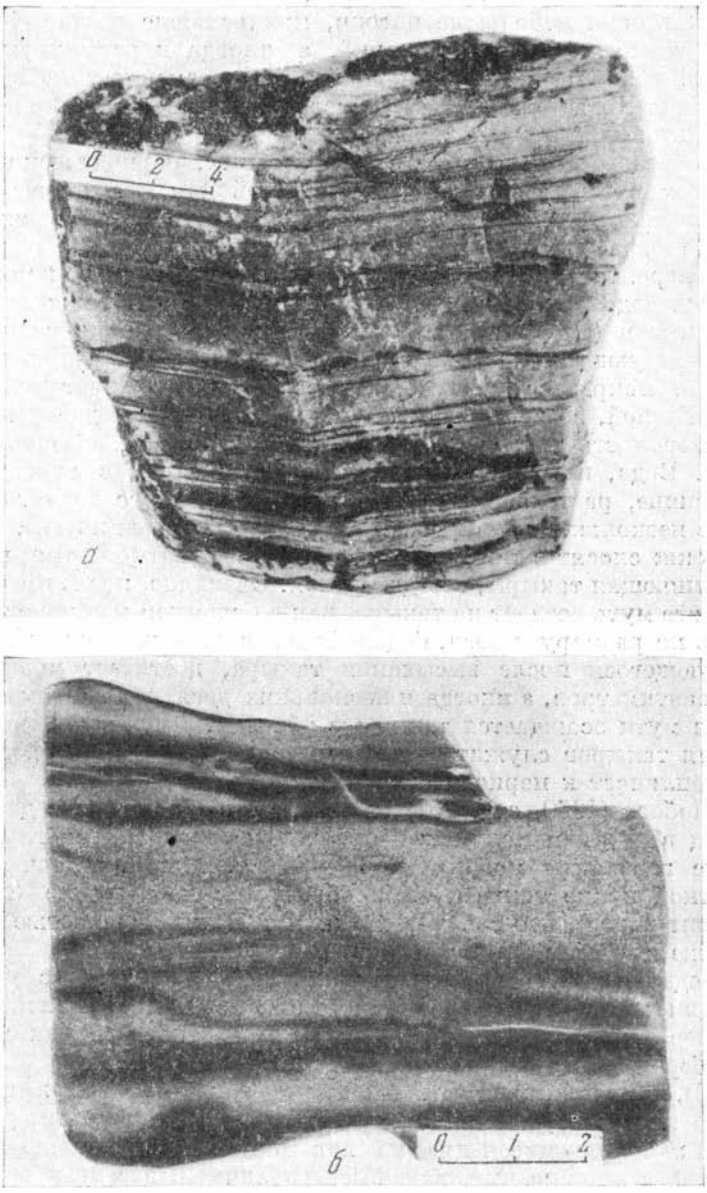
Циклы со средней частью, сложенной подобного рода ритмическим чередованием, отмечались и в других местах, причем во всех случаях они являлись нейтральными, т. е. относились к средней части цикла следующего высшего порядка.

В Кузнецком бассейне при изучении ерунаковской свиты автором (Ботвинкина, 1953) циклы со сложно-построенной средней частью были выделены даже в особый тип аллювиально-болотных циклов. Циклы этого типа были отмечены в средних частях макроциклов.

Совершенно несомненно, что причина появления ритмичности такого рода — климатическая. Однако в гумидных условиях отложения подобного типа встречаются значительно реже, чем в аридных, так как в последних, естественно, климатические изменения и изменения количества влаги сказываются резче.

Интересно, что слои с ритмическим чередованием пород были отмечены Н. Н. Бакуном (1958) в осадочной толще Удоканского месторождения протерозойского возраста: они залегают среди осадков подводной части дельты, или же их перекрывают. Им свойственна тонкая горизонтальная слоистость, образованная тонкоритмичным чередованием песчано-алевритовых и алевритово-глинистых осадков (фиг. 8). Среди них в большем количестве встречаются прослои со знаками волновой и перекрестной ряби, ходами червей и трещинами высыхания, свидетельствующими об отложениях в условиях очень мелководного, иногда осушающегося бассейна.

В толщах медистых песчаников верхней перми в Приуралье автором также неоднократно наблюдались слои, сложенные ритмическим чередованием пород. К ним относятся слои до 1—1,5 *м*, представленные ритмическим чередованием прослоев небольшой мощности (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) буроватого мелкозернистого песчаника или алевролита крупнозернистого, мелко-косослоистого, с мелкозернистым алевролитом и аргиллитом, красновато-коричневого цвета, иногда горизонтальнослоистым, иногда — комковатым. В этом переслаивании пород первичная слоистость нарушена многочисленными мелкими оползаниями, взмучиванием и трещинами растрескивания. Некоторые прослои целиком представляют собой оползневые горизонты, в которых в мелкозернистом алевролите заключены комки («колобки») алевролита крупнозернистого, со следами первичной слоистости, но уже сильно деформированной. Общий структурно-текстурный облик этих пород несомненно указывает на формирование их в каких-то весьма мелководных водоемах, часто осушавшихся (может быть, расположенных на суше). Интересно, что среди этих часто чередующихся и в общем тонкозернистых пород встречаются вытянутые тонкие линзы (мощностью 5—10 *см* и протяженностью в несколько метров) серого гравелита, сильно известковистого, с разнообразной мелкой галькой, резко переходящего к периферии линзы (там, где ее мощность уменьшается) в полимиктовый среднезернистый зеленовато-серый песчаник. В гравелите были встречены грубые растительные остатки. Нижний контакт этих линз резкий, но без отчет-



Фиг. 8. Ритмично построенные слои

а—песчаник, образующий мелкие ритмы с размывом в основании (см. фиг. 7, колонка I). Текстура подчеркивается скоплениями тяжелого шлиха (образец Ф. П. Кренделева); *б* — мелкие ритмы в джезказганской свите (см. фиг. 7, колонка III, *а*)

ливого размыва. Такое соотношение пород свидетельствует о своеобразных условиях седиментации, когда в водоемы, по-видимому, весьма мелководные, но устойчиво существовавшие на данной площади (о чем свидетельствует значительная мощность толщ переслаивания) со спокойными условиями седиментации, время от времени внезапно втекали бурные, но, видимо, весьма небольшие потоки, приносившие песчано-гравийный материал, гальку, обломки растений, а иногда и остатки животных. О небольшой величине и относительной кратковременности действия этих потоков свидетельствует малая мощность и быстрое выклинивание песчано-гравелитовых линз.

Таким образом, фацию крайне мелководных, периодически осушающихся водоемов следует считать характерной для красноцветных отложений, включающих прослои медистых песчаников, независимо от их возраста и географического местоположения.

Вполне вероятно, что в ряде случаев эти мелководные, периодически осушавшиеся водоемы были подобны современным прибрежным такырам. Д. В. Наливкин (1955, стр. 365) характеризует условия седиментации последних следующим образом. Такыры обычно имеют ровную и твердую поверхность, покрытую неглубокими трещинами и многоугольниками усыхания. Весной, во время таяния снегов и выпадения дождей, вся громадная поверхность такыров покрывается слоем воды, обычно не более 0,5—0,6 *м*. Вода, переполняющая русла на смежной с такыром предгорной равнине, растекается по ней в виде сплошного водного покрова глубиной в несколько сантиметров, образуя «плащовый поток». Эти «плащовые потоки» сносят в такыры глинистые и пылеватые частицы; поэтому вода, заполняющая такыры, всегда мутная. Очевидно, после прекращения половодья эта муть оседает на такыре, как в огромном мелком отстойнике, сортируясь по размеру и весу. Годовой слой глинисто-алевритового осадка, образующегося после высыхания такыра, достигает мощности нескольких сантиметров, а иногда и нескольких десятков сантиметров. Новая порция мути осаждается таким же образом. Другим источником материала для такыров служит ветер и пылевые бури, приносящие песок, который прилипает к периодически влажному дну такыра.

Е. В. Лобова (1960, стр. 257) отмечает, что в такырах с длительным застоем вод в верхнем полуметре или глубже развиваются глыбистые и комковатые горизонты мощностью 20—25 *см*. Гипс приурочен либо к поверхностной корке такыра, либо образуется на глубине 25—45 *см* (2-й горизонт гипса), что связано с режимом и интенсивностью увлажнения, а также с глубиной промокания.

В приведенных описаниях нетрудно увидеть сходство с условиями седиментации ритмично построенных отложений джезказганской свиты. Еще большее сходство обнаруживается при их сопоставлении с характеристикой береговых такыров или раннов.

По Д. В. Наливкину (1955), береговые такыры — это прибрежные, совершенно плоские депрессии, с глинистым или соленосным дном, периодически заполняющиеся пресной или морской водой и затем высыхающие. Длина и ширина их может быть различной, достигая сотен километров. Так, например, ранн Кача (в Индии) имеет длину 320 *км* и ширину 130 *км*. С одной стороны он граничит с дельтой р. Инд и частично с Индийской пустыней, с другой стороны — с Индийским океаном. Сухие протоки Инда пересекают ранн; в наиболее многоводные сезоны они заполняются водой. В ранн впадают реки и поэтому во время половодий на месте ранна образуется солоноватое озеро очень больших размеров, с глубиной 0,5—1 *м*. Есть данные, что часть ранна ранее была лиманом и даже заливом, в который входили корабли. Другая часть ранна Кача граничит с обширными мангровыми зарослями, тянущимися на десятки километров и примыкающими к обширным илистым низинам. Этот ранн

совершенно плоский и во время речных половодий покрывается пресной водой. Во время засух ранн безжизнен. Береговые такыры развиваются на обнажающемся дне моря с изрезанной береговой линией. Д. В. Наливкин приводит и другой пример берегового такыра (Ащи-сор), образовавшегося на месте морского залива Каспийского моря в течение нескольких десятков лет.

В области ранна Кача, по Д. В. Наливкину (1955, стр. 365), наблюдается весьма разнообразный комплекс современных и верхнечетвертичных отложений: близ устьев рек развиты отложения плоских дельт, постепенно переходящие в отложения громадных шоров с характерной соляной коркой. Далее к западу шоры сменяются такырами с алевритовым дном. Ближе к морю такыры временно затопляются им и «...отложения их приобретают смешанный такыро-морской характер. Они сменяются отложениями эстуариев или же мелких илистых заливов, представленных песками и глинами с солоноватоводной и морской фауной. В области ранна входят мощные мангровые заросли с характерными илисто-углистыми отложениями, а немного далее, в море,— береговые коралловые рифы. Наконец, на севере отложения ранна переходят в мощную толщу отложений дельты реки Инда, а восточнее — в песчаные дюны пустыни Тар, среди которых располагаются небольшие горько-соленые озера. Подножия окружающих возвышенностей покрыты сплошным поясом аллювиальных отложений: красными, пятнистыми, неслоистыми глинами с линзами и полосами песков и гравийных конгломератов, обычно немых, реже с наземной фауной». Во время опусканий берега весь ранн покрывается морем и на нем отлагаются морские осадки.

Перечисленные типы отложения, как мы видели, были обнаружены и среди пород джезказганской свиты. Нетрудно себе представить, что при закономерно направленной миграции береговой линии в определенных тектонических условиях в области ранна может возникать такая же последовательность отложений, какую мы видим в циклически построенном разрезе джезказганской свиты. Таким образом, фациальную обстановку ее образования в целом, очевидно, можно представить себе как область своеобразного параллического осадконакопления, в которой заливы и лагуны (с формирующимися в них подводными дельтами, косами, отмелями) сменялись обширными береговыми такырами или раннами, часто с последующим длительным периодом почвообразования.

Продуктивные фации, т. е. генетические типы пород, содержащие полезные ископаемые, естественно, резко различаются в угленосной и меденосной формациях. Для угленосной формации их определение просто, так как угли, относящиеся к фации торфяных болот, образуют самостоятельные пласты наравне с другими породами.

Значительно сложнее обстоит дело с толщами, содержащими медистые минералы, являющиеся лишь составными компонентами песчаных пород и притом находящиеся в них в весьма небольшом количестве. Кроме того, известно, что соединения меди легко мигрируют на разных стадиях формирования пород. Все это зачастую является основанием для споров о первичном или вторичном обогащении пород медью, о генезисе месторождений и т. д.

Однако, как мы уже говорили, детальный фациальный анализ позволяет установить в паралических месторождениях меди тесную связь повышенных ее концентраций с песчаными отложениями подводных частей дельт (или с русловым аллювием низовьев речных долин). В меньшей степени меденосность присуща прибрежно-морским отложениям. Остальные фации, по-видимому, не являются меденосными.

Причину этого, возможно, следует искать в том, что перенос меди мог осуществляться в значительной степени в коллоидной форме (на что указывал Л. В. Пустовалов еще в 1940 г.). Коллоиды, перенесенные пресной

водой рек, попадая в морскую соленую воду, свертываются и выпадают близ устьев рек в отложениях подводной части дельты, распределяясь по слойкам и, таким образом, подчеркивая косую слоистость этих отложений. Частично они могли оседать в низовья рек в их руслах, куда соленая вода могла попадать при приливах. Небольшое количество меди попадает при разносе осадка вдоль берега в прибрежные пески, однако концентрация меди в них уже значительно более низкая. Дальше медь не распространяется. Не исключено, что медь могла переноситься в растворах и выпадать, приурочиваясь к слойкам, обогащенным растительным детритом (см. фиг. 1). Возможны и другие объяснения.

Тесная связь минералов меди с первичной седиментационной текстурой пород, в частности, со слоистостью, неоднократно отмечалась многими исследователями. Большое внимание этому вопросу уделил В. М. Попов (1955, $1959_{1,2}$).

Детальное рассмотрение медистых пород показывает, что компоненты породы, содержащие медь, садились одновременно с другими ее компонентами (песчаными зернами) и распределялись в осадке, подчиняясь механизму формирования тонкой слоистости (слойчатости) осадка.

Независимо от формы переноса, связь медистых минералов с седиментационной текстурой породы, а также приуроченность их к определенным генетическим типам пород позволяет сделать некоторые выводы.

1. Если медистые минералы подчеркивают первичную косослоистую текстуру дельтовых (и других) отложений, то это является весьма существенным свидетельством в пользу первично-осадочного происхождения меди в медистых песчаниках.

2. Явная приуроченность меди к определенному генетическому типу песчаников (и отсутствие ее в песчаниках такой же структуры и состава, но иного генетического типа) также является указанием на ее первично-седиментационное происхождение.

3. Эта приуроченность может служить поисковым признаком: при поисках меденосных залежей следует ориентироваться, очевидно, в первую очередь на песчаные толщи дельтового и аллювиального происхождения.

4. С этих позиций становится понятным, почему в одном и том же пласте песчаника медь распространена не равномерно, а приурочена к определенным его участкам. Дело в том, что в ископаемых толщах, формировавшихся в паралической обстановке, один и тот же песчаный горизонт чаще бывает генетически неоднородным: дельтовые песчаные отложения переходят в песчаные же отложения зоны течений, кос, пересыпей, в прибрежно-морские песчаные накопления и т. д. Естественно, что если оседающие коллоиды меди обогащают линзу песков подводной части дельты, то далее они уже не распространяются (или распространяются в незначительном количестве).

Сказанное, конечно, отнюдь не исключает дальнейшего перемещения медистых соединений в стадии диагенеза, эпигенеза и метаморфизма. Это перемещение еще более усложняет и без того сложную первичную картину распределения участков, обогащенных медистыми минералами. Наблюдения ряда исследователей (В. М. Попова, Л. Ф. Наркелюна, И. П. Дружинина и многих других) говорят о том, что это вторичное перемещение приводит к несколько большей концентрации меди в виде пятен, линз, гнезд разного размера, приуроченных к определенному песчаному пласту. Возможно и обратное явление — скопления рудных минералов, вначале приуроченные к определенным частям текстурных элементов, в результате вторичного перемещения как бы «размазываются» по породе. В толщах медистых песчаников это особенно характерно для окислов железа.

Однако при внимательном рассмотрении пород все же обычно можно определить первичную приуроченность рудных компонентов к тем или

иным стратиграфическим единицам разного порядка (от слойков внутри породы до слоев и пластов в осадочных толщах), а также выявить степень их перемещения.

5. Так как рудные накопления в Джезказгане приурочены главным образом к дельтовым образованиям, а смена отложений в джезказганской свите имеет в общем регрессивный характер, то обогащение разреза рудой будет смещаться в соответствии с перемещением положения береговой линии: в верхах свиты — к югу (в сторону палеоморя), в низах — в обратную сторону. Этот вывод совпадает с аналогичным выводом, сделанным ранее Л. Ф. Наркелюном (1961_1). При этом следует учитывать общую тенденцию к унаследованности палеорельефа, весьма отчетливо проявляющуюся во многих случаях и совершенно твердо установленную для паралического осадконакопления угленосной толщи Донбасса.

6. Из разобранного материала можно сделать еще один практический вывод. Так, В. М. Попов (1959) указывает, что наиболее благоприятным для медного оруденения является примерно равное соотношение в разрезе сероцветных и красноцветных пород. Он пишет: «...мощные толщи пород, однообразно окрашенные в серо-зеленые тона, даже при их, казалось бы, благоприятных литологических составе и окраске, не являются перспективными для оруденения, если в их разрезе отсутствуют пачки красноцветных пород или если они стратиграфически удалены от красноцветных слоев. Медное и иное оруденение, строго локализуясь в серых и серо-зеленых пластах, исчезает в них, если эти последние не сопровождаются красноцветными слоями или приобретают большую мощность» (стр. 185). С другой стороны, для накопления меди неблагоприятно и резкое преобладание в разрезе красноцветных прослоев.

Это становится совершенно объяснимым с позиций фациально-циклического анализа. Примерно равное соотношение сероцветов и красноцветов возникает при циклической седиментации близ береговой линии суши и широком развитии дельтовых отложений. При преобладании сероцветных пород и подчиненной роли красноцветов оруденение отсутствует, так как при этом сероцветные песчаники являются уже морскими, образовавшимися в удалении от берега, т. е. в обстановке, неблагоприятной для накопления меди. При обратном соотношении преобладают континентальные образования, а песчаники относятся к фации заиливающихся или осушающихся водоемов.

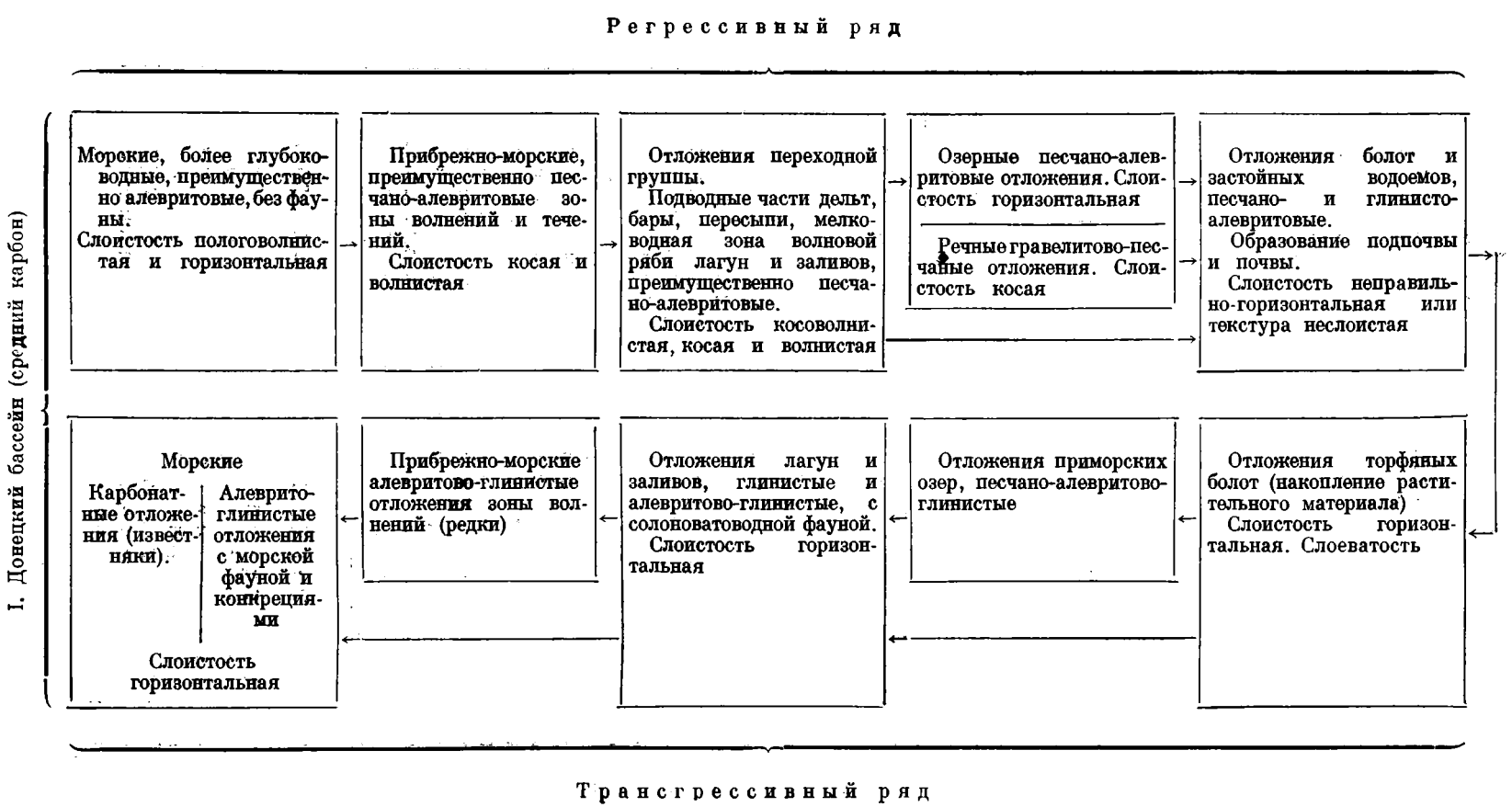
Кроме того, мы постоянно видим, что при циклическом строении разреза, закономерности, характерные для элементарных циклов, остаются справедливыми и для циклов высших порядков. А так как меденосность в циклах Джезказганского месторождения приурочивается к его нижней, регрессивной части, то отсюда естественно ожидать максимального рудонакопления в циклах, образующих регрессивную часть более крупного цикла следующего порядка. Наличие же красноцветов большой мощности свидетельствует о том, что это отложения одного или нескольких циклов, составляющих среднюю часть цикла высшего порядка.

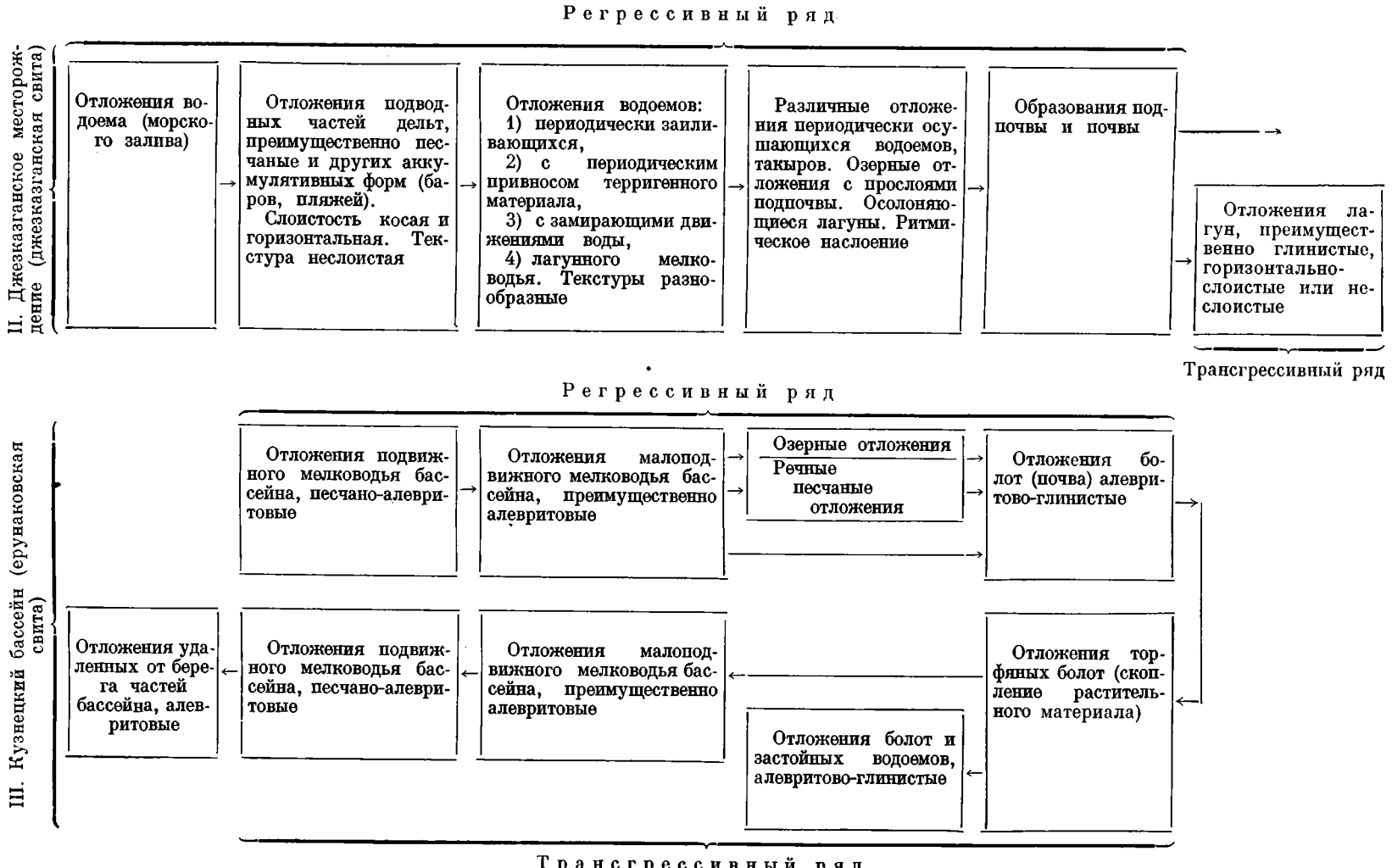
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПАРАЛИЧЕСКИХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Прежде чем переходить к сравнительному анализу строения угленосных и меденосных толщ, остановимся кратко на характеризующих паралическую седиментацию общих чертах, которые установлены в результате изучения фактического материала по угольным месторождениям.

Осадконакопление в паралических условиях характеризуется прежде всего большим разнообразием обстановок седиментации, а, следовательно, и разнообразием формирующихся в них генетических типов отложений. Это зависит от пестроты ландшафта близ береговой линии как со стороны суши, так и со стороны моря (или вообще водного бассейна). Могут быть

Схема переходов отложений различных генетических типов в регрессивном и трансгрессивном рядах в угленосных и меденосных толщах




Регрессивный ряд
II. Джезказганское месторождение (джезказганская свита)
Отложения водоема (морского залива)
Отложения подводных частей дельт, преимущественно песчаные и других аккумулятивных форм (баров, пляжей). Слоистость косая и горизонтальная. Текстура неслоистая
Отложения водоемов: 1) периодически заиливающихся, 2) с периодическим привносом терригенного материала, 3) с замирающими движениями воды, 4) лагунного мелководья. Текстуры разнообразные
Различные отложения периодически осушающихся водоемов, такыров. Озерные отложения с прослоями подпочвы. Осолоняющиеся лагуны. Ритмическое наслоение
Образования подпочвы и почвы
Отложения лагун, преимущественно глинистые, горизонтально-слоистые или неслоистые
Трансгрессивный ряд
Регрессивный ряд
III. Кузнецкий бассейн (ерунаковская свита)
Отложения подвижного мелководья бассейна, песчано-алевритовые
Отложения малоподвижного мелководья бассейна, преимущественно алевритовые
Озерные отложения
Речные песчаные отложения
Отложения болот (почва) алевритово-глинистые
Отложения удаленных от берега частей бассейна, алевритовые
Отложения подвижного мелководья бассейна, песчано-алевритовые
Отложения малоподвижного мелководья бассейна, преимущественно алевритовые
Отложения торфяных болот (скопление растительного материала)
Отложения болот и застойных водоемов, алевритово-глинистые
Трансгрессивный ряд

встречены разнообразные отложения: континентальные, связанные с побережьем и, наконец, более удаленные от береговой линии, сменяющие друг друга в пространстве и во времени в зависимости от изменения конфигурации береговой линии и ее миграции, вызываемой разными причинами.

Другой отличительной особенностью седиментации в параллических условиях является обусловленная миграцией береговой линии цикличность [1] седиментации, выражающаяся в последовательной смене рядов фаций: регрессивного (в котором каждый расположенный выше по разрезу генетический тип, по сравнению с предыдущим, формируется ближе к континенту) и трансгрессивного (в котором соотношение генетических типов обратное, указывающее на преобладание все более и более бассейновых условий осадконакопления).

В типичной паралической обстановке накопления угленосных толщ (Донбасс) выделяются ряды отложений, сменяющих друг друга на площади и во времени (схема, I). Отложения и их признаки здесь показаны очень схематично и обобщенно, вообще же фации и литогенические типы в каждой группе охарактеризованы очень подробно (Атлас..., 1956. Жемчужников и др., 1960).

Из анализа последовательности генетических типов пород определены следующие закономерности.

1. Регрессивный и трансгрессивный ряды фаций, как правило, представлены разными фациями, так как в условиях одной и той же палеогеографической зоны, но в зависимости от того, в каком направлении она развивается, возникают различные обстановки и формируются разные осадки. Отчасти это связано с особенностями ландшафта при регрессии и при трансгрессии моря (Ботвинкина, 1956_2).

Отложения некоторых фаций могут быть встречены в обоих рядах. Однако при этом они все же остаются характерными для одного ряда, а в другом играют резко подчиненную, второстепенную роль.

Кроме того, при этом в одном ряду, для которого характерны отложения данной фации, они представлены одними литогенетическими типами, а в другом ряду — уже другими типами той же фации. Так, например, отложения фации алевритовых осадков материкового моря, выделенные в разрезах Донецкого бассейна, встречаются и в регрессивном, и в трансгрессивном рядах фаций. Однако при регрессии они представлены алевролитом крупнозернистым (с тонкими подчиненными прослоями мелкозернистого), горизонтально- или полого-волнистослоистым, обычно начинающим регрессивный ряд отложений в типично морской обстановке седиментации (в тех случаях, когда предыдущий трансгрессивный ряд кончался достаточно мощными типично морскими тонкозернистыми отложениями). В трансгрессивном же ряду эта фация представлена преимущественно алевролитом мелкозернистым, обычно горизонтальнослоистым, однородным или же с редкими тонкими прослоями алевролита крупнозернистого, иногда с фауной пелеципод, гастропод и лингул. В трансгрессивном ряду эти отложения либо являются переходными от лагунных к типично морским, либо завершают трансгрессивный ряд фаций при отсутствии в нем более мористых отложений.

2. В каждом конкретном разрезе редко можно встретить полный «набор» фаций указанных рядов, обычно те или иные члены его выпадают по разным причинам как внутреннего, так и

[1] Многие авторы называют это явление ритмичностью, однако, следуя Ю. А. Жемчужникову (1955), мы считаем ритмичность более простым повторением пород, чем цикличность. Эти два явления вызываются и разными причинами.

внешнего порядка. Во-первых, при сложном и пестром распределении фаций в прибрежно-морской обстановке на площади одновременно существуют и дельты, и бары, и лагуны и т. д. Следовательно, разрез в одном месте будет включать, например, дельтовые отложения, а синхронная ему часть разреза в другом месте будет представлена отложениями баров или лагун. В других случаях в ряду фаций может вообще не образоваться отложений той или иной частной фации.

Размывы, особенно эрозионные, уничтожают часть ранее накопившихся осадков и, таким образом, регрессивный ряд фаций часто бывает сокращен, а иногда и совсем уничтожен. Особенно резко это проявляется при приближении к области древней суши, в тех случаях, когда район седиментации периодически выходил из-под уровня моря и находился в континентальных условиях.

Разрезы бывают представлены разными генетическими типами отложений также в зависимости от местоположения их относительно древней береговой линии. Так, например, в пункте, расположенном ближе к суше, будут преобладать континентальные отложения, а из морских — встречаться лишь самые прибрежные, в пункте же, наиболее удаленном от суши,— наоборот. В среднем между ними положении диапазон фациальных изменений наибольший. Следовательно, каждый тип фаций как регрессивный, так и трансгрессивный, может начинаться и кончаться отложениями любого генетического типа. При сопоставлении особенностей разрезов различных паралических толщ совершенно необходимо учитывать их место в общем палеогеографическом плане. Некоторую роль в распределении фаций играет также и общий уклон дна водоема. Однако последний мало сказывается на последовательной смене фаций, а лишь как бы суживает или расширяет область седиментации в каждой из них (в направлении, поперечном к береговой линии).

Наконец, выпадение фаций может происходить в зависимости от различных скоростей накопления осадков и времени пребывания данного района в тех или иных условиях седиментации. Обычно это определяется особенностями тектонического режима, существовавшего во время седиментации.

3. Все имеющиеся в данной области седиментации генетические типы отложений одного ряда могут последовательно сменять друг друга во времени, в порядке, обусловленном их палеогеографическим распространением.

4. Переход от одного ряда фаций к другому совершается либо постепенно, в течение более или менее длительного периода относительной стабилизации условий, либо резко, скачкообразно, с резкой сменой фаций. Эта особенность развития циклически построенных паралических толщ зависит прежде всего от того, какое место занимает данный седиментационный цикл в цикле высшего порядка. Выпадение фаций и асимметричное строение циклов в угленосных толщах наиболее характерно для циклов регрессивного ряда. На этом мы еще остановимся несколько ниже.

5. Непосредственной причиной циклического строения в паралических осадочных толщах является многократная миграция береговой линии.

В данной статье мы не будем подробно разбирать причины этой миграции [1], а разберем вопрос об особенностях строения циклов, исходя

---

[1] В коллективной работе (Жемчужников и др., 1960) приводится ряд положений, доказывающих, что миграция эта вызывается тектоническими движениями переменного знака.

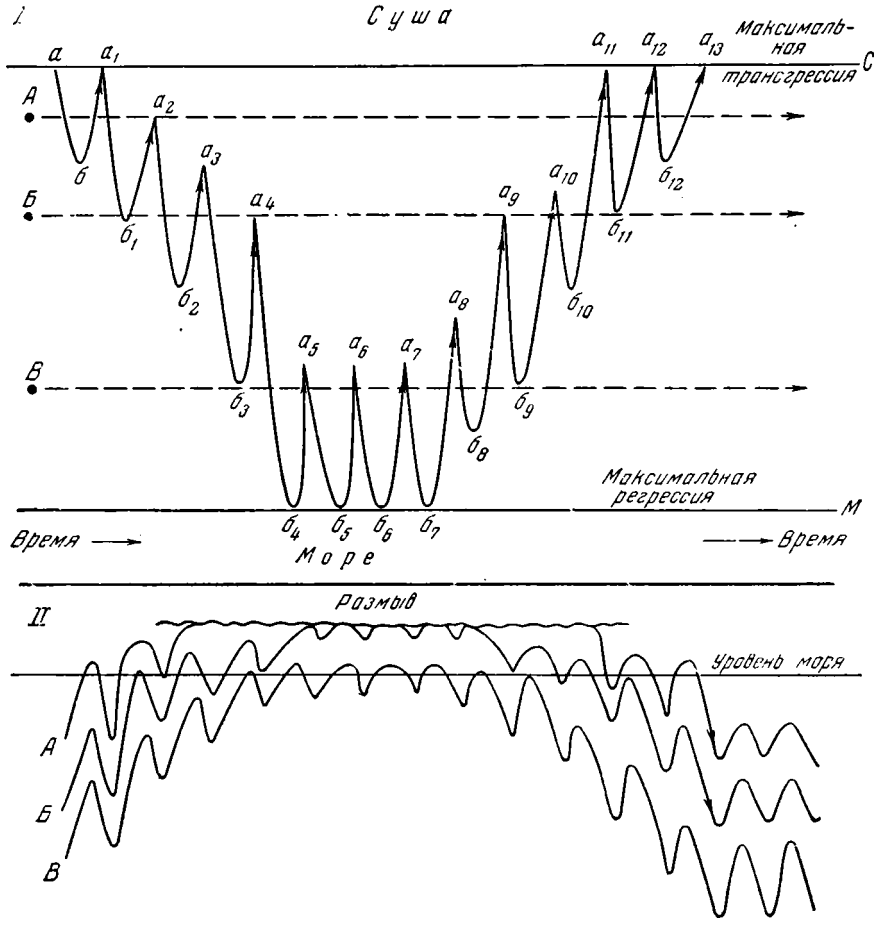
только из изменений положений береговой линии в течение длительного времени. Известно, что положение береговой линии не стабильно, она мигрирует то в сторону суши, то в сторону моря, образуя соответственно то трансгрессивный, то регрессивный ряды фаций и, следовательно, вызывая циклическое строение образующейся осадочной толщи. Но как происходит эта миграция, закономерно или же беспорядочно? И в чем ее закономерность: мигрирует ли она всегда равномерно или нет? Среди геологов есть сторонники каждой из этих точек зрения.

Детальные исследования угленосных толщ, имеющих в угольном пласте четкий «репер», отмечающий положение береговой линии, показали, что миграция эта происходит отнюдь не равномерно, подобно маятнику, но и не беспорядочно, как это считают многие геологи, а строго подчиняясь определенной закономерности, по-видимому, обусловленной сложной периодичностью тектонических движений. Если береговая линия мигрирует в сторону моря, то регрессивный ход развития как бы нарастает (фиг. 9): береговая линия, передвигаясь из одного положения (a_1) в другое ($б_1$), возвращается обратно не на то же самое место, а задерживается уже несколько дальше, чем первоначально (a_2).

Таким образом, каждое исходное положение береговой линии в последующем цикле (a_{n+1}) отстоит дальше от суши, чем в цикле предыдущем (a_n). В осадках образуется ряд седиментационных циклов регрессивного характера. При этом время накопления регрессивного ряда фаций в каждом цикле, по-видимому, должно быть большим, чем для его трансгрессивного ряда. Иначе говоря,— в каждом цикле регрессия более длительна, чем трансгрессия. В результате этого фации начала регрессивного ряда более мористы по сравнению с фациями конца трансгрессивного ряда того же цикла, а мощность осадков регрессивной части цикла обычно больше мощности осадков его трансгрессивной части. Для регрессивных циклов наиболее характерен резкий, скачкообразный переход от одного цикла к другому. Эта тенденция с течением времени все более нарастает, пока береговая линия не доходит до своего крайнего положения, отвечающего эпохе максимальной регрессии. Здесь ее колебания могут происходить иногда несколько раз примерно в одних и тех же пределах, а фации начала и конца цикла — занимать более или менее одинаковое положение относительно береговой линии; представлены они главным образом континентальными, а из морских — наиболее прибрежными отложениями. Образуются циклы, не имеющие отчетливо выраженной тенденции — «нейтральные» [1]. В это время, в результате длительного пребывания области выше уровня моря, при наличии поднятий и резкого рельефа, может происходить размыв накопившихся ранее осадков (фиг. 9, II, *А* и *Б*), а при пониженном рельефе — заболачивание, образование почв, элювия или же коры выветривания (фиг. 9, II, *В*).

Затем в миграции береговой линии начинает проявляться новая тенденция: от цикла к циклу она продвигается все дальше и дальше в сторону суши, а время ее продвижения в этом направлении становится все более длительным по сравнению с временем ее обратного движения. Поэтому для каждого пункта данной области условия становятся в общем все более и более морскими. Морские отложения приобретают все более и более глубоководный характер; фации начала цикла становятся менее

[1] А. П. Феофилова (1954) впервые отметила закономерность изменения фаций начала и конца седиментационного цикла и выделила циклы трех типов: регрессивные, трансгрессивные и однородные. Последние характеризуются тем, что фации начала и конца седиментационного цикла занимают примерно одинаковое положение относительно береговой линии. Однако они по составу своему отнюдь не однородны, а могут быть представлены сменой фаций от типично морских до типично континентальных. Поэтому мне сейчас кажется лучше называть их н е й т р а л ь н ы м и (что более соответствует сути обстановки их возникновения).



Фиг. 9. Схема миграции береговой линии в течение длительного времени, обусловливающей циклическое строение осадочных толщ

I — план, *C* — *M* — зона, в пределах которой мигрирует береговая линия; *A*, *Б*, *B* — точки, расположенные в этой зоне; *C* — самое далекое положение береговой линии в сторону суши; a_1, a_2, a и т. д. — положение ее в конце каждой частной трансгрессии; *M* — самое крайнее положение береговой линии в сторону моря; $б_1$, $б_2$, $б_3$ и т. д. — положения ее в конце каждой частной регрессии; *II* — вертикальный разрез. Кривыми схематически показано соответствующее изменение во времени положения каждой точки относительно уровня моря

мористы, чем фации его конца, а мощность регрессивной части цикла зачастую бывает значительно меньшей, чем мощность его трансгрессивной части. Образуется ряд циклов трансгрессивного типа.

Этот ряд заканчивается, когда береговая линия доходит до предела своей миграции в сторону суши (что отвечает эпохе максимальной трансгрессии моря). При этом, так же как и во время максимальной регрессии, может образоваться ряд нейтральных циклов с более или менее одинаковым строением регрессивной и трансгрессивной частей, но с преобладанием в обеих частях наиболее удаленных от берега и наиболее глубоководных для данного района морских отложений. Это продолжается до тех пор, пока не возникает новая тенденция к регрессии и не начнут вновь образовываться циклы регрессивного типа. Такая закономерность в миграции береговой линии образует цикличность следующего, второго порядка; последняя формирует цикличность следующего, более крупного, третьего порядка и т. д. Причина этой сложно построенной периодичности

безусловно должна быть единой, региональной и закономерно действующей. Нам кажется несомненным, что ее надо искать в сложно-периодическом характере тектонических движений (Жемчужников и др., 1960).

В тех случаях, когда «набор» изменения генетических типов менее разнообразен, видно, что циклы регрессивного типа сложены одними генетическими типами, в то время как циклы, образующие трансгрессивную ветвь цикла высшего порядка, состоят уже из других генетических типов пород. Так, например, в угленосной толще Кузнецкого бассейна автором (Ботвинкина, 1953) были отмечены макроциклы (циклы второго порядка), регрессивная часть которых представлена несколькими циклами аллювиального типа, сложенными почти исключительно континентальными (аллювиальными и болотными) отложениями; трансгрессивная же часть макроциклов была представлена циклами бассейновыми и аллювиально-бассейновыми.

6. С регрессивным или трансгрессивным характером развития региона обычно тесно связаны климатические условия. Как показал Н. М. Страхов (1960), эпохи поднятий определяют образование резкого рельефа и аридизацию климата. С эпохами опусканий связана нивелировка рельефа и гумидный климат. Сказанное в ряде случаев можно отнести не только к крупным интервалам времени, о которых говорил Н. М. Страхов, но и к значительно более мелким, вплоть до времени формирования одного цикла осадконакопления (десятки тысяч лет). Однако в других случаях при наличии сходных тектонических и палеогеографических условий может наблюдаться резкое различие в климатической обстановке, что придает осадконакоплению свои специфические черты.

СРАВНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ НАСЛОЕНИЯ УГЛЕНОСНЫХ И МЕДЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время мы не располагаем данными для полного и исчерпывающего сравнения меденосных формаций с угленосными, так как строение первых изучено несравненно менее детально, чем угленосных. Однако даже предварительный анализ уже позволяет сделать некоторые выводы.

Прежде всего оговоримся, что изученный нами материал по Джезказганскому месторождению относится только к джезказганской свите в пределах его центральной части. Судя по генетическим признакам пород,— это была область прибрежной части бассейна с широким развитием отложений подводных дельт (с которыми, как мы видели выше, в основном связано оруденение). Казалось бы в ее пределах была типичная паралическая обстановка со всеми присущими ей закономерностями. Однако анализ конкретных разрезов позволил выявить ту специфику, которая при наличии многих сходных черт все же отличает условия осадконакопления в карбоне на территории Джезказганского месторождения от классической паралической обстановки (примером которой служат угленосные отложения среднего карбона Донецкого бассейна).

На фиг. 10 приведен пример строения части разреза джезказганской свиты. Здесь показана смена пород по структуре, цвету, текстуре и генетическим типам. Все эти признаки вместе выявляют отчетливо цикличе-ское строение осадочной толщи. При этом намечается закономерная направленность развития процесса осадконакопления в каждом цикле и от цикла к циклу, а также различный характер нижнего и верхнего циклов второго порядка. Остановимся на краткой характеристике цикличности.

Каждый из нижних трех циклов (первый, второй и третий) представляет собой закономерно-последовательную смену отложений, нижняя

часть которых формировалась в водоеме, а верхняя — заканчивалась почвообразованием. Таким образом, каждый цикл здесь представлен лишь регрессивным рядом фаций, а трансгрессивная его ветвь, показывающая постепенный переход от суши к морю,— отсутствует (налицо резкая асимметричность в строении цикла). При этом в основании нижнего (первого) цикла имеются отложения нормального водоема с аккумуляцией речных выносов (фация подводной части дельты), которая сменяется довольно длительным осадконакоплением в периодически заиливающихся водоемах, затем — в водоемах, периодически осушивающихся и, наконец, завершается формированием почвы). Последующие два цикла (второй и третий) не имеют дельтовых отложений, а начинаются сразу с отложений заиливающихся водоемов, причем менее мощных по сравнению с нижним циклом. Зато в среднем (втором) цикле достигает большой мощности (12—13 *м*) сложно-построенное чередование отложений пересыхающих водоемов с образованиями почвы. Верхний слой почвы загипсован.

Детали строения отдельных слоев показаны на фиг. 7.

В верхнем (третьем) цикле на смену отложениям водоема с замирающими движениями воды приходят лагунные отложения, а затем — отложения осолоняющейся лагуны, представленные прослоем гипса. Любопытно, что в верхней части этого цикла почвообразование прерывается озерными условиями седиментации, что может быть связано с несколько большей тенденцией района к погружению. Таким образом, от цикла к циклу намечается изменение условий седиментации — от преобладания бассейновых в нижнем цикле к сложному чередованию периодов бассейновых и континентальных в среднем цикле и завершающееся опять преобладанием отложений водоемов, но уже иного типа (осолоняющихся лагун) в верхнем цикле. Такая последовательность образует цикл следующего, второго порядка (мезоцикл I).

Циклы четвертый, пятый и шестой, расположенные выше по разрезу, имеют иное строение. Наиболее типичным для циклов этого типа является пятый. Основание его слагают мощные (более 20 *м*) песчаники, имеющие все признаки, которые были перечислены нами выше для песчаников подводных частей дельт. Налегают они на нижележащие слои с размывом, кроме того, отмечается и ряд внутренних размывов, хотя и менее резко выраженных, обусловливающих сложное строение этой песчаной толщи. Последняя сменяется вверх по разрезу отложениями типа озерных, потом в них появляются прослои типа подпочв, затем озерные исчезают, а среди подпочв появляются прослои почв и, наконец, формируется мощный (7 *м*) слой почвы. В этом цикле мы также видим смену фаций отчетливо регрессивного характера, но с длительной седиментацией в бассейновых условиях (подводная дельта), сменяющейся через переходную зону также довольно длительно существовавшими континентальными условиями.

Отличие лежащего ниже четвертого цикла в том, что мощность его значительно меньше, и завершается он формированием осадка в условиях полуизолированного водоема с периодическим привносом осадочного материала. Но не исключено, что самая верхняя его часть могла быть представлена континентальными отложениями почвы небольшой мощности, нацело смытыми перед формированием пятого цикла. В основании четвертого цикла лежит песчаник, который налегает с резким контактом размыва на зеленый аргиллит, завершающий предыдущий цикл (возможно, что зеленая окраска последнего появилась в результате последующего обесцвечивания верхнего горизонта красноцветной почвы). Можно отметить, что, несмотря на более резко выраженный контакт размыва, чем в последующих циклах, нижние два метра песчаной толщи четвертого цикла сложены неслоистыми однородными мелкозернистыми песчаниками, и лишь потом они становятся грубее, в них начинают появляться прослои гальки, а текстура становится косослоистой.

Самый верхний цикл (шестой) имеет небольшую мощность и отличается простым строением. Основание его сложено песчаниками, формировавшимися уже только в прибрежной части мелководного бассейна, а граница между ними и верхним горизонтом почвообразования резкая, с трещинами растрескивания и проникновением в них вышележащих осадков. Таким образом, мы видим и здесь регрессивный характер развития как внутри циклов, так и от цикла к циклу, образующих новый цикл второго порядка (мезоцикл II).

Общий фациальный облик мезоцикла II отличается от мезоцикла I резким преобладанием песчаных отложений дельтового типа. Для мезоцикла II не характерны толщи ритмического переслаивания, столь типичные для предыдущего мезоцикла, в нем нет прослоев гипса. Наконец, к мощным дельтовым песчаникам в двух нижних циклах этого мезоцикла приурочены скопления медистых минералов (борнита, халькопирита). Особенности этих циклов заключаются в довольно ограниченном «наборе» фаций, генетически близких друг к другу, и в отсутствии трансгрессивного ряда фаций.

По данным И. П. Дружинина, описавшего ряд разрезов джезказганской свиты, эти особенности вообще типичны для циклов джезказганской свиты, так как трансгрессивный ряд присутствует только в циклах верхних горизонтов свиты, причем выражен он лишь маломощными отложениями лагун (см. схему, II), несколько более развит он в нижних частях разреза.

Сравнение особенностей фациально-циклического строения меденосной красноцветной толщи Джезказганского месторождения со строением угленосных толщ Донецкого и Кузнецкого бассейнов показало их сходство и различие.

Сходство заключается в том, что меденосная толща (так же как и угленосная) имеет отчетливо выраженное сложное циклическое строение: отложения различных фаций образуют циклы; их последовательная смена образует цикличность следующего порядка, причем циклы разных порядков имеют одни и те же характерные черты строения (преобладание регрессивного ряда, развитие ритмически построенных толщ в средней части и др.). Иначе говоря, эта циклически построенная толща формируется, подчиняясь одним и тем же закономерностям, в основных чертах сходным с закономерностями, подмеченными при изучении Донецкого бассейна. Как трансгрессивная, так и особенно регрессивная часть цикла бывает представлена не всеми членами данного ряда, часто с выпадением некоторых звеньев; наблюдается взаимное замещение фаций, занимающих в ряде примерно одинаковое положение относительно древней береговой линии. Регрессивные ряды представлены значительно большим разнообразием фаций.

Однако наряду со сходством имеются и черты различия в составе и строении циклов меденосной и угленосной толщ. Прежде всего «набор» фаций меденосной толщи имеет более узкий диапазон, особенно в отношении морских фаций. Все осадконакопление носит более прибрежный характер.

Основное же различие — в соотношении регрессивных и трансгрессивных частей циклов всех порядков. В то время как в циклах Донецкого бассейна обычно выражены оба ряда, большинство циклов Джезказгана начинается с отложений либо прибрежно-морских аккумулятивных форм (дельт, кос и др.), либо довольно мелководных водоемов и завершается в большинстве случаев континентальными отложениями (почв и др.). Таким образом, в большинстве циклов джезказганской свиты мы видим постепенную смену фаций от наиболее морских (или бассейновых) до континентальных, т. е. явно регрессивную их смену. Циклы резко несимметричны. Очевидно, это обусловлено тем, что вся джезказганская свита,

Фиг. 10. Пример строения медоносной толщи части джезказганской свиты. Колонки составлены автором по разрезу буровой скважины

1—6 — циклы 1-го порядка, *I*, *II* — циклы 2-го порядка (мезоциклы)

I. Литологическая колонка: *1* — конгломерат; *2* — «Раймундовский» конгломерат с разноцветной галькой; *3* — глинистая галька подстилающих пород; *4* — песчаник среднезернистый; *5* — песчаник мелкозернистый; *6* — переслаивание песчаника с алевролитом; *7* — алевролит крупнозернистый; *8* — переслаивание алевролитов; *9* — то же с прослоями песчаника; *10* — алевролит мелкозернистый; *11* — аргиллит; *12* — гипс; *13* — контакт размыва; *14* — контакт осушения и растрескивания; *15* — включения конкреций; *16* — растительные остатки плохой сохранности. II. Цветовая колонка: *17* — красноцветная порода; *18—20* — чередование красноцветов и сероцветов с различным соотношением в слое тех и других; *21* — пятнистая расцветка; *22* — сероцветная порода; *23* — порода зеленого цвета; *24* — присутствие медного оруденения *III*. Колонка текстур: *25—32* — слоистость (*25* — косая, отчетливо разнонаправленная, *26* — косая крупная, *27* — косая мелкая, *28* — косо-волнистая, *29* — волнистая, *30* — полого-волнистая; *31* — неправильно-горизонтальная, *32* — горизонтальная); *33* — неслоистая текстура; *34* — комковатая текстура. IV. Колонка генетических типов отложений; *35* — песчаные отложения подводной части дельты, *36* — песчаные отложения в водоемах с волновой рябью и замирающими движениями воды; *37* — отложения периодически заиливающихся водоемов; *38* — отложения лагун и полуизолированных водоемов с периодическим привносом материала; *39* — отложения ослоняющихся лагун (с прослоями гипсов); *40* — отложения периодически пересыхающих водоемов; *41* — озерные и озерно-лагунные отложения в условиях спокойной седиментации; *42* — образования «подпочвы»; *43* — образования почвы, преимущественно глинисто-алевритовые, с большим количеством известковистых конкреций

залегающая между морскими отложениями в нижней части разреза и соленосными отложениями вверху, имеет отчетливо выраженный общий регрессивный характер седиментации.

Многократное появление в разрезе достаточно мощных образований типа «подпочвы» и «почвы», залегающих в ряде случаев на растрескавшейся поверхности песчано-алевритовых отложений водоемов, указывает на многократное и часто довольно длительное существование континентальных условий. Об этом же свидетельствуют трещины усыхания, углистые остатки растений и особенно следы наземных позвоночных животных (Младенцев и Наркелюн, 1958; Попов, 1955 и др.). Континентальные условия, видимо, сначала сменялись резким погружением суши ниже уровня водоема (моря), а затем новым постепенным и медленным поднятием его дна. Поднятие сопровождалось накоплением осадков все более и более прибрежного характера. После выхода отложений из-под уровня воды начался новый этап почвообразования.

Малый диапазон глубин, на которых происходило накопление осадков, и значительные мощности регрессивных частей циклов, достигающие 20—25 и более метров, свидетельствуют о длительности положительных тектонических движений (с как бы «растянутой» регрессивной частью) при их относительно малой амплитуде. Отсутствие осадков трансгрессивного ряда указывает на резкие и довольно быстрые погружения, во время которых не успевали накопиться соответствующие отложения. Циклы отчетливо-асимметричные.

Сравнение перечисленных выше особенностей показывает довольно значительные различия в характере наслоения толщи медистых песчаников Джезказгана и угленосных отложений Донецкого бассейна. Однако, если мы обратимся к разрезу другого угольного бассейна — Кузнецкого, то увидим в особенностях циклического строения ерунаковской свиты Кузнецкого бассейна, особенно ее верхней части, ряд черт, более близких к Джезказганскому разрезу. В Кузбассе автором (Ботвинкина, 1953) были выделены циклы четырех типов: бассейновые, аллювиально-бассейновые, аллювиальные и аллювиально-болотные. Само их название указывает на обстановку формирования осадков, главным образом в прибрежной части бассейна и на суше. В аллювиальных и аллювиально-болотных циклах регрессивная часть также имеет значительную мощность и большее разнообразие фаций, в то время как трансгрессивная часть маломощна и представлена иногда лишь континентальными фациями (отложениями болот и застойных водоемов). Циклы, как и в Джезказгане, в большинстве случаев имеют асимметричное строение (см. схему. III).

Также отмечается малый диапазон глубин накопления осадков в водоеме и длительное существование континентальных условий с образованием подпочвы и почвы. Слои, имеющие сложноритмическое строение, описанные в разрезе джезказганской свиты, по-видимому, соответствуют сложному переслаиванию пород в циклах аллювиально-болотного типа, возникавшему в условиях влажного климата, существовавшего во время накопления угленосной толщи Кузбасса. При различии возникавших генетических типов отложений в обоих случаях характерно мелкоритмичное их чередование и образование в континентальных или близких к континентальным условиях. Эта ритмичность явно не тектонического происхождения и, по-видимому, вызывается чередованием то более, то менее влажных периодов на фоне общего развития региона в сторону все большего усиления его континентальности. Эти ритмически построенные толщи в обоих случаях приурочены к средней части циклов и к средним, «нейтральным» циклам в циклах высшего порядка.

Итак, мы видим, что казалось бы паралические фации Джезказгана образуют иную последовательность, чем та, которая была отмечена в

паралических отложениях, сформировавшихся в условиях тектонического режима Донецкого прогиба, которые существовали в среднем карбоне в Донбассе; и, наоборот, обнаруживается сходство этой последовательности с последовательностью, характерной для преимущественно континентальных отложений ерунаковской свиты.

Попутно интересно отметить, что, как показали наши, пока еще предварительные наблюдения, цикличность пермских отложений Приуралья, по-видимому, сходна по своему характеру с цикличностью угленосных отложений Донбасса. Отсюда напрашивается вывод о том, что *если наличие в разрезе осадочной толщи тех или иных генетических типов пород определяется в основном палеогеографией*, существовавшей во время накопления толщи, *то последовательность типов пород и характер циклического строения обусловливаются* не палеогеографией и не климатом, а *тектонической обстановкой, принадлежностью данной осадочной толщи к той или иной тектонической структуре*. На фоне этой цикличности тектонического происхождения, как мы видели выше, появляется ритмичность, обусловленная климатическими изменениями, особенно характерная для периодов затухания тектонических движений и более отчетливо проявляющаяся в аридных условиях.

В чем же отличие ландшафта, существовавшего во время накопления угленосных отложений Донбасса от ландшафта, существовавшего при формировании меденосной толщи Джезказгана? Территория Донбасса представляла собой область большого широко открытого в сторону моря залива с прихотливой конфигурацией береговой линии, которая многократно изменяла свое положение. При регрессии область поднималась, частично выходила из-под уровня моря и подвергалась эрозии с развитием речной сети различного масштаба в разных циклах (в зависимости от типа последних). Затем рельеф нивелировался и вся приморская низина заболачивалась, причем болота развивались сначала на водоразделах и междуречных пространствах, а затем распространялись на речные долины и морское побережье, выходившее из-под уровня моря и причленявшееся к суше. С этой эпохой максимальной регрессии моря связано почвообразование.

С началом трансгрессии растительный материал погружался под воду, накапливался и образовывал торфяники. Речная система к этому времени совершенно замирала и континентальный сток, видимо, осуществлялся частично за счет движения грунтовых вод, частично — за счет мелких слабых поверхностных водотоков среди болот, несших только тонкую илистую муть (мы никогда не видим в кровле угольных пластов грубых речных отложений, принадлежащих данному циклу). Дальнейшее погружение приводило к миграции береговой линии в сторону суши, торфяник перекрывался лагунными и прибрежно-морскими, а затем и типичными морскими осадками, до тех пор, пока новое поднятие не влекло образование нового регрессивного ряда фаций. Климат был типично гумидный, влажный и, видимо, достаточно ровный.

Джезказганская свита, по В. М. Попову (1959_1), формировалась в заливе, сообщавшемся с морем через узкий пролив (ограниченность его сообщения с морем подтверждается тем, что в его отложениях почти нет фауны). Направленность смены разных генетических типов отложений здесь заметна менее отчетливо, так как в изученном нами районе весь регрессивный ряд представлен, как правило, прибрежными фациями. Появление мощных песчаных образований, в частности — дельтовых, свидетельствует о поднятиях в области сноса и о появлении близко от области седиментации расчлененного рельефа. Последний постепенно

нивелировался и в прибрежной области образовывалась низменная равнина, либо покрытая очень мелкими, плоскими, периодически высыхающими водоемами (возможно, что это были более или менее крупные береговые такыры типа раннов), либо целиком становившаяся сушей, с развитием своеобразных пустынных почв. Время их формирования, вероятно было достаточно длительным. Поступление терригенного материала в это время было очень незначительным; возможно, что в условиях аридной обстановки оно могло осуществляться частично и эоловым путем, так как в это время накапливались относительно тонкозернистые, алевритo-глинистые отложения. Следов речной деятельности на этих плоских равнинах мы не видим, поэтому, естественно, что в красноцветных отложениях этих фаций отсутствуют скопления меди (поставляемые реками из области сноса).

Наступавшая трансгрессия вызывала некоторый размыв почвенных образований, о чем свидетельствует наличие гальки и полуокатанных обломков подстилающих пород в основании песчаных дельтовых отложений. Наступление моря происходило быстро, так как трансгрессивный ряд отложений обычно отсутствует или же представлен только маломощными глинистыми лагунными осадками. Трансгрессия эта, по-видимому, не влекла за собой погружения поверхности суши на большую глубину. Это видно из того, что регрессивные осадки последующего цикла (которые накопились от положения максимального погружения и достигли уровня моря) имеют мощность, измеряемую максимум двумя-тремя десятками метров. Кроме того, они относятся почти целиком к прибрежным фациям и сложены грубым песчаным и песчано-алевритовым материалом, дающим относительно небольшую усадку при дальнейшем уплотнении.

Климат, существовавший во время накопления осадочной толщи медистых песчаников, очевидно, не был все время засушливым. Вероятно, он определялся чередованием периодов достаточно обильных влагой с периодами засушливыми. В дождливые периоды реки, может быть временного характера, выносили в водоемы обильный песчаный и песчано-алевритовый материал, в результате чего сформировались слои сероцветных песчаников. В засушливые периоды накапливались более тонкозернистые красноцветные породы и в континентальных условиях образовывались специфические красноцветные «подпочвы» и «почвы». Иногда климат, в основном засушливый, нарушался кратковременными увлажнениями; при этом в условиях медленной регрессии моря и возникали обстановки типа крупных береговых такыров.

Что же касается характера тектонических движений, то можно предположить, что при формировании джезказганской свиты (так же как и ерунаковской свиты в Кузбассе) амплитуда их была невелика, но с сильно растянутой по времени средней частью цикла и резким, хотя и не очень большим, погружением при трансгрессии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный выше материал указывает на то, что наличие определенных генетических типов пород и фаций в той или иной формации зависит прежде всего от палеогеографического положения территории ее распространения.

Влияние климата обусловливало не столько появление каких-либо особых фаций, сколько специфичность пород определенных генетических типов Специфичность эта проявляется прежде всего в их вещественном, минеральном составе. Однако имеются все же некоторые особые комплексы генетических типов пород, состав и строение которых, по-видимому, целиком определялись климатической обстановкой, существовавшей в период их накопления. Поэтому их наличие в осадочной толще может

служить указанием на формирование осадков при определенном климатическом режиме. Примером могут служить слои, состоящие из чередования мелких ритмов, определенным образом построенных.

Последовательность наслоения и характер смены отложений различных фаций во времени определяются тектоническим режимом. В разобранных нами паралических формациях закономерности их строения выражаются в образовании циклов разных порядков (особенности которых зависят от принадлежности данного района к различным тектоническим структурам).

Циклическое строение разреза представляет собой не простое повторение пород, а сложную смену пород различных генетических типов. Смена эта отражает направленность процесса осадконакопления, его эволюционное развитие в связи с формированием структуры данного региона. Отсюда можно сделать вывод, что сходство строения циклов в разных толщах указывает на сходство тектонического режима тех структур, в которых они формировались.

Периодичность седиментации имеет разную природу: наряду с циклами, обусловленными тектоническими движениями, имеющими региональное распространение и значение стратиграфических единиц, имеются седиментационные ритмы, обусловленные чередованием обводнений и осушений, возникновение которых особенно типично для аридных зон. Во всех случаях эта ритмичность климатического происхождения особенно характерна для растянутого во времени перехода от регрессии и трансгрессии, когда тектонические движения как бы замирают и ведущее значение в процессе седиментации приобретают иные факторы, в первую очередь климатические. Поэтому такая ритмичность наиболее часто встречается в средней части цикла и более развита в нейтральных циклах (составляющих среднюю часть цикла высшего порядка) формирующихся при наибольшей регрессии и преобладании континентальных условий. Для этих климатических ритмов не характерна та строгая сложно-периодическая закономерность строения и последовательность, которая столь типична для циклов, обусловленных тектоническими движениями.

Следовательно, если повторяемость отложений сходного строения образует периодичность высшего порядка, то она имеет тектоническое происхождение (цикличность). Если же элементарная периодичность седиментации является лишь повторением сходных отложений и не образует периодичности высшего порядка, то она обусловлена местными причинами, изменениями сезонными и климатическими (ритмичность). Таким образом, периодическая повторяемость пород в разрезе может быть вызвана совершенно разными причинами: тектоническими, климатическими или же определяться только механизмом седиментации (в том числе сезонными изменениями и физическими особенностями движений среды отложения).

Формирование седиментационных циклов, обусловленных тектоническими причинами, строго подчиняется описанной выше сложно-периодической закономерности: они следуют друг за другом в определенной последовательности, образуя периодичность нескольких порядков, распространяются на значительные площади и поэтому являются стратиграфическими единицами разрезов. В результате изменения физико-географических условий осадконакопления эти циклы слагаются породами разных генетических типов и фаций, образующих два ряда — трансгрессивный и регрессивный. Циклы эти имеют сложное фациальное строение и поэтому могут быть названы фациальными. Это высший тип периодичности в осадконакоплении. Лучшим примером подобной периодичности служат

циклы угленосных толщ (особенно формировавшихся в паралических условиях), но отмечены они и во многих других осадочных толщах.

Ритмами, обусловленными только особенностями механизма седиментации, следует считать ритмы, проявляющиеся в последовательной смене пород при сохранении неизменных физико-географических условий их накопления (при неизменности фациальной обстановки). Эти ритмы хотя и сложены разными породами, но эти породы относятся к одному генетическому типу отложений. Примером подобных ритмов, кроме показанных нами, могут служить описанные Кюненом (Kuenen a. Migliorini, 1950) и другими исследователями ритмически-сортированные слои, формируемые действием мутьевых течений на дне морей и океанов, озерные ленточные глины и многие другие. Образование этих ритмов обусловлено периодической «пульсацией» механизма седиментации, или зачастую определяются сезонными изменениями осадконакопления. Это низший тип периодичности в осадконакоплении. Он тесно связан с образованием слоистости, составляющей внутреннюю текстуру пород.

Третий тип периодической повторяемости пород имеет своей причиной климатические изменения. Этот тип является как бы промежуточным между первыми двумя и включает весьма разнообразные ритмы. При периодичности седиментации, обусловленной климатическими изменениями, географическая обстановка большей частью постоянна, однако физико-химические условия осадконакопления изменяются в той или иной степени.

В одних случаях в разрезе может возникнуть попеременная смена пород, относящихся к одному и тому же генетическому типу. Такие ритмы по своему выражению близки к ритмам, обусловленным только механизмом седиментации. В других случаях возникают ритмы, образованные сменой пород, которая является результатом изменения осадков, накапливающихся в водоемах непостоянного режима. При этом фациальная обстановка неизменна, но колебания климатических условий вызывают смену различных отложений и, следовательно, появление в разрезе либо различных пород одного генетического типа, либо даже разных генетических типов (но одной и той же фации). Наконец, существует климатическая ритмичность, выраженная в изменении генетических типов в результате изменения фациальной обстановки накопления осадка. Это ритмы фациальные и по этому признаку сходны с циклами. Однако, как мы уже говорили, отличие их от циклов, обусловленных тектоническими движениями, в том, что они не столь строго подчиняются тем закономерностям, которые характерны для последних. Характерные признаки ритмов и циклов показаны на таблице.

Различие типов периодичности очень существенно, так как в настоящее время весьма часто противники теории циклической седиментации (на том основании, что существует ритмичность, обусловленная только механизмом седиментации и климатическая) вообще отрицают тектоническую причину возникновения циклов в осадочных толщах; сторонники же этой теории, не учитывающие всей сложности этих явлений, склонны любую повторяемость пород в разрезе объяснять тектоническими причинами.

Фациальные ритмы, не подчиняющиеся закономерностям сложнопериодического строения толщи, образуются не только под влиянием климатических изменений, но также в результате незначительных изменений деталей палеоландшафта, вызываемых чисто географическими причинами. Так, миграция русла в речной долине обусловливает появление в толще аллювия ритмов или даже фациальных циклов, которые однако не являются стратиграфическими единицами разреза и не показывают определенной направленности процесса седиментации. Циклы такого рода были отмечены автором (Ботвинкина, 1953) в ерунаковской свите Кузнецкого

Таблица

Различие типов периодичности осадконакопления

Причина периодичного осадконакопления	Седиментационные единицы, их строение	Проявление периодичности в характере отложений	Степень изменения физико-географической обстановки осадконакопления	Связь с климатом	Связь с тектоникой	Образуют текстуру
«Пульсация» механизма седиментации	Ритмы простые	Смена пород (чаще двух и реже трех) внутри одного и того же генетического типа	Постоянна	Могут быть встречены в любых отложениях, независимо от климата	От тектонических движений не зависит	Пород
Климатические изменения	Ритмы от простого до сложного	Может быть различное: 1) смена пород внутри одного и того же генетического типа; 2) смена генетических типов пород внутри одной фации; 3) смена отложений различных фаций	Общая географическая обстановка постоянна (иногда лишь изменяются ее детали); физические и химические условия седиментации изменяются в разной степени	Типичны для аридных областей, но встречаются и в гумидных	Проявляются главным образом при затухании тектонических движений. Развиваются в средних частях циклов и более типичны для нейтральных циклов	Осадочных толщ
Тектонический режим	Циклы обычно более или менее сложные	Смена отложений различных фаций	Изменяется	Одинаково присущи и гумидным и аридным областям	Обусловливаются особенностями тектонической жизни данного региона	Осадочных толщ

бассейна. Более типична их приуроченность (так же как и климатических) к средней, нейтральной части циклов высшего порядка.

Обобщая сказанное, можно сделать вывод, что ритмы, причиной которых служат географические изменения (в широком их понимании, включая и климат), наиболее типичны для эпох замирания тектонических движений. Естественно, что климатические ритмы более характерны для аридной зоны с резкими колебаниями влажности, чем для гумидных областей. Ритмичность, обусловленная только пульсацией механизма седиментации, с тектоническим режимом вообще не связана. Тектоническая же причина проявления циклов присуща в равной степени и гумидным, и аридным обстановкам седиментации. Наличие в меденосной толще Джезказгана сложной цикличности, сходной по своим закономерностям с закономерностями, отмеченными для угленосных толщ, позволяет считать, что климат не является причиной, обусловливающей эту цикличность.

Отличие строения формировавшихся в прибрежной обстановке циклов джезказганской свиты от паралических циклов Донецкого бассейна и сходство их строения с циклами ерунаковской свиты Кузбасса, в основном континентальной, свидетельствует о том, что палеогеографическая обстановка в данном случае также не определяла характера цикличности.

Наконец, намечается сходство строения угленосных циклов Донбасса с цикличностью пермских красноцветных меденосных отложений Приуралья, формировавшихся в сходных тектонических условиях. С другой стороны, в красноцветных отложениях Приуралья и Джезказгана (принадлежащих разным по структуре тектоническим областям) отмечается цикличность разного характера.

Все эти факты еще раз свидетельствуют о том, что основной причиной циклического строения разреза являются тектонические движения, причем специфичность циклов определяется формированием данной осадочной толщи в той или иной тектонической структуре. Влияние климата на стратификацию сказывалось лишь в появлении некоторых дополнительных деталей строения отдельных частей циклов при затухании более сильно действующего тектонического фактора.

На основании того, что причина циклического строения толщи является безусловно региональной, можно сделать еще и практический вывод, что выявление циклов осадконакопления с учетом их фациального строения и закономерностей изменения может помочь при сопоставлении разрезов осадочных толщ, в том числе и на месторождениях медистых песчаников (Ботвинкина, 1956[1]). При этом установление циклов низших порядков поможет при корреляции близко расположенных разрезов, а установление цикличности высших порядков может явиться одним из критериев при стратиграфическом сопоставлении разрезов отдельных месторождений крупного региона, принадлежащего единой структурно-тектонической области. В частности, выявление цикличности высших порядков может помочь уточнить сопоставление разрезов отдельных рудных месторождений на территории Центрального Казахстана.

Исходя из установленного положения о том, что закономерности осадконакопления при сложнопериодическом типе седиментации, характерные для низших седиментационных единиц, выдерживаются и для высших седиментационных единиц разреза, можно предположить, что благоприятные условия для концентрации меди вообще более присущи осадочным толщам регрессивного характера. Медь обогащает регрессивные части циклов, в большей степени приурочена к циклам регрессивного характера и проявляется в толщах с регрессивной направленностью процесса седиментации.

Возникновение тех или иных осадочных формаций определяется, естественно, оптимальным сочетанием тектонических, палеогеографических и климатических условий. Для образования меденосных осадочных формаций, по-видимому, наиболее существенным является совпадение ряда условий. В палеогеографическом плане — наличие полуизолированных заливов, в которых, преимущественно в прибрежной дельтовой области, осуществляется смешение пресных континентальных и соленых морских вод (при наличии, конечно, близости меденосной питающей области сноса). В отношении тектонического режима — принадлежность осадкообразования в данном регионе к регрессивной линии развития в условиях длительных поднятий небольшой амплитуды, сменяющихся быстрыми, но незначительными погружениями. В отношении климатических условий — аридность, чередование засушливых и влажных периодов.

Фации, в общем зависящие от ландшафта, могут быть сходными в отложениях различных формаций, но их последовательность и соотношения друг с другом различаются в зависимости от тектонического режима. Преобладание регрессивной или трансгрессивной линии развития в накапливающихся отложениях какого-либо региона указывает не только на определенную последовательность в смене генетических типов, но и на различие самих этих типов. Периодичность осадконакопления высшего порядка определяет изменение характера седиментационных циклов.

Последовательность наслоения различных генетических типов пород, их соотношение друг с другом в разрезе и на площади, изменение характера наслоения во времени — все это существенные объективные признаки, определяющие формацию. Выявление этих признаков помогает расшифровывать условия формирования формаций.

ЛИТЕРАТУРА

Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. Сб. статей.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угольн. серия (№ 5).

Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Сост. Л. Н. Ботвинкина и др. Изд-во АН СССР, 1956.

Бакун Н. Н. Условия образования и вторичные изменения осадочных пород Удоканского месторождения медистых песчаников (Читинская область).— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1958, № 11.

Бакун Н. Н., Володин Р. Н., Кренделев Ф. П. Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейшей разведки.— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1958, № 5.

Ботвинкина Л. Н. О принципах выделения и типизации циклов осадконакопления в угленосных толщах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.

Ботвинкина Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 139, угольн. серия (№ 4).

Ботвинкина Л. Н.$_1$ Метод сопоставления разрезов угленосных толщ на основе фациально-циклического анализа.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 5.

Ботвинкина Л.Н.$_2$ О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленосных толщ.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 2.

Ботвинкина Л. Н. Элементы полевого фациального анализа. В кн.: «Методы изучения осадочных пород, т. 1». М., Госгеолтехиздат, 1957.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 59.

Дружинин И. П. Фации разреза пестроцветных отложений Джезказганской свиты, Изв. АН СССР, серия геол., 1963 г.

Жемчужников Ю. А. Периодичность осадконакопления и понятия ритмичности и цикличности.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 3.

Жемчужников Ю. А. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. 1—2.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 15.

Коперина В. В. Состав и условия осадконакопления надкарагандинской, долинской, наддолинской и шаханской свит Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 4.

Коперина В. В. Фации сухих равнин в Кузнецкой свите Кузбасса.— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 4.
Лобова Е. В. Почвы пустынной зоны СССР. Изд-во АН СССР, 1960.
Младенцев Г. Д., Наркелюн Л. Ф. Первая находка отпечатков следов четвероногих позвоночных в верхнепалеозойских песчаниках Джезказгана.— Природа, 1958, № 5.
Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1—2, Изд-во АН СССР, 1955—1956.
Наркелюн Л. Ф. Вопросы геологии и генезиса медистых песчаников Джезказгана.— Изв. АН Киргиз. ССР, серия естеств. и техн. наук, 1960, 2, геол., вып. 1.
Наркелюн Л. Ф. Геология и оруденение рудного района Покро Джезказганского месторождения. Автореф. диссерт. на соиск. уч. степени канд. геол.-минер. наук. М., 1961.
Попов В. М. Некоторые геологические закономерности локализации медистых песчаников на территории северной Киргизии и Центрального Казахстана. В кн.: «Первая научная сессия АН Киргиз. ССР». Фрунзе, 1955.
Попов В. М.$_1$ Диагенетические нарушения слоистости и напластования в рудоносных породах Джезказганской свиты.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 6.
Попов В. М.$_2$ Геологические закономерности размещения медистых песчаников на территории Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2». Изд-во АН СССР, 1959.
Посыльный В. Я., Сальников Б. А. О цикличности строения третичных угленосных толщ Сахалина.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
Сальников Б. А. Строение и основные черты угленосности верхнедуйской свиты западного побережья Сахалина. Автореф. диссерт. на соиск. уч. степени канд. геол.-минер. наук. Л., 1960.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—2. Изд-во АН СССР, 1960.
Феофилова А. П. К вопросу о классификации циклов осадконакопления в угленосной толще Донецкого бассейна.— Докл. АН СССР, 1954, 94, № 5.
Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 135, геол. серия (№ 5).
Häntzschel W. Senkrecht gestalte Schichtung im Watten Ablagerungen.— Senkenbergiana, 1938, 20, N 1/2.
Kuenen Ph. H., Migliorini C. J. Turbidity currents as a cause of graded beddings.— J. Geol., 1950, 58, N 2.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

(Труды, выпуск 81, 1963)

В. Н. ГРИГОРЬЕВ

КЕМБРИЙСКИЕ МОЛАССОВЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

В советской геологической литературе достаточно глубоко укоренилось представление о молассовой формации как о типичной формации краевых прогибов, образующейся в эпоху замыкания геосинклинальных областей, образования горных хребтов и их размыва (Геологический словарь, 1955; Рухин, 1953; Наливкин, 1956; Теодорович, 1959). Ю. М. Пущаровский (1959) на большом количестве примеров показал, что молассовая формация действительно чрезвычайно широко развита в краевых прогибах. Однако, относить к молассовой формации только соответствующие отложения краевых прогибов, а сходные отложения других структурных областей относить, как это рекомендует делать вслед за В. И. Поповым (1954) Л. Б. Рухин (1953), к молассоидным формациям, едва ли верно. Это противоречит определению осадочной формации, введенному в геологическую литературу Н. С. Шатским (1945, 1954, 1955_1, 1960).

Н. С. Шатский не ограничивал распространение молассовых формаций только краевыми прогибами, что видно из его работы 1955 г., в которой он среди группы красноцветных (пестроцветных) формаций аридного климата считал возможным выделить по крайней мере три их типа: 1) молассовую формацию краевых прогибов, 2) молассовую формацию внутренних прогибов, 3) платформенную молассовую формацию. Подходя к выделению осадочных формаций с позиций, изложенных в работах Н. С. Шатского (1945_1, 1955_1, 1960), основными характерными чертами молассовых формаций следует считать: 1) наличие в парагенетической ассоциации пород (в виде ее основных членов) песчаников, конгломератов, алевролитов, аргиллитов и мергелей; 2) преобладание среди генетических комплексов прибрежно-морских и континентальных отложений; 3) значительную общую мощность отложений при сравнительно узкой, вытянутой параллельно основным структурам, площади их распространения. Как известно, типичным представителем этой формации является третичная моласса Предальпийского краевого прогиба, достаточно полно описанная в работах Терсье (Tercier, 1947), Жинью (1952), Д. В. Наливкина (1956). В Советском Союзе наиболее известным примером молассовой формации являются кайнозойские молассы Средней Азии, детально изученные и описанные В. И. Поповым (1954).

В данной статье сделана попытка выделить и рассмотреть строение молассовых формаций среди кембрийских отложений, развитых на территории бассейна Енисея и его правых притоков. Наиболее легко было провести такой анализ для нижнекембрийских отложений, поскольку для

этого имелось большое количество результатов личных наблюдений. Характеристика же верхнекембрийских отложений дана по литературным источникам.

Указанная территория представляла собой в нижнем кембрии западную окраину Сибирской платформы и обрамлявший ее сложнопостроенный Ангаро-Канский миогеосинклинальный прогиб. Последний на юго-западе был отделен от Алтае-Саянской эвгеосинклинали Саяно-Енисейским поднятием (Хоментовский А. С., 1945, Хоментовский В. В., 1957; Семихатов, $1959_{1,2}$).

На основании целого ряда косвенных данных, в частности геофизических, можно считать, что этот прогиб протягивался вдоль западной окраины платформы от Северо-Западного Присаянья на юге до Игарского района на севере (Загороднов, Залипухин, 1960; Семихатов, 1961). В южной, наиболее хорошо изученной части Ангаро-Канский прогиб был разделен продольным Лебяжинско-Беретским поднятием на два самостоятельных прогиба: приплатформенный, названный М. А. Семихатовым Тейско-Канским, и периферический — Приенисейский (фиг. 1).

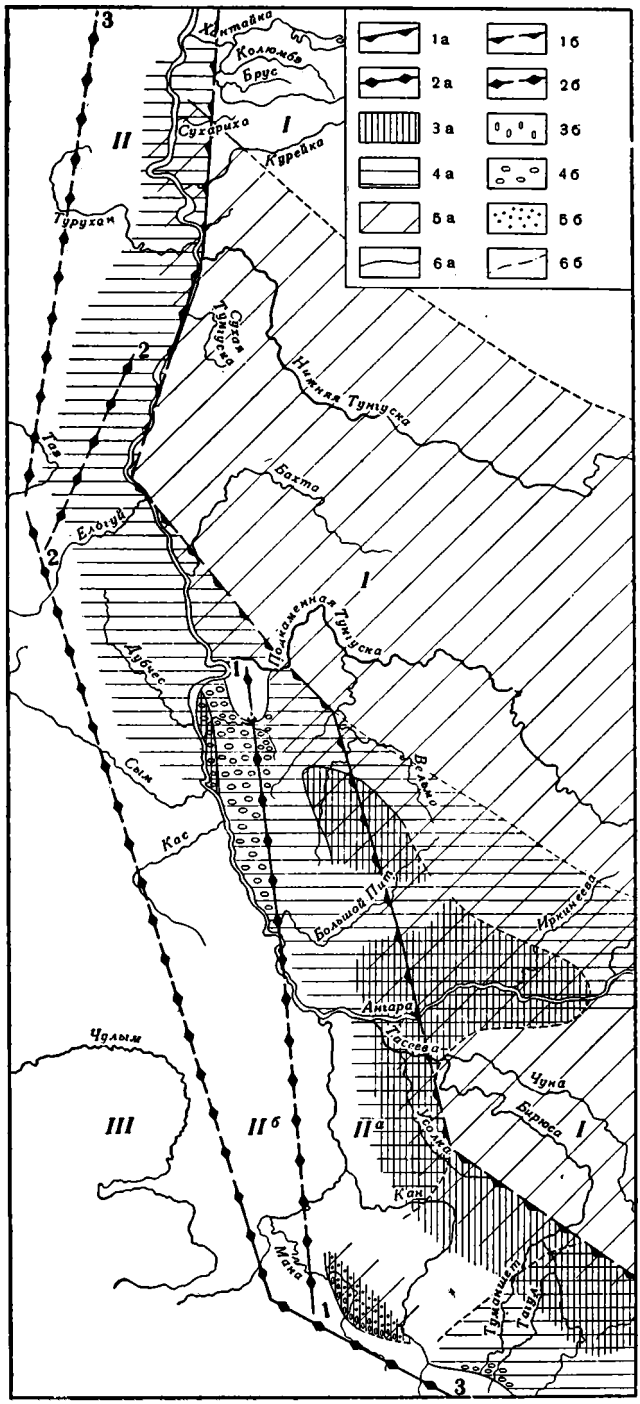
Молассовая формация чрезвычайно широко развита среди изученных нижнекембрийских отложений (фиг. 2) [1]. Она появляется на двух стратиграфических интервалах алданского яруса: в основании толбинского подъяруса и в журинском подъярусе, возможно местами захватывая и часть ленского яруса. В основании толбинского подъяруса ее типичными представителями являются отложения лопатинской, ковальской и большей части (исключая богатырскую подсвиту) карагасской свиты, а в журинском подъярусе — отложения усть-тагульской, шалыгинской и большей части немчанской и излучинской свит. В дальнейшем для удобства описания толбинскую молассовую формацию я буду называть нижней, а журинскую — средней молассовой формацией, учитывая, что верхнекембрийские отложения юга Сибирской платформы образуют еще одну (верхнюю) молассовую формацию. Положение перечисленных молассовых формаций в кембрийском формационном ряду, а также последовательность их латерального замещения другими формациями изображены на фиг. 3 [2]. Как видно на этой фигуре, указанные молассовые формации разделены совершенно иными формациями. Так, между нижней и средней молассовыми формациями на одних участках Ангаро-Канского прогиба развита типичная флишевая формация, а на других его участках — флишевидная молассовая формация. В ее строении имеются некоторые черты, свойственные и флишу и молассе. Как известно, отложения имеющие своеобразное смешение некоторых признаков флиша и молассы, достаточно широко распространены в природе. Примером их могут быть прежде всего «гельветский флиш», описанный в Альпах Терсье (Tercier, 1947), и так называемая «нижняя» или «морская сероцветная» моласса, выделенная Б. М. Келлером (1955) и детально изученная И. В. Хворовой (1960) в пределах западного склона Южного Урала.

Средняя и верхняя молассовые формации разделены карбонатно-галогенными отложениями эвапоритовой формации. Ее достаточно сложное, хотя и закономерное внутреннее строение, было подробно разобрано в работе Н. А. Архангельской и В. Н. Григорьева (1960). Эвапоритовая формация не только разделяет среднюю и верхнюю молассовые формации, но и латерально замещает их на Сибирской платформе, где она становится

---

[1] Палеонтологически обоснованной нижней границей кембрия является подошва отложений журинского подъяруса, а отложения толбинского подъяруса к кембрию могут быть отнесены лишь условно. Однако последние образуют единый структурный ярус с заведомо кембрийскими отложениями на большей части рассматриваемой территории и не могли быть отброшены при их формационном анализе.

[2] Описание всего нижнекембрийского формационного ряда было дано в нашей совместной с М. А. Семихатовым статье (Григорьев, Семихатов, 1961).



Фиг. 1. Схема распространения кембрийских молассовых формаций в пределах западной окраины Сибирской платформы и ее миогеосинклинального обрамления

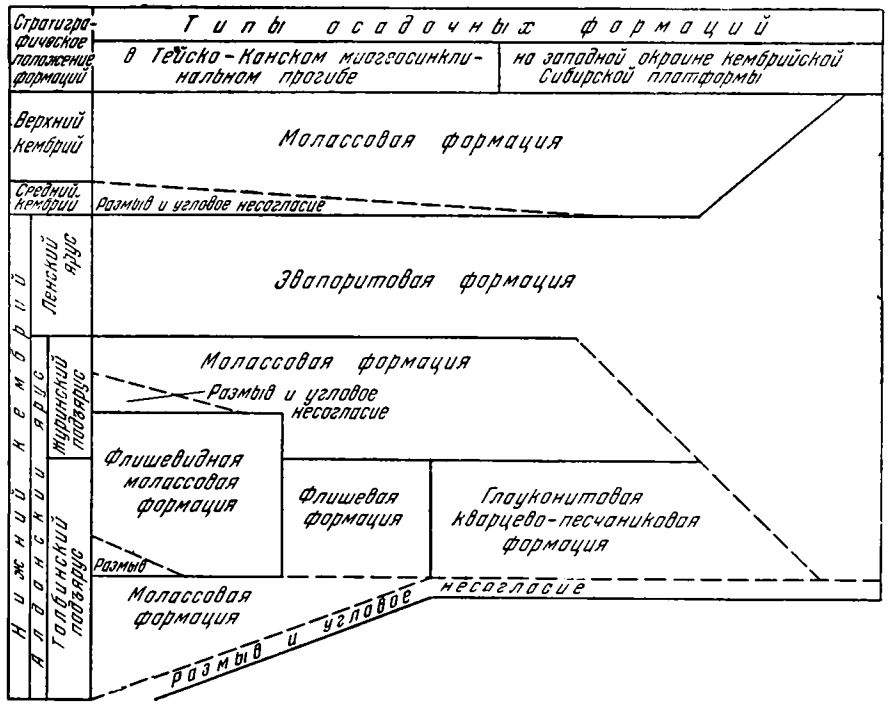
I — Сибирская платформа; *II* — Ангаро-Канская миогеосинклиналь; *а* — Тейско-Канский прогиб, *б* — Приенисейский прогиб; *III* — Алтае-Саянская эвгеосинклиналь

1 — установленная (*1а*) и предполагаемая (*1б*) граница Сибирской платформы с нижнекембрийской миогеосинклиналью; *2* — оси основных установленных (*2а*) и предполагаемых (*2б*) нижнекембрийских поднятий в пределах западного обрамления Сибирской платформы (цифрами на схеме обозначены: *1-1* — Лебяжинско-Беретское поднятие, *2-2* — Пакулихинское поднятие, *3-3* — Саяно-Енисейское поднятие); *3* — область распространения нижней молассовой формации (*3а* — ее песчано-конгломератовая градация); *4* — область распространения средней молассовой формации (*4а* — ее песчано-конгломератовая градация); *5* — область распространения верхней молассовой формации (*5а* — ее песчано-конгломератовая градация); *6* — установленные (*6а*) и предполагаемые (*6б*) границы формаций

Фиг. 2. Схема расчленения и сопоставления нижнекембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления

(Отложения молассовой формации выделены штриховкой)

доминирующей в кембрийском формационном ряду (см. фиг. 3). Обе нижнекембрийские молассовые формации распространены главным образом в Ангаро-Канском прогибе и лишь местами они «языками» заходят на прилежащие участки Сибирской платформы (см. фиг. 1 и 3). При этом в нижней молассовой формации подобные «языки» занимают много меньшую площадь, по сравнению с «языками» средней молассовой формации.



Фиг. 3. Положения молассовых формаций в кембрийском формационном ряду на территории западной окраины Сибирской платформы и прилежащей части ее миогеосинклинального обрамления.

В слагающем нижнекембрийские молассовые формации парагенетическом комплексе пород основными членами являются красноцветные, реже пестроцветные терригенные породы: конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, часто с линзовидной стратификацией, образующие различной мощности пласты и пачки. В петрофонде обоих молассовых формаций доминировал терригенный полимиктовый материал литокластического состава, образованный, как показывает его петрографическое изучение, главным образом за счет размыва соседних приподнятых участков, окаймлявших Ангаро-Канский прогиб с внешней по отношению к платформе стороны. Им сложены и конгломераты, и песчаники, и алевролиты. Наряду с полимиктовым материалом в петрофонде, особенно нижней формации, важную роль играл почти мономинеральный кварцевый, реже олигомиктовый кварцево-полевошпатовый материал, который, судя по его приуроченности к платформенному склону прогиба, скорее всего был снесен с платформы. Такого состава песчаники и алевролиты почти нацело слагают верхи лопатинской и карагасской свит.

Для обеих молассовых формаций весьма характерна горизонтальная и вертикальная асимметрия, выраженная и в распределении основных членов, и в их вещественном составе, и в общей мощности раз-

личных частей формации. Так, количество конгломератов и их мощность увеличиваются к внешнему по отношению к платформе борту Ангаро-Канского прогиба, особенно в районе его контакта с Саяно-Енисейским поднятием (см. фиг. 1). Это хорошо устанавливается при сравнении изученных отложений с синхронными им отложениями соседних районов. Для нижней молассовой формации в качестве таковых интересны отложения ангульской свиты Манского района, в которой конгломераты достигают мощности нескольких сот метров, а для средней молассовой, формации — отложения пестроцветной толщи в верховьях р. Малый Тагул и немчанской свиты в Приенисейском прогибе, в которых конгломераты образуют многочисленные прослои мощностью 5—10 *м*, чередующиеся с 10—30-метровыми пластами песчаников (Хоментовский, Семихатов, Репина, 1960; Семихатов, 1959$_{1, 2}$; Клитин, 1960; Григорьев, Семихатов, 1961). Гальки конгломератов состоят главным образом из кварца, кварцита, иногда гранита, а в нижней молассовой формации и из других пород. Они хорошо окатаны; размер их варьирует от 1 до 20 *см*.

В сторону платформенного склона конгломераты выклиниваются, замещаясь полимиктовыми песчаниками. Лишь в основании нижней молассовой формации сохраняются на всей площади ее распространения небольшие по мощности конгломераты. Однако это уже типичные базальные конгломераты, состоящие главным образом из гальки более древних местных пород, слагающих ложе формации. По разрезу базальные конгломераты сменяются полимиктовыми песчаниками литокластического, а в местах залегания на гранитах — аркозового состава.

Переход от конгломератов к песчаникам в обеих молассовых формациях как по горизонтали, так и по вертикали нерезкий, выраженный в постепенном уменьшении размера галек, а также в наличии среди грубозернистых песчаников, вблизи их контакта с конгломератами, линз, обогащенных галечным материалом. Столь же постепенный переход наблюдается от грубозернистых песчаников к их мелкозернистым разностям и даже к алевролитам и аргиллитам.

Наряду с изменением гранулометрии пород в приплатформенной части молассовой формации, как уже отмечалось, в большей или меньшей мере менялся состав ее петрофонда, что выражено в появлении песчаников и алевролитов кварцевого и кварцево-полевошпатового состава. В нижней молассовой формации они почти нацело слагают соответствующую часть формации, иногда же фациально сочетаются с полимиктовыми алевролитами и аргиллитами. При этом границы между внешне трудно различимыми из-за красно-бурой окраски полимиктовыми и мономинеральными или олигомиктовыми породами всегда резкие и без постепенных фациальных переходов. По-видимому, это указывает на разные источники слагающего их обломочного материала.

Максимальная мощность обеих молассовых формаций характерна для их внешней по отношению к платформе части, где она, как правило, достигает тысячи и более метров. На приплатформенном склоне Ангаро-Канского прогиба и особенно на прилежащих участках самой платформы мощность молассовых формаций сокращается в десятки раз.

В целом, в обеих молассовых формациях можно выделить две градации: конгломератово-песчаную, преимущественно полимиктовую, и аргиллитово-алевролитовую с отмеченной выше вариацией вещественного состава отложений. Каждая из этих градаций занимает определенное место в теле формаций. Конгломератово-песчаная градация в нижней молассовой формации развита во внешней по отношению к платформе ее части, в нижней, большей по мощности половине разреза. Наоборот, аргиллитово-алевролитовая градация характерна для приплатформенной части этой формации, слагая здесь большую по мощности верхнюю половину разреза. Таким образом, граница между указанными градациями в

поперечном разрезе через формацию проходит по диагонали. Зеркальным отражением строения нижней молассовой формации является расположение указанных градаций в средней молассовой формации. Конгломератово-песчаная градация в ней также господствует во внешней по отношению к платформе части, но уже в верхней трети разреза.

Для молассовой формации (особенно средней) в плане характерна весьма своеобразная форма в виде «языков», иногда веерообразных, отходящих от Саяно-Енисейского поднятия. Площадь этих «языков» в разных местах и на разных стратиграфических уровнях различна. Чаще всего такие «языки» проходят через весь Тейско-Канский прогиб, а иногда, как уже отмечалось, заходят и на платформу. Между ними, как правило, расположены парагенетические комплексы пород, свойственные прибрежной доломитовой градации эвапоритовой формации.

К сожалению, специальным изучением генетического типа основных членов молассовой формации пока никто из исследователей нижнего кембрия Сибири не занимался. По этому вопросу имеются лишь общие соображения. Большинство пород молассовой формации имеет косую или волнистую слоистость (в песчаниках достаточно грубую), а на поверхности напластования несет знаки ряби, в том числе и симметричной. Для нижней половины пластов таких песчаников в обеих молассовых формациях весьма характерны мелкие плоские галечки перемытых аргиллитов. Лишь иногда (например, в основании лопатинской свиты) в песчаниках наблюдается отчетливая горизонтальная слоистость. Последняя резко отличается от горизонтальной сортированной слоистости (graded bedding). Механизм ее возникновения, по-видимому, близок к тому, которым А. А. Вейхер (1948) объяснял горизонтальную слоистость в современных речных отложениях. Вероятно, она также возникла при перемещении по дну ряби течений с различной глубиной впадин между валиками. Все перечисленные выше факты указывают на то, что накопление отложений, слагающих молассовую формацию, происходило в мелководных условиях с высокой гидродинамической активностью.

Конгломераты обеих молассовых формаций очень напоминают конгломераты «нагельфлю» классических альпийских моласс, которые принято считать речными конусами выноса (Наливкин, 1956). Учитывая соотношение рассмотренных выше толщ с заведомо морскими отложениями эвапоритовой формации, можно считать что образование молассовых формаций протекало скорее всего в мелководных прибрежно-морских, иногда дельтовых, а частично и континентальных условиях в обстановке аридного климата. Такие параллические условия, как известно, вообще характерны для образования многих молассовых формаций.

Несмотря на единство парагенетических комплексов пород в нижней и средней молассовой формациях, обусловленное главным образом сходными условиями физико-географической обстановки, формирование их протекало на существенно различных этапах развития Ангаро-Канского прогиба.

Формированию нижней молассовой формации, по-видимому, предшествовал длительный перерыв в осадконакоплении, во время которого подстилающие протерозойские отложения были приподняты, местами дислоцированы и в последующем в большей или меньшей степени размыты. Ее образование знаменовало заложение Ангаро-Канского прогиба в пределах протерозойской миогеосинклинали. Ширина отдельных его частей, в частности Тейско-Канского прогиба на северо-восточной окраине Енисейского кряжа, не превышала нескольких десятков километров.

Начало формирования Ангаро-Канского прогиба было связано с возобновлением движений по разломам, существовавшим еще в протерозое, что хорошо установлено в Восточном Саяне (в бассейне р. Маны) и в прилан-

гарской части Енисейского кряжа (Хоментовский, Семихатов, Репина, 1960; Хоментовский, 1960; Семихатов, $1959_{1,2}$, 1960).

Начавшееся прогибание полностью компенсировалось сносом обломочного материала как с соседних, остававшихся относительно приподнятыми, внутренних участков миогеосинклинали (особенно в начальный этап формирования формации), так и с Сибирской платформы, на большей части которой отложения, синхроничные толщам, слагающим нижнюю формацию, отсутствуют и, вероятно, не отлагались. Большая часть Сибирской платформы в этот период оставалась областью денудации. О полной компенсации начавшегося опускания Тейско-Канского прогиба накоплением осадков говорит их мелководный облик.

Сходные молассовые формации, которые можно назвать базальными, образовавшиеся в условиях зарождения прогибов, широко распространены и на платформах и в геосинклиналях. На самой Сибирской платформе, в западной части Анабарского поднятия, к этой группе должны быть отнесены 800-метровые рифейские (?) отложения мукунской свиты (Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы, 1959). Базальной молассовой формацией является 1000-метровый каверинский комплекс рифея в Пачелмском прогибе Русской платформы (Шатский, 1955_2; Новикова, 1959). В геосинклинали Северного Тянь-Шаня такой же по существу молассовой формацией является рифейская красноцветная автохтонная континентальная формация, выделенная В. Г. Королевым (1960), которую он сравнивал с базальными образованиями третичного «киргизского красноцветного комплекса» Тянь-Шаня. Типичной базальной молассовой формацией в геосинклинали Сахалина является нижний литолого-тектонический комплекс третичных отложений, описанный Н. Г. Бродской и М. А. Захаровой (1960). Эти отложения интересны тем, что, в отличие от всех перечисленных формаций, образованных в аридном климате, они являются примером базальной угленосной молассовой формации, образованной в гумидном климате [1]. Накопление перечисленных выше отложений, согласно точки зрения изучавших их исследователей, всюду связано с заложением и началом формирования узких прогибов после периода пенепленизации. Для некоторых из этих прогибов, возникших на платформах (например, для Пачелмского прогиба), Н. С. Шатский предложил название «авлакоген», что означает «порожденный бороздой». И в этом смысле все перечисленные молассовые формации, связанные с зарождением узких бороздоподобных прогибов, могут быть названы авлакогенными, что указывает на формирование их в определенный период развития структур. По-видимому, группа базальных молассовых авлакогенных формаций отражает своим появлением отмеченные выше сходные этапы развития отдельных участков геосинклиналей и платформ.

Формирование средней молассовой формации было связано с постепенно усиливавшимся и в конце достаточно резким воздыманием Саяно-Енисейского поднятия и его размывом, происходившим в журинское время. Судя по составу и распределению галек, гравийных и песчаных зерен, это поднятие служило основным поставщиком обломочного материала для средней молассовой формации. Количество этого материала было столь велико, что он не только полностью компенсировал прогибание, но и выносился на медленно опускавшуюся прилежащую часть Сибирской платформы. По-видимому, размыву подвергались и прилежащие к Саяно-Енисейскому поднятию отдельные участки Ангаро-Канского прогиба, давшие обломки нижнекембрийских пород (например, гальки пород карагасской и оселочной свит в конгломерате усть-тагульской свиты). Платформенный снос в это время был весьма небольшим, поскольку

[1] См. статью Н. Г. Бродской в этом сборнике.

к журинскому веку большая часть ее давно была занята морем. Лебяжинско-Беретское поднятие в значительной своей части также было перекрыто морем и стало зоной опускания и аккумуляции осадков. Лишь на крайнем севере Енисейского кряжа, а также в Манском районе Восточных Саян отдельные участки этого поднятия еще возвышались над уровнем моря. Они были окружены шлейфами конгломератов и являлись дополнительными источниками обломочного материала. Средняя молассовая формация занимает гораздо большую площадь, чем базальная молассовая формация, перекрывая всю территорию прогиба от Саяно-Енисейского поднятия до Сибирской платформы (см. фиг. 1). Эта формация развита и за пределами западного обрамления Сибирской платформы. Так, на ее южном обрамлении, в пределах Иркутского амфитеатра к этой же формации следует отнести отложения мотской свиты, которые обычно рассматриваются как молассовая формация (Павловский, 1948, 1959; Павловский, Беличенко, 1958; Писарчик, 1960).

Обусловленная существованием крупного компенсированного прогиба в момент резкого воздымания прилежащего к нему поднятия, средняя молассовая формация по своему формированию сходна с классической третичной молассовой формацией Альп и ее аналогами. Правда, для альпийской молассовой формации подобные соотношения прогиба и зоны воздымания, как известно, были связаны с гораздо более крупными тектоническими событиями, а именно с окончательным орогенезом, завершившим геосинклинальное развитие Альпийской зоны, и формированием Предальпийского краевого прогиба. В журинское время Канско-Ангарский прогиб не являлся подобной структурой, так как завершение геосинклинального развития всей Байкало-Саяно-Алтайской области, как известно, произошло много позже (Павловский, 1956; Хоментовский, 1957; Салоп, 1960). Этому этапу отвечает появление в кембрийском формационном ряду завершающей его верхней молассовой формации верхнекембрийского возраста, которая может быть названа конечной или орогенной.

Насколько можно судить по материалам, имеющимся в литературе по верхнекембрийским отложениям, строение верхней молассовой формации во многом сходно со строением двух нижних формаций, хотя имеется ряд отличий. В пределах восточной части Тейско-Канского прогиба и примыкающей к нему южной части Сибирской платформы верхняя молассовая формация представлена отложениями туманшетской и эвенкийской свит. Согласно описанию, приведенному в работах М. М. Одинцова (Одинцов, Филиппченко, 1937), Г. И. Кириченко (1950), Н. С. Малича (1959) и некоторых других исследователей, в ассоциации пород, слагающих верхнюю молассовую формацию на указанной территории, преимущественное развитие получают красноцветные и пестроцветные песчаники (иногда грубозернистые, с линзами галечного материала), алевролиты, аргиллиты, переслаивающиеся между собой и с прослоями доломитовых и известковых мергелей. Весьма характерными спутниками этой формации являются спорадически появляющиеся небольшой мощности линзы гипсов. Встречающиеся редкие пласты карбонатных пород, иногда с остатками морской фауны, с моей точки зрения могут рассматриваться как члены соседней эвапоритовой формации.

Все исследователи отмечают развитие в песчаниках туманшетской и эвенкийской свит косой слоистости, а в мергелях и аргиллитах — трещин усыхания и псевдоморфоз по кристаллам каменной соли. На поверхности напластования пород весьма часто наблюдаются знаки ряби. Нередко среди этих отложений встречаются линзы внутриформационных конгломератов.

Вещественный состав обломочного материала в породах, слагающих указанные свиты, пока изучен плохо. Судя по отдельным анализам, для

него наиболее характерен полимиктовый состав, но с явным преобладанием зерен кварца.

Следует отметить, что мощных горизонтов конгломератов в пределах распространения туманшетской и эвенкийской свит неизвестно. Пока они найдены в некотором удалении от этой области, на сравнительно небольшой площади в юго-западной части Тейско-Канского прогиба, известной под названием Баджейского верхнекембрийского прогиба. В этом районе к верхнему кембрию и, возможно, частично ордовику следует относить баджейскую и согласно ее перекрывающую нарвскую свиты.

По описаниям В. В. Хоментовского (1957). баджейская свита сложена красными грубозернистыми и косослоистыми аркозовыми песчаниками, переслаивающимися с зеленовато-серыми алевролитами и тонкозернистыми песчаниками. В ее основании развиты базальные конгломераты из пород архея. Нарвская свита сложена известковистыми конгломератами, которым подчинены прослои грубых известковистых песчаников. В составе гальки этих конгломератов резко преобладают серые известняки и доломиты, в том числе содержащие остатки среднекембрийских трилобитов. Реже встречаются гальки красных песчаников, алевролитов и гранитоидов.

Мне кажется, что отложения баджейской и нарвской свит являются сохранившейся от последующего размыва частью песчано-конгломератовой градации верхней молассовой формации, а описанные отложения туманшетской и эвенкийской свит относятся к ее алевритово-мергельной градации. Таким образом, положение указанных градаций в теле верхней молассовой формации аналогично разобранному положению сходных градаций в двух нижних молассовых формациях—в направлении к платформе резко уменьшается крупность обломочного материала. Вертикальная зональность в строении верхней молассовой формации, по-видимому, такая же, как и в средней, а именно — максимальное количество наиболее грубого обломочного материала сосредоточено в верхней половине ее разреза. Однако это положение еще требует проверки.

Мощность верхней молассовой формации постепенно уменьшается в сторону платформы примерно в десять раз. Так суммарная мощность отложений баджейской и нарвской свит равна 3500 *м*, мощность отложений туманшетской и эвенкийской свит в Тейско-Канском прогибе колеблется от 1000 до 1500 *м*, а мощность отложений эвенкийской свиты на платформе составляет около 300 *м*.

В целом условия накопления верхнекембрийских толщ, составляющих верхнюю молассовую формацию, всеми геологами трактуются как чрезвычайно мелководные с большой гидродинамической активностью среды. Несомненно, что в этих толщах развиты морские, прибрежно-морские, в том числе лагунные (с садкой гипса) и, по-видимому, континентальные отложения. Ни у кого не вызывает сомнения, что их накопление происходило при жарком сухом климате.

Как уже указывалось, появление верхней молассовой формации соответствовало завершению геосинклинального развития Байкало-Саяно-Алтайской области. Одновременно произошло завершение миогеосинклинального развития Ангаро-Канского прогиба [1]. Его западная часть (Приенисейский прогиб), по-видимому, полностью была захвачена складчатыми движениями, сопровождавшимися внедрением гранитоидов, и на длительное время превратилась в область размыва. Восточная часть (большая часть Тейско-Канского прогиба) после сравнительно короткого перерыва продолжала опускаться, превратившись в более или менее типичный краевой прогиб.

---

[1] Имеется в виду лишь наиболее хорошо изученная южная половина Ангаро-Канского прогиба, так как верхнекембрийская история его северной половины была иной.

Верхняя молассовая формация широко развита на Сибирской платформе (см. фиг. 1). Площадь, занятая ею, во много раз превышает площадь платформенных «языков» средней молассовой формации, и это является характерной чертой верхней молассы. Алевритово-мергельными отложениями верхнего кембрия перекрыта большая часть площади внутреннего поля Иркутского амфитеатра и примыкающих к нему с севера других участков Сибирской платформы. На этой территории верхнекембрийские отложения мощностью от 100 до нескольких сот метров широко известны под названием верхоленской свиты (Колюн, 1959). Эти отложения в пределах платформы представляют собою типичную формацию, подобные которой, как я уже отмечал, Н. С. Шатский иногда называл платформенной молассовой формацией, а чаще красноцветной аллохтонной формацией. Примером такого же огромного по площади аллохтонного платформенного алевритово-мергельного шлейфа, связанного с верхнепермской молассовой формацией Западного Приуралья, являются уфимские и татарские красноцветы востока Русской платформы (Богданов, 1947). Другой пример такого шлейфа молассовой формации дают отложения красноцветной аллохтонной формации мелового и третичного возраста юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы, описанные К. В. Никифоровой и В. Н. Разумовой (1959).

Таким образом, с моей точки зрения, группа молассовых формаций (если к понятию формации подходить с позиций Н. С. Шатского) встречается гораздо чаще, чем это обычно считается. Наряду с краевыми прогибами, для которых они типичны, молассовые формации появляются и на платформах, будучи связаны и с определенными моментами их собственного развития (базальные авлакогенные молассовые формации) и с развитием соседних геосинклиналей (аллохтонные шлейфы моласс краевых предгорных прогибов). Еще более часто они встречаются в эвгеосинклиналях и миогеосинклиналях на различных этапах их развития, в том числе далеких от стадии замыкания.

Появление молассовых формаций в различных структурах земной коры на различных этапах их развития фиксирует прежде всего возникновение сходных тектонических моментов, обусловивших сходную физико-географическую обстановку образования осадков (морфологию рельефа, характер среды накопления, климат).

Изучение молассовых формаций особенно важно потому, что с ними связаны многие полезные ископаемые. В частности, с красноцветными молассовыми формациями, образовавшимися в аридном климате, связаны все мировые осадочные месторождения меди, типа медистых песчаников («red beds ores»). С этой точки зрения кембрийские молассовые формации западной и юго-западной окраин Сибирской платформы и ее обрамления представляют большой интерес, особенно, если учесть, что признаки медного оруденения установлены в отложениях карагасской и туманшетской свит, а небольшие промышленные месторождения меди давно известны среди верхоленских отложений на протяжении 800 *км* в бассейне верхнего течения Лены (Яговкин, 1934; Одинцов, 1948).

ЛИТЕРАТУРА

Архангельская Н. А., Григорьев В. Н. Условия образования солеродных зон в морских водоемах на примере нижнекембрийского эвапоритового бассейна Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.

Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Изд. МОИП, 1947.

Бродская Н. Г., Захарова М. А. Литолого-тектонические комплексы в третичных отложениях Сахалина и связанные с ними осадочные полезные ископаемые.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 7.

Вейхер А. А. Предварительное сообщение о результатах наблюдения осадкообразования в речном русле. В кн.: «Литологический сборник № 2». Л.— М., Гостоптехиздат. 1948.

Геологический словарь, т. 2, М., Госгеолтехиздат, 1955.
Григорьев В. Н., Семихатов М. А. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.
Жинью М. Стратиграфическая геология. Пер. с франц., М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
Загороднов А. М., Залипухин. М. И. К вопросу о тектоническом строении Пур-Таз-Енисейского междуречья. В кн.: «Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири». Новосибирск, 1960.
Келлер Б. М. Генетические ряды формаций на примерах Урала и Кавказа. В кн.: «Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях, т. I». Новосибирск, 1955.
Кириченко Г. И. К стратиграфии отложений нижнего палеозоя на р. Подкаменной Тунгуске.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1950, вып. 1.
Клитин К. А. О положении и возрасте некоторых толщ в зоне главного разлома Восточного Саяна.— Докл. АН СССР, 1960, **133**, № 1.
Колюн М. Н. Стратиграфо-литологический очерк верхоленской свиты кембрия среднего и верхнего течения р. Лены.— Мат-лы Всес. науч.- исслед. геол. ин-та. 1959, вып. 24.
Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3». Изд-во АН СССР, 1960.
Малич Н. С. Палеозойские структуры бассейна среднего и нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски.— Мат-лы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1959, вып. 23.
Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 2. Изд-во АН СССР, 1956.
Никифорова К. В., Разумова В. Н. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и закономерности размещения в них полезных ископаемых. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2». Изд-во АН СССР, 1959.
Новикова А. С. К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
Одинцов М. М. К геологии медных и свинцовых руд нижнего палеозоя Иркутского амфитеатра.— Записки Всес. минер. об-ва, 1948, **77**, вып. 4.
Одинцов М. М., Филиппченко В. В. Геологическое строение Тайшет-Братского района Восточной Сибири.— Мат-лы по геол. и полезным ископ. Вост. Сибири, 1937, вып. 16.
Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 99, геол. серия (№ 31).
Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I». Изд-во АН СССР, 1958.
Писарчик Я. К. Новые данные по стратиграфии, литологии и фациям кембрийских отложений Иркутского амфитеатра.— Мат-лы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1960, вып. 32.
Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии, ч. 1. Изд-во АН Узбек. ССР, 1954.
Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 28.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.
Салоп Л. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области в свете новых данных. В кн.: «Развитие производительных сил Восточной Сибири». Изд-во АН СССР, 1960.
Семихатов М. А.$_1$ Нижний кембрий Канско-Ангарской впадины.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, **34**, вып. 2.
Семихатов М. А.$_2$ Стратиграфия и геологическая история нижнего кембрия северной части Енисейского кряжа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 7.
Семихатов М. А. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-осадочных отложений верхнего протерозоя Енисейского кряжа.— Докл. АН СССР, 1960, **131**, № 4.
Семихатов М. А. Стратиграфия рифейских и нижнекембрийских отложений Енисейского кряжа и распределение в них столбчатых строматолитов. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-минер. наук. М., 1961.
Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1959, **101**.
Теодорович Г. И. Основные типы осадочных формаций платформ, краевых и межгорных прогибов.— Узбек. геол. журн., 1959, № 3.
Хворова И. В. Флишевая и нижняя молассовая формация Южного Урала.— Изв. высших учеб. завед., геол. и разведка, 1960, № 2.

Хоментовский А. С. Структура и тектоника юго-западной части Сибирской платформы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1945, 20, вып. 5—6.
Хоментовский В. В. К тектонике Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3». Изд-во АН СССР, 1960.
Хоментовский В. В., Семихатов М. А., Репина Л. Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна. В кн.: «Региональная стратиграфия СССР, т. 4». Изд-во АН СССР, 1960.
Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской области и смежной части западного склона Южного Урала. Мат-лы к познанию геол. строения СССР, вып. 2/6. изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1945.
Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
Шатский Н. С.$_1$ Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам, вып. 2». Изд-во АН СССР, 1955.
Шатский Н. С.$_2$ О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Бюл. МОИП, т. 60, отд. геол., т. 30, в. 5, 1955.
Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
Яговкин. И. С. Ленские медистые песчаники.— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1934, вып. 18.
Tercier I. Le Flysch dans la sedimentation alpine.— Eclogae geol. helv., 1947, 40, N 2.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5

И. В. Хворова. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций 7
Основные факторы образования формаций 8
Исходное вещество 9
Физико-географические условия 11
Тектоника 12
Некоторые особенности строения формаций 13
Естественные парагенетические ассоциации пород 13
Стратификация 15
Вулканогенно-осадочные формации 18
Некоторые особенности седиментации в вулканических зонах 18
Вопросы типизации вулканогенно-осадочных формаций 21

К. К. Зеленов. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород 30
Вулканизм ложа Мирового океана 30
Надводные и подводные вулканические процессы 39
Геохимия продуктов глубоководного вулканизма 66

И. В. Хворова, М. Н. Ильинская. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала 87
Краткие сведения о геологии района 87
Ирендыкская порфиритово-туфовая формация 92
Основные черты строения 92
Типы пород и породные ассоциации 98
Карамалыташская спилитово-кератофирово-яшмовая формация 114
Карамалыташская формация в пределах Юлдашевско-Узункырской антиклинали 114
Карамалыташская формация в пределах Карамалыташской антиклинали 119
Карамалыташская формация в пределах Ирендыкской моноклинали . 122
Типы пород и породные ассоциации 127
Сравнительная характеристика формаций 147
Основные черты строения формаций 147
Обстановка формирования отложений 149
Петрофонд формаций 150

Л. Н. Формозова. Эксгаляционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования 161
О влиянии вулканических процессов на осадкообразование и осадочное рудообразование 161

Геологический очерк Рейнских сланцевых гор 163
Строение Рейнских сланцевых гор и положение в их структуре Лан-Диллъских месторождений 163
Основные черты геологического развития Рейнских сланцевых гор в палеозое 166
Известняково-вулканогенная формация Рейнских сланцевых гор и размещение в ней рудоносных горизонтов 172
Границы и объем известняково-вулканогенной формации 172
Основные типы пород формации 174
Характерные черты известняково-вулканогенной формации и положение в ней лан-диллъских железных руд 181
Структуры, состав и генезис руд Лан-Диллъских месторождений 183
Общая характеристика условий залегания и минералогического состава руд 183
Химический состав руд 190
Генезис руд 192
О распространении известняково-вулканогенной рудоносной формации . . 199
Вулканогенно-осадочные рудоносные формации нижнего и среднего палеозоя Европы 202

Е. А. Соколова. О марганценосных вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа. 209
Марганценосная формация штата Калифорния, США 209
Кремнистые породы и условия их накопления 213
Рудные отложения 216
Источник железа, марганца и кремнезема 220
Марганценосная формация Новой Зеландии 220
Марганценосные формации Японии 223
Марганценосная формация полуострова Олимпик, штат Вашингтон, США 227
Марганценосная формация Новой Каледонии 228
Сравнительная характеристика марганценосных формаций калифорнийского типа 230
Условия отложения формаций калифорнийского типа 233

Н. Г. Бродская. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии 236
Базальная формация 238
Вулканогенно-осадочная формация 242
Границы и объем вулканогенно-осадочной формации 242
Основные типы пород формации 252
Характерные черты вулканогенно-осадочной формации 259
Молассовая формация 260
Особенности седиментации на участках, разделяющих геосинклинальные прогибы 263
Заключение 264

П. П. Тимофеев. Основные черты строения мезозойской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба 270
Стратиграфия юрских отложений 272
Рэт-лейас 273
Нижняя юра 273
Средняя юра 276
Верхняя юра 279
Краткие выводы 280
Характеристика фаций и их комплексов — циклов 284
Краткая характеристика фаций 284
Типы циклов и циклическое строение угленосных отложений 290
Строение и условия образования угленосной формации 294
Литолого-фациальная характеристика отложений угленосной формации 294
Палеогеография и условия образования угленосной формации 310
История развития Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба 321

Л. Н. Ботвинкина. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наслоения в паралических формациях разных климатических областей 332
Общие замечания 332
Сравнение генетических типов отложений угленосных и меденосных формаций 333
Особенности строения паралических осадочных формаций 355
Сравнение некоторых закономерностей наслоения угленосных и меденосных отложений 362
Заключение 367
В. Н. Григорьев. Кембрийские молассовые формации западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления 374

CONTENTS

Foreword 5
I. V. Khvorova. Aims and certain results in the lithological study of geological formations 7
K. K. Zelenov. Submarine volcanism and its role in the formation of sedimentary rocks. 30
I. V. Khvorova, M. N. Ilinskaya. Comparative characteristics of two volcanogene-sedimentary formations in the South Urals 87
L. N. Formosova. Exhalative-Sedimentary iron ore deposits of Lan-Deal type and the geological environment of their formation 161
E. A. Sokolova. On marganiferous volcanogene-sedimentary formations of a Californian type 209
N. G. Brodskaia. Formation sequence in Cenozoic geosynclines of Sakhalin, Kamchatka and Japan 236
P. P. Timofeev. Main features in the structure of the Mesozoic coal-bearing formation in the Angaro-Chulym depression 270
L. N. Botvinkina. Some specific features in the genetic types of the regularities of their stratification in paralic formations of different climatic provinces . . 332
V. N. Grigoriev. Cambrian molasse formations in the western margin of Siberian Platform and its framework 374

Вулканогенно-осадочные и терригенные формации

Труды
Геологического института, в. 81

Утверждено к печати
Геологическим Институтом
Академии наук СССР

Редактор *В. С. Журавлев*
Технический редактор *Г. Н. Шевченко*
Корректор *В. Т. Макаров*

РИСО АН СССР № 3-19В. Сдано в набор 24/XII 1962 г.
Подписано к печати 14/V 1963 г. Формат 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 24,5+19 вкл.=36,65 усл. печ. л.
Уч.-изд. л. 35,3(32,5+2,8 вкл.). Тираж 1400 экз.
Т-06049 Изд. № 1190. Тип. зак. № 1515.

Цена 2 р. 81 к.

Издательство Академии наук СССР.
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР.
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
30	12 сн.	желобове	желобов
66	2 сн.	$HCl : CO_2 : SO_2$	$HCl : SO_2 : CO_2$
82	22 сн.	натратов	нитратов
126	30 сн.	низ	них
159	5 св.	шлиф. 45	Шлиф. Увел. 45,
197	14 св.	$= F_2O_3 + 3HCl$	$= Fe_2O_3 + 6HCl$
212	7 сн.	химического вещества из	химического осаждения вещества из
314	6 св.	локалнльно	локально
321	1 сн.	пос дней	последней
347	10 св.	медоносных	меденосных

Зак. 1515