ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ ПРОШЛОГО

1

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

SEDIMENTATION AND ORE DEPOSITS OF THE ANCIENT VOLCANIC REGIONS

Vol. I

SEDIMENTATION

(Transactions, vol. 195)

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1968

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ ПРОШЛОГО

Том I

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ

(Труды, вып. 195)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1968

УДК 552.31/58

Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. I. Осадкообразование. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 195.

Рассмотрены основные типы вулканогенно-осадочных геосинклинальных формаций, их состав, строение и условия образования. На основе сравнительного анализа этих формаций выявлена роль вулканизма в образовании обломочных, глинистых и кремнистых пород. Установлено, что на характер осадков существенное влияние оказывают как состав магматического расплава и тип извержения, так и особенности поствулканического выноса. Разобран процесс гидротермального и постседиментационного преобразования вулканических пород в глинистые. Намечены задачи дальнейшего изучения вулканогенно-осадочных отложений. Таблиц 27. Библ. 245 назв. Иллюстраций 87.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
К. И. Кузнецова, академик *В. В. Меннер*, *П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
И. В. Хворова

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. Peive* (Chief Editor)
K. I. Kusnetzova, Academician *V. V. Menner*, *P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR
I. V. Khvorova

2-9-2
355-68(2)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В отделе литологии Геологического института АН СССР в течение нескольких лет разрабатывается тема «Вулканогенно-осадочные формации, закономерности их образования и генезис связанных с ними полезных ископаемых». Тема эта была поставлена и потому, что она имеет практическое значение, и потому, что в литологии и осадочной петрографии все отчетливее стал ощущаться пробел, вызванный слабой литологической изученностью вулканогенно-осадочных отложений. Знакомство с геологической литературой последних лет показывает, как возрос интерес к этой теме. Все больше появляется разнообразных литологических работ, к ней относящихся. Среди них прежде всего надо отметить крупные работы, посвященные общим вопросам теории вулканогенно-осадочного литогенеза,— это труды Н. М. Страхова (1960, 1963) и Г. С. Дзоценидзе (1965). В этих трудах дан анализ большого материала с точки зрения процессов мобилизации вулканогенных продуктов и их судьбы в поверхностных условиях. Работы эти обобщают основные сведения, касающиеся процессов формирования осадочных образований определенного типа. Однако многое еще остается невыясненным, и необходимо продолжать и развивать начатые исследования в этом направлении.

Методы работы при этом могут быть разными. В упомянутых обобщающих трудах сама задача «создать общий образ вулканогенно-осадочного литогенеза как цельного природного процесса» (Страхов, 1963, стр. 308) определяла приемы исследования.

Познание процессов ставилось во главу угла. Естественно, что самим отложениям — их составу, структурно-текстурным особенностям, фациальным условиям формирования, соотношениям с вулканитами уделялось мало внимания. Отчасти это восполнялось работами, посвященными конкретным объектам — вулканогенно-осадочным формациям, породам, месторождениям и рудам. И хотя эти работы иногда определяют как чисто «описательные», в них почти всегда имеются материалы общего значения, и именно они служат фундаментом всех существующих обобщений. Надо сказать, что если для большинства собственно осадочных (не вулканогенных) пород и полезных ископаемых объем фактических сведений достаточен, чтобы дать общую картину их формирования, то для вулканогенно-осадочных образований таких сведений пока явно не хватает. Поэтому понятно стремление подробно осветить конкретный

материал, долго остававшийся без должного «литологического внимания».

Однако уже и сейчас, наряду с изучением частных объектов, возможно и необходимо обобщение материала. Наиболее рационален при этом, по нашему мнению, формационный метод. Именно этим методом, включающим сравнительный анализ большого материала, лучше всего установить характерные связи между осадочными породами и рудами, с одной стороны, и вулканитами — с другой.

В предлагаемой работе, как читатели смогут убедиться, формационный метод широко использован и при выборе объектов и при их изучении. Много вопросов встает в связи с формациями вообще и вулканогенно-осадочными формациями в частности. На данной стадии их изучения представлялось необходимым сосредоточить внимание на одном из наиболее важных для литологии вопросов, а именно: на выяснении роли вулканизма в осадочном породо- и рудообразовании. Результаты этих исследований и изложены в данной работе.

Состоит она из двух частей. Первая посвящена особенностям формирования осадочных пород, возникающих из вулканических продуктов, вторая — некоторым наиболее распространенным вулканогенно-осадочным полезным ископаемым (железо, марганец, фосфориты, бокситы).

Авторы отдают себе отчет в том, что не на все поставленные вопросы им удалось ответить вполне определенно; отсутствие достаточного количества фактических данных и трудности, возникающие при интерпретации некоторых материалов из-за отсутствия точных критериев оценки явлений, делают некоторые выводы гипотетичными. Многие вопросы удалось скорее поставить, чем решить. Но тем не менее можно надеяться, что работа явится определенным вкладом в коллективный труд литологов, разрабатывающих проблему вулканогенно-осадочного литогенеза и вулканогенно-осадочных формаций.

ВВЕДЕНИЕ

Влияние вулканизма на седиментацию велико и разнообразно, особенно если рассматривать вопрос в широком аспекте. Известно, что вулканическая деятельность имеет огромное значение в формировании солевого состава гидросферы, в сложении терригенно-минералогических питающих провинций, в образовании рельефа и т. д. Все это в конечном счете сказывается на составе осадков. В данной работе мы не ставили перед собою задачу рассмотреть такое общее значение вулканизма в литогенезе. Предметом наших исследований были отложения вулканических областей прошлого, возникшие либо из вулканических продуктов, либо под непосредственным их влиянием. Изучая эти отложения, мы стремились выяснить особенности состава, структуры и условий формирования осадочных пород, возникших из синхронных вулканических материалов, в том числе и веществ, поступавших в область седиментации при поствулканическом процессе.

Среди таких вулканогенно-осадочных образований различаются группы обломочных, глинистых и кремнистых пород.

Первые имеют особенно широкое распространение и представлены наиболее разнообразно. Несмотря на это, в петрографическом и фациальном отношении они изучены весьма слабо. Можно утверждать, что закономерности механической седиментации установлены литологами на основе изучения терригенных обломочных пород без сколько-нибудь серьезного учета вулканогенных представителей. В этом можно убедиться, обратившись к нашим и зарубежным литологическим работам, и в частности к учебным пособиям по осадочной петрографии. В связи с этим авторы стремились выяснить характерные особенности вулканогенно-обломочных пород и механизм их формирования. Следует отметить, что собственно вулканокластические породы (туфы) не являлись специальным объектом исследования, так как они достаточно хорошо изучены петрографами и вулканологами. Мы рассматриваем их только с точки зрения седиментологической — либо как определенные генетические типы отложений, либо для выяснения характера того исходного материала, который дает начало ряду вулканогенно-осадочных (обломочных) пород.

Вторая группа вулканогенно-осадочных образований представлена вулканогенными глинами и аргиллитами. Они, как все больше выясняется, широко распространены среди геосинклинальных отложений. Некоторые типы глин, являющиеся полезными ископаемыми (бентониты), издавна обращали на себя внимание, и их вулканогенная природа твердо установлена, но многие геосинклинальные аргиллиты (особенно их измененные палеозойские разности) изучены очень слабо, и вопрос о их происхождении остается открытым.

Основным процессом, ведущим к образованию вулканогенных глинистых пород, является, по-видимому, постседиментационное преобразова-

ние пепла, начинающиеся еще в диагенезе. В данной работе рассмотрены некоторые примеры преобразования пеплов и туфов в диагенезе и при гидротермальном процессе.

В образовании вулканогенно-осадочных пород третьей группы большое значение имели поствулканическая деятельность и взаимодействие твердых вулканических продуктов с осадочной средой. Породы эти петрографически и в геологическом отношении изучены достаточно хорошо, но генезис их до сих пор остается спорным. Поэтому если для первых двух групп отложений важно было подробно рассмотреть состав и структуру, являющиеся ключом к раскрытию условий и механизма формирования осадков, то для третьей группы в центре внимания был вопрос о первичном источнике исходного вещества, ответ на который можно дать только на основе анализа целого ряда косвенных данных.

Поставленные задачи решались на примере геосинклинальных отложений. При этом широко использовался, как указывалось, формационный метод. Были изучены характерные вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-обломочные формации. Среди первых особенно распространены формации начальных стадий геосинклинального развития, которым сопутствует инициальный магматизм. Среди вторых много формаций, отличных по составу и строению, возникших в результате проявлений эксплозивного вулканизма на разных этапах развития геосинклиналей. При этом изучение вулканизма, его причин, движущих сил и истории не являлось задачей исследования. Авторов интересовала судьба вулканических продуктов в литогенезе.

В монографии отсутствуют данные о современных вулканогенных осадках, изучающихся океанологами и вулканологами. Не рассмотрены также докембрийские формации ввиду того, что их породы сильно метаморфизованы, требуют специальных методов исследования и на их примере поставленные задачи решать труднее.

Авторы пользовались как своими данными, полученными при полевых и лабораторных исследованиях, так и многочисленными опубликованными трудами, пытаясь осветить проблему шире, чем это позволяет добытый ими региональный материал.

Многие вопросы сейчас решить трудно из-за отсутствия необходимых сведений, и прежде всего из-за слабой литологической изученности вулканогенно-осадочных толщ. В связи с этим в заключительной главе сформулированы задачи, на которые мы считаем необходимым обратить внимание геологов, имеющих дело с вулканогенно-осадочными формациями.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ ПРОШЛОГО

Кремнистые породы (силициты), как известно, особенно широко распространены в геосинклинальных формациях, причем концентрируются обычно в тех частях геосинклинального разреза, где много вулканических пород. Именно поэтому уже давно возникла идея о генетической связи кремненакопления с вулканизмом. Идея эта не получила всеобщего признания, и, как увидим, целый ряд аргументов приводится против нее. Естественно, что, ставя перед собою задачу — выяснить влияние вулканизма на седиментацию, мы решили специально остановиться на вопросе происхождения геосинклинальных кремнистых пород.

Породам этим посвящена обширная литература. Большинство работ, особенно старых, имеет региональный характер, так как в них рассматриваются отложения определенного возраста, распространенные на ограниченной территории. Многие из этих работ, однако, по праву считаются классическими не только потому, что в них дана детальная характеристика кремнистых пород и выяснены фациальные условия их формирования, но и потому, что в них рассмотрены некоторые общие вопросы кремнеобразования. Именно этими региональными исследованиями заложены основы всех существующих сейчас гипотез происхождения кремней и собраны важнейшие факты для решения проблемы в целом.

С накоплением материала стал возможен его сравнительный анализ, что привело к появлению работ иного характера, не ограниченных рамками отдельных регионов. Основная часть таких работ посвящена вопросам происхождения кремнистых отложений. В них обсуждаются различные аргументы в пользу той или иной гипотезы. При этом главной темой обсуждения является интересующий нас вопрос — влияла ли вулканическая деятельность на кремненакопление. Решался этот вопрос разными исследователями по-разному — одни придавали вулканизму большое значение, другие отрицали его роль в образовании кремнистых осадков. Возвращаясь к этой проблеме вновь, необходимо не просто повторить уже известное, а найти новые факты и аргументы, которые могли бы внести бо́льшую ясность в проблему. Очевидно, это можно сделать привлекая дополнительный фактический материал либо анализируя старый под иным углом зрения. Представлялось, что формационный метод в этом отношении особенно рационален. Пользуясь им, из большого количества имеющихся материалов можно отобрать представительные и разнообразные объекты, на примере которых и решать этот вопрос. Очевидно, прежде всего нас должен был интересовать характер связи между кремнистыми и вулканическими породами. Совместное

их нахождение — факт давно известный, но до сих пор остается неясным: обусловлено ли такое закономерное сонахождение влиянием вулканизма на кремнеобразование или оба эти процесса — следствие какой-то одной причины.

В основу исследования положен фактический материал в виде описания вулканогенно-кремнистых формаций разного типа и характеристики (в том числе и геохимической) главных разновидностей геосинклинальных кремнистых пород. Обобщая фактические данные, необходимо было выяснить диапазон фациальных условий кремненакопления и характер связей между этим процессом и вулканизмом; важно было также сопоставить особенности планетарного размещения геосинклинальных кремнистых пород и современных кремнистых осадков. Проделанная работа позволила рассмотреть проблему происхождения кремнистых пород с несколько новых позиций и дать новую схему образования вулканогенно-кремнистых формаций. Было бы очень полезно также сравнить платформенные и геосинклинальные кремнистые формации. Наверное, особенности геосинклинального кремненакопления выступили бы при этом много ярче. К сожалению, таким материалом мы сейчас не располагаем, но одна из задач будущих исследований провести такое сравнение.

Надо сказать, что, несмотря на обилие работ, посвященных кремнистым породам, явно ощущается недостаток некоторых сведений, иногда имеющих прямое отношение к вопросам их генезиса. Не все типы вулканогенно-кремнистых комплексов изучены достаточно детально. Фациальная природа многих отложений остается не вполне выясненной. Нет четких минералого-геохимических критериев для диагностики первично кремнистых и окремнелых пород (в частности известняков). Большие трудности, как увидим ниже, возникают в связи с определением возраста как эффузивных, так и кремнистых толщ. Однако, несмотря на все это, основные закономерности геосинклинального кремненакопления выступают все более определенно.

Глава I

ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ

Формации, в составе которых присутствуют вулканические и кремнистые породы, разнообразны. Они отличаются количеством и составом вулканитов, особенностями кремнистых пород и относительным количеством некремнистых осадочных образований. Здесь нет возможности описывать все известные типы и разновидности формаций, поэтому мы ограничимся рассмотрением лишь некоторых наиболее характерных и хорошо изученных их представителей.

Формации эти объединяются в три группы, для каждой из которых характерны определенные типы кремнистых пород. В первой группе это яшмы, во второй — фтаниты и в третьей — диатомиты, опоки и опоковидные породы. В первых двух вулканиты иногда представлены преимущественно эффузивами, а иногда и эффузивами и туфами, в третьей же — всегда резко преобладают туфы (туфово-кремнистые ассоциации). В данной главе основное внимание уделено формациям двух первых групп. Формации существенно туфовые (вулканогенно-обломочные) рассмотрены в следующей главе монографии, и поэтому здесь приведена характеристика лишь немногих примеров туфово-кремнистых комплексов, обыч-

но составляющих небольшие части этих формаций. Три выделенные группы не охватывают все существующие в природе вулканогенно-кремнистые ассоциации, но, несомненно, включают наиболее распространенные их типы. Кроме ассоциаций, состоящих из вулканических и кремнистых пород, в геосинклинальных разрезах встречаются терригенно-кремнистые и карбонатно-кремнистые комплексы, непосредственно не связанные с вулканическими образованиями. Мы коротко рассмотрим некоторые из таких комплексов в связи с тем, что одни исследователи считают их отдаленно-вулканогенными, а другие образование их вообще не связывают с вулканизмом и существование таких «независимых» кремнистых пород выдвигают как аргумент против вулканогенного кремнеобразования.

ГРУППА ЯШМОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Формации, в составе которых присутствуют ассоциации вулканических пород и яшм, встречаются в том или ином выражении в каждой геосинклинальной системе. Они часто являются характерным членом офиолитовых серий, представляющих собою комплекс магматических (ультраосновных и основных) и кремнистых пород. Эта «тройственная ассоциация» настолько закономерна, что многими рассматривается как родственная. Особенно хорошо офиолитовые серии выражены в Средиземноморской провинции, где приурочены как к внутригеосинклинальным, так и к приплатформенным прогибам. Для решения проблемы кремнеобразования важно выяснить характер связи между кремнистыми и эффузивными породами. Однако чтобы лучше представить объем и характер всех магматических образований, сопутствующих кремненакоплению, необходимо, хотя бы на одном примере, коротко рассмотреть всю офиолитовую серию.

В яшмовой группе различаются формации с большим количеством вулканитов и кремнистых отложений (типично вулканогенно-яшмовые) и формации, где эти породы подчинены терригенным. Такие формации, строго говоря, уже нельзя относить к группе яшмовых, однако они будут также рассмотрены, так как на их примере ярко выступают некоторые особенности геосинклинального кремненакопления.

Офиолитовая серия северо-западной Сирии

Распространение, структурное и стратиграфическое положение[1]. Породы серии распространены в Северо-Западной Сирии и прилежащих районах Турции (Хатай), являясь частью крупного офиолитового пояса Тетиса. В отличие от основной массы офиолитов, они приурочены не к внутренним зонам геосинклинальной системы, а к ее краевой приплатформенной части.

Относительно возраста серии существуют противоречивые данные. Л. Дюбертре (Dubertret, 1953) считает ее внутримаастрихтским образованием, но сейчас появились убедительные данные о триасовом и частично, возможно, юрском возрасте (Казьмин, Кулаков, 1965). Верхняя граница серии определяется трансгрессивным налеганием на ее породы верхнемаастрихтских отложений.

Общая характеристика. Основной составляющей серии является комплекс зеленокаменных пород. Среди них преобладают интрузивные образования: пироксеновые перидотиты (и серпентиниты), габбро и

[1] Характеристика дана по работам Л. Дюбертре (Dubertret, 1953) и В. Г. Казьмина, В. В. Кулакова (1965).

долериты; в небольшом количестве присутствуют мончикиты. Меньшее значение имеют эффузивы, почти исключительно основные, среди которых особенно много спилитов и сакалавитов, меньше диабазов; отмечаются также анальцимовые тефриты и трахибазальты. Осадочные породы составляют по объему небольшую часть серии и представлены яшмами и красными кремнистыми аргиллитами, среди которых встречаются местами прослои и пачки известняков. В целом серия представляет собою крупное тело, которое ранними исследователями рассматривалось как «батолитообразное», уходящее на глубину. Обнаружение ниже его в ряде районов осадочного основания изменило эти представления. По мнению Дюбертре, офиолитовая серия залегает в виде огромного «покрова зеленокаменных пород», мощность которого превышает 3 *км*, а площадь распространения — 3000 *кв. км*. Так как нижний контакт серии, возможно, тектонический и вся серия представляет здесь аллохтон, то вопрос о первичной форме «офиолита» остается открытым.

Офиолитовая серия, согласно Дюбертре, имеет зональное строение. Нижняя ее часть состоит из ультраосновных и основных пород, располагающихся в последовательности, отражающей дифференциацию вещества; снизу вверх лежат: энстатитовые перидотиты, гиперстеновые перидотиты, перидотитовые авгититы, оливиновые габбро, безоливиновые габбро. Далее следует долеритовая зона, минеральный состав которой довольно однообразен — уралитизированный авгит, плагиоклаз, обильный магнетит. Структурно она неоднородна, представляя чередование различно раскристаллизованных пород: от долеритового габбро до базальта. Верхняя зона состоит главным образом из эффузивов, прорванных дайками мончикитов. Среди эффузивов и над ними развиты кремнистые породы (кремнисто-вулканическая формация). Переходы перидотита в габбро и последнего в долерит, по данным Дюбертре, имеют вид четких границ, причем нигде нет признаков перерыва в напластовании этих изверженных пород и они слагают непрерывную зеленокаменную серию. Долериты связаны с вышележащими эффузивами постепенным, «незаметным» переходом.

Дюбертре приводит много описаний конкретных разрезов, иллюстрирующих закономерное, зональное размещение различных изверженных пород. Однако он предупреждает, что установленная последовательность не должна приниматься «со слишком большой простотой и строгостью». Мощность различных частей зеленокаменной толщи изменчива, и сама последовательность иногда нарушается. Перидотиты местами появляются среди долеритов или прорывают их.

Иначе представляют строение серии В. Г. Казьмин и В. В. Кулаков. Они дают следующую схему строения офиолитовой серии (снизу вверх): 1) толща основных эффузивов, вмещающая гипабиссальные внедрения габброидов; 2) ультраосновные интрузивные породы; 3) малые интрузии габбро, реже диоритов; 4) вулканогенно-осадочная толща. По существу главным отличием этой схемы от схемы Дюбертре является установление двух эффузивных толщ: базальной и верхней, тогда как в схеме Дюбертре нижние эффузивы отсутствуют. Невозможно решить, которая из предложенных схем ближе отвечает действительности, но из обеих следует, что верхняя вулканогенно-осадочная толща, которую можно рассматривать как формацию, лежит на мощном интрузивном комплексе и так или иначе связана с его образованием. Остановимся коротко на породах этой формации.

Вулканические породы. Резко преобладают основные эффузивы, преимущественно сакалавиты и спилиты, которым подчинены андезиты. Обращает на себя внимание обилие сакалавитов — пересыщенных кремнеземом, но бескварцевых разностей базальта, в которых избыток кремнезема заключен в стекле. Породы эти почти нацело (84%) состоят из

моноклинного пироксена, образующего беспорядочно ориентированные, перистые, скелетные радиальнолучистые сростки. Интерстиции заполнены бурым стеклом (14%). В небольшом количестве наблюдается анальцим.

Для многих пород характерна подушечная текстура (пиллоулавы). Судя по описаниям и фотографиям, приводимым в работе Дюбертре (Dubertret, 1953, Pl. VII, fig. 2), среди лав развиты аквагенные подушечные туфобрекчии. Указывается на присутствие основных туфов, но, к сожалению, их характеристики в использованных работах нет.

В целом эффузивные породы образуют массивную толщу, в которой отсутствует четкая стратификация.

Местами в толще наблюдаются силлы, дайки и небольшие штоки габброидов, причем некоторые из них, «возможно, являются подводящими каналами для формирования данной толщи, другие — синхронно сопровождающими ее внедрениями» (Казьмин, Кулаков, 1965, стр. 7).

Осадочные породы. Набор осадочных пород небольшой: яшмы (преобладают), красные кремнистые аргиллиты и чередующиеся с ними серые тонкослоистые известняки с остатками фауны (развиты локально).

Яшмы обычно красные, твердые, но иногда (вероятно, при гидротермальном изменении) переходят в розовые и белые рыхлые породы. Местами в них наблюдается марганцевое оруденение. Яшмы редко образуют выдержанные пласты; как правило, они залегают в виде разобщенных линз, либо заключенных в подушечной лаве, либо слагающих своеобразный «покров» над ней. Присутствуют они и в виде ксенолитов.

Мощность вулканогенно-яшмовой толщи (формации), по Дюбертре, равна 250—300 *м*, а по Казьмину и Кулакову — достигает 1000 *м*.

Комплекс основных эффузивов и яшм, связанных с офиолитами, широко распространен в смежной геосинклинальной области Тавра и на о-ве Кипр.

Вулканогенно-яшмовые толщи латерально замещаются мощными карбонатными отложениями, в которых офиолиты практически отсутствуют.

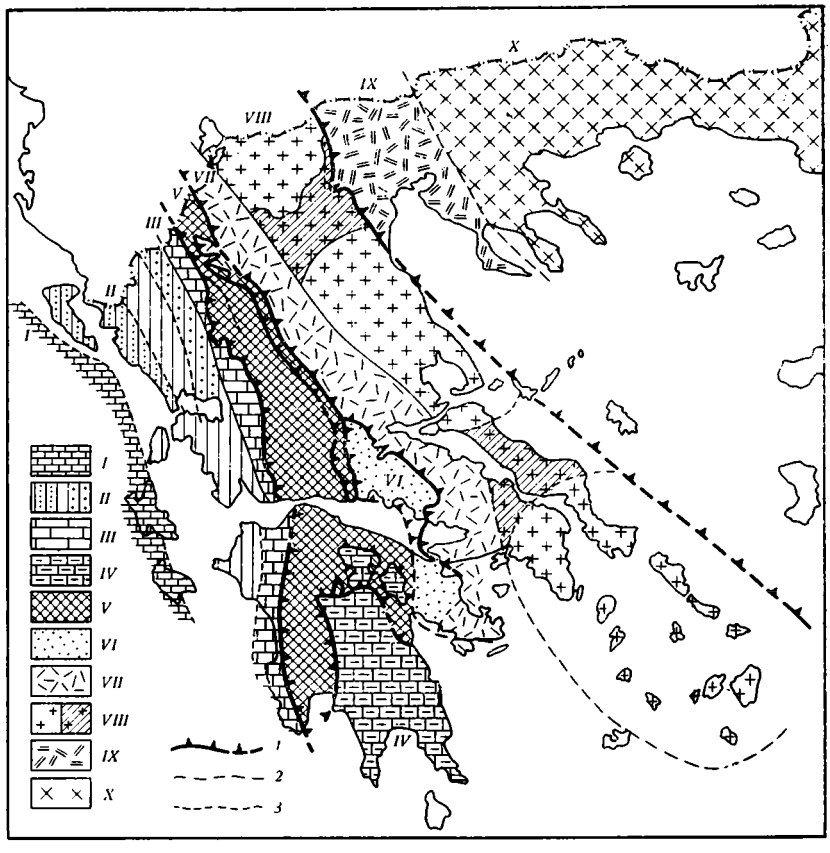
Многие вопросы геологии рассмотренного района неясны, но, касаясь интересующей нас проблемы, можно уверенно сказать, что образование яшм связано с мощным подводным основным вулканизмом и что последний сопровождал поступление огромных масс основной (и ультраосновной) магмы в близповерхностные части коры. Кроме того, здесь видны следы перемещения магматического расплава в стадию затухания вулканической деятельности или даже ее прекращения (внедрение габброидов в эффузивную толщу). Это показывает, что «магматический очаг» был активен в поствулканическую стадию и мог «питать» некоторыми веществами (кремнеземом, железом, марганцем) бассейн седиментации. Обращает на себя внимание также широкое развитие сакалавитов, в которых стекло обогащено кремнеземом. Последний, следовательно, концентрировался в остаточном базальтовом расплаве.

Спилитово-яшмовая формация Эллинид

Яшмы и вулканические породы, входящие в офиолитовый комплекс, широко распространены в Средиземноморской провинции. Они формировались в эвгеосинклинальных желобообразных прогибах. Особенно хорошо соотношение яшм и офиолитов изучено в Греции (Эллиниды).

Структурное и стратиграфическое положение[1]. В пределах Эллинид различаются четыре структуры (с запада на восток): Ионическая миогеосинклиналь, поднятие Гаврово (Gavrowo), эвгеосинклинальный

[1] Вся информация взята из работы Ж. Обуэна (Aubouin, 1965).



Фиг. 1. Схема структурного районирования Эллинид (Aubouin, 1965, фиг. 11)

Зоны: *I* — Предапулийская; *II* — Ионическая: *а* — внешняя, *б* — осевая, *в* — внутренняя; *III* — Гаврово; *IV* — Триполи; *V* — Пинд; *VI* — Парнасская; *VII* — Субпелагонская; *VIII* — Пелагонская: *а* — основание, *б* — осадочный чехол; *IX* — Вардарская; *X* — Родопская. *1* — надвиги; *2* — границы зон; *3* — границы подзон

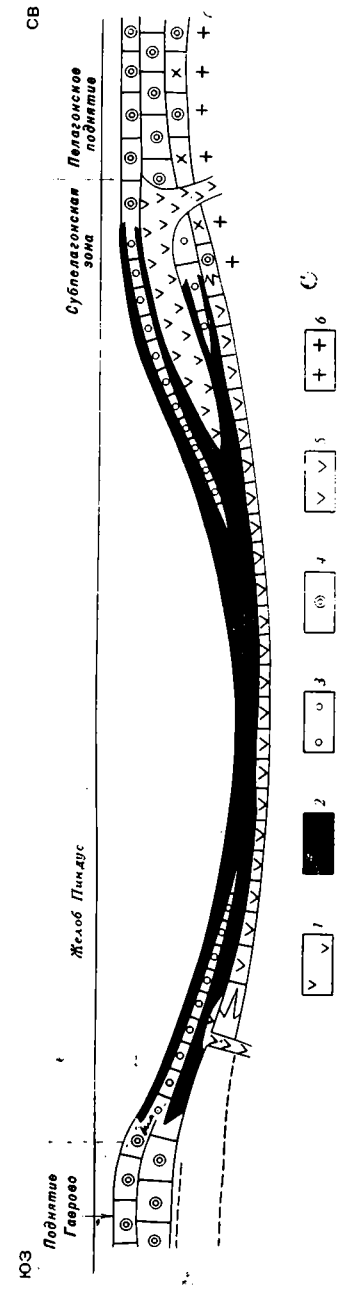
прогиб — желоб Пинд и эвгеосинклинальное Пелагонское поднятие (фиг. 1). Сочленение двух последних структур «флексуроподобное» (Субпелагонская зона), с ним связаны разломы, и к нему приурочены особенно интенсивные магматические проявления. Мы будем рассматривать лишь эвгеосинклинальный прогиб и его обрамления, причем только тот этап развития прогиба, с которым связано появление магматических пород и яшм. Он охватывает промежуток времени от позднего триаса до баррема.

Общее соотношение главных комплексов пород хорошо иллюстрирует приводимая схема (фиг. 2). Мы видим, что в пределах обоих поднятий, ограничивающих эвгеосинклинальный прогиб, юрско-нижнемеловые (неоком) отложения представлены мелководными, местами рифовыми известняками. Для самого прогиба характерно преобладание яшм, которым подчинены эффузивные породы и известняки. В пределах Субпелагонской зоны сосредоточена основная масса магматических образований, с которыми сочетаются известняки и яшмы. В приведенном латеральном ряду вулканогенно-яшмовая формация выделена в рамках прогиба Пинд и Субпелагонской зоны. В ней намечаются три градации: западная — известняково-яшмовая с небольшим количеством спилитов в основании.

центральная — яшмовая и восточная — яшмово-вулканическая. Базальными слоями формации можно считать верхнетриасовые пелагические известняки и яшмы, ниже которых кое-где обнажены метаморфизованные дотриасовые породы. Кровля формации проводится в основании флишевых отложений, начало формирования которых относится к апту или позднему баррему.

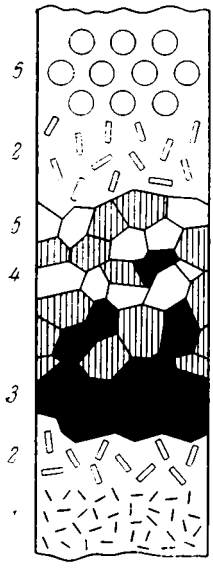
Магматические породы и комплексы. Наиболее ранние вулканические проявления известны в лейасе и сосредоточены по краям прогиба, в частности вдоль его западной границы. Это были небольшие подводные излияния основного расплава (спилиты), очевидно, связанные с началом растяжения коры. Главные же массы магматических пород — типичные офиолиты — появились в конце юры (кимеридж) и сосредоточены во внутренней части прогиба.

В принципе офиолитовая серия здесь имеет строение, сходное с таковой в Сирии. Эффузивные породы (базальты, спилиты) развиты как в основании серии, в виде небольших скоплений (мощность до десятков метров), так и в верху ее, где они образуют мощные толщи (десятки и сотни метров). Между этими двумя вулканическими «горизонтами», расположены средне- и крупнокристаллические породы в порядке, показанном на схеме и отражающем дифференциацию вещества (фиг. 3). Эффузивы встречаются и в виде самостоятельных комплексов, без полнокристаллических пород; считается, что пространственно они расположены на выклинивании последних. Строение офиолитов объясняется по-разному. Большинство геологов рассматривает их как результат многочисленных эрупций и последующих интрузий. Другие исследователи развивают идею об излиянии офиолитовой (симатической) магмы на дно геосинклинального бассейна в виде одного колоссального покрова (фиг. 4). Толщина его может достичь нескольких километров, максимальная известная ширина — 100 *км*, а длина в Динаридах — 2000 *км*. Быстрым охлаждением поверхности потока авторы рассматриваемой гипотезы объясняют наличие тонкораскристаллизованной спилитовой «корки» вокруг офиолитового ядра. Медленное его охлаждение привело к формированию крупнокристаллической структуры и гравитационной дифференциации материала.



Фиг. 2. Схема, иллюстрирующая распределение типичных пород в эвгеосинклинальном троге начального, доплишевого этапа (Aubouin, 1965, фиг. 26)

1 — магматические породы (гринстоны); *2* — яшмы; *3* — известняковые брекчии; *4* — мелководные, частично рифовые известняки; *5* — известняки и яшмы с *Holobia*; *6* — кристаллическое основание



Фиг. 3. Схема вертикальной последовательности пород в офиолитовой серии (Aubouin, 1965, фиг. 36).

1 — микролитовые породы; *2* — долериты; *3* — перидотиты; *4* — габбро; *5* — диориты; *6* — подушечные лавы

Как бы ни рассматривать природу офиолитовой серии, очевидно, что появилась она в результате проникновения к поверхности Земли огромной массы симатического материала. Но время проявления вулканизма определяется по-разному в зависимости от трактовки происхождения «офиолита». Если последний рассматривать как «эффузивный покров», то вулканическая деятельность ограничена кимериджем если же это эффузивно-интрузивный комплекс, то излияния могли происходить в течение всей юры.

Заканчивая характеристику магматического комплекса, необходимо обратить внимание на то, что базальты здесь трансформированы в спилиты, т. е. интенсивно альбитизированы.

Осадочные породы и комплексы. Осадочный комплекс формации начинается, как уже было указано, небольшой пачкой яшм и тонкозернистых известняков. Выше, охватывая интервал от основания юры до низов баррема, развита известняково-яшмовая толща, строение и латеральное изменение которой иллюстрируют приведенные разрезы (фиг. 5). Основным типом пород этой толщи, определяющим ее облик, являются типичные красные и зеленые слоистые яшмы, богатые раковинками радиолярий. Мощность слоев обычно около 10 *см*, и разделены они тонкими аргиллитовыми прослойками. В исключительных случаях яшмы черные из-за присутствия окислов марганца, встречающихся в виде конкреций в определенных горизонтах.

Яшмы либо образуют сплошные пачки, либо чередуются с известняками. Известняки двух типов: 1) пелитоморфные, пелагические, образующие слои в среднем около 10 *см*, и 2) мелкообломочные, называемые «флексурными» или «фланговыми» известняковыми брекчиями; мощность их, как можно судить по колонкам, иногда значительна. Эти брекчии справедливо рассматриваются как отложения турбидных потоков, поставлявших в депрессию известняковый обломочный материал с соседних поднятий. Тонкий карбонатный ил, слагающий прослои пелитоморфных известняков среди яшм, тоже мог поступать с соседних поднятий, а не генерироваться (во всяком случае целиком) в депрессии. Распределение известняков в яшмовой толще закономерно: они концентрируются на флангах прогиба, а также внизу и вверху разреза.

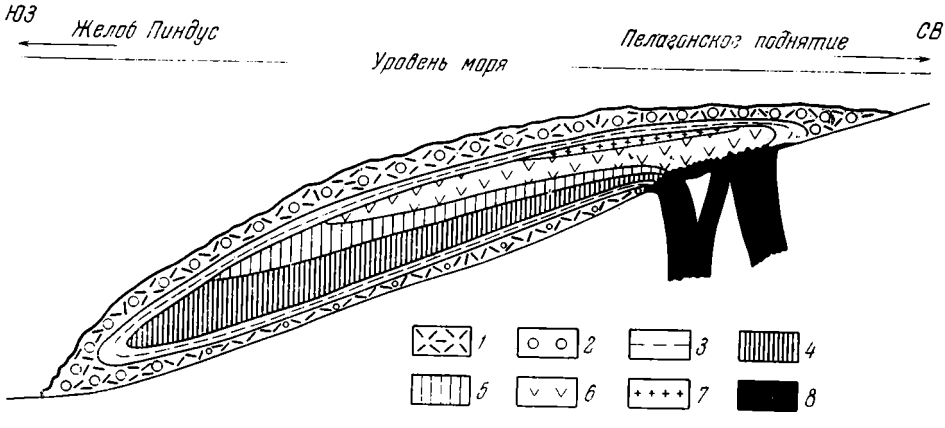
Мощность осадочного комплекса в среднем около 300 *м*.

Фациальный анализ карбонатно-яшмовых отложений привел многих геологов, изучавших эти отложения, к выводу о их глубоководном происхождении. Основные аргументы в пользу этого следующие: 1) однородность состава и структуры осадков, слагающих толщу большого стратиграфического интервала, распространенную на площади протяженностью в несколько сот километров; 2) отсутствие бентосной фауны и обилие планктонных форм; 3) сходство яшмовых пород с глубоководными радиоляриевыми илами океанов.

Соотношения вулканических пород и яшм. В крупном плане радиоляриты зоны Пинд, так же как и других геосинклиналей Средиземноморской провинции, ассоциируют с основными зеленокаменными вулканическими породами. В деталях о соотношении между ними можно

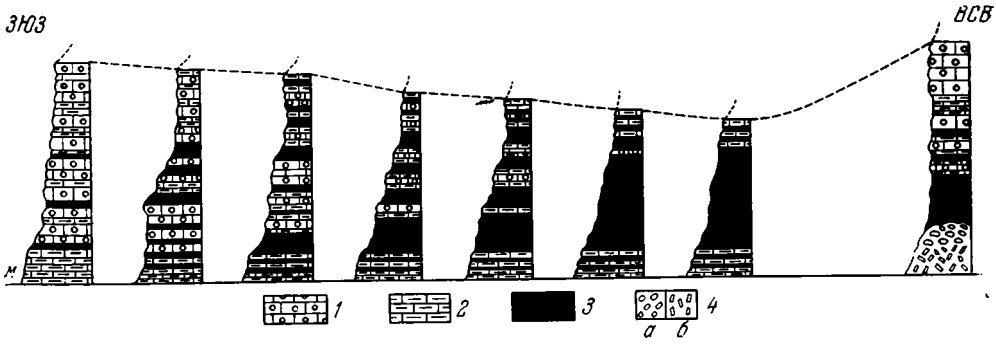
судить по материалу, приведенному выше. Он показывает, что яшмы как в возрастном отношении, так и пространственно распространены много шире, чем вулканиты. Кремненакопление началось несколько раньше первых излияний и продолжалось после завершения последних. Кроме того, считается, что основная масса яшм, возникших между первым вулканическим эпизодом (начало юры) и появлением офиолитового «покрова» (кимеридж), формировалась вне зависимости от вулканизма, так как синхронные базальты отсутствуют. Это обстоятельство приводится иногда в виде аргумента против гипотезы о влиянии вулканизма на кремненакопление, и поэтому необходимо рассмотреть, насколько такой аргумент обоснован. Если мы обратимся к структурной карте Греции (см. фиг. 1), то увидим, что почти каждая зона здесь отделена от соседней надвигом; в частности, надвиг проходит между зоной развития яшм желоба Пинд и Субпелагонской «офиолитовой зоной». Это обстоятельство не позволяет уверенно определять точное соотношение эффузивных и яшмовых толщ. Кроме того, как мы видели, нельзя безоговорочно рассматривать «офиолит» как киммерийское вулканическое образование; такое представление весьма гипотетично. Следовательно, вывод о том, что юрское яшмонакопление не сопровождалось синхронными эффузиями, не обоснован. Действительно, кремнеобразование охватывает бо́льший промежуток времени, чем эффузивная деятельность, но разрыв во времени не так велик, как считают.

В рассмотренной формации практически отсутствует как терригенный, так и пирокластический материал, поэтому она имеет малокомпонентный состав. Это характерный, но не единственный представитель существенно яшмовых вулканогенно-осадочных формаций Средиземноморской провинции. Так, например, в Динаридах Югославии (Čirić, 1961) известны триасовая порфиритово-роговиковая (50—250 *м*) и юрская диабазово-роговиковая (200—1000 *м*) формации, о составе и строении которых дают представление приводимые разрезы (фиг. 6). Мы видим, что в составе формаций, кроме яшм (роговики), присутствуют конгломераты, песчаники, красные глинистые сланцы и мергели, зеленые туфы и туффиты, а также спилиты, порфириты, диабазы, габбро и серпентиниты (офиолиты). Отметим, что в диабазово-роговиковой формации хорошо выражены флишевые фации, а отложения порфиритово-роговиковой



Фиг. 4. Диаграмма распределения различных пород внутри субмаринного офиолитового покрова (Aubouin, 1965, фиг. 37).

1 — базальт; *2* — подушечная лава; *3* — долерит; *4* — перидотит; *5* — пироксенит; *6* — габбро и диорит; *7* — более кислые породы; *8* — эруптивные трещины



Фиг. 5. Разрезы радиоляритовой серии желоба Пинд (Aubouin, 1965, фиг. 28).

1 — известняковая брекчия; *2* — кремнистый известняк; *3* — яшма; *4* — офиолиты: *а* — подушечная лава, *б* — долерит

формации представляют собой, по данным Чирича, образования мелководные. Следовательно, палеогеографические условия здесь были иными чем в Эллинидах, но это не помешало образованию яшм.

Парагенез вулканических, яшмовых и карбонатных формаций Восточной Ферганы (Тянь-Шань)

В среднем палеозое на территории Южного Тянь-Шаня располагался крупный геосинклинальный прогиб, который в конце раннего или начале позднего силура был расчленен на ряд сравнительно узких прогибов, разделенных поднятиями. В пределах Восточной части современной Ферганской впадины и ее горного обрамления (фиг. 7) развитие этих прогибов сопровождалось интенсивным вулканизмом и кремненакоплением. Здесь хорошо изучена латеральная смена формаций и положение среди них кремнистых комплексов[1].

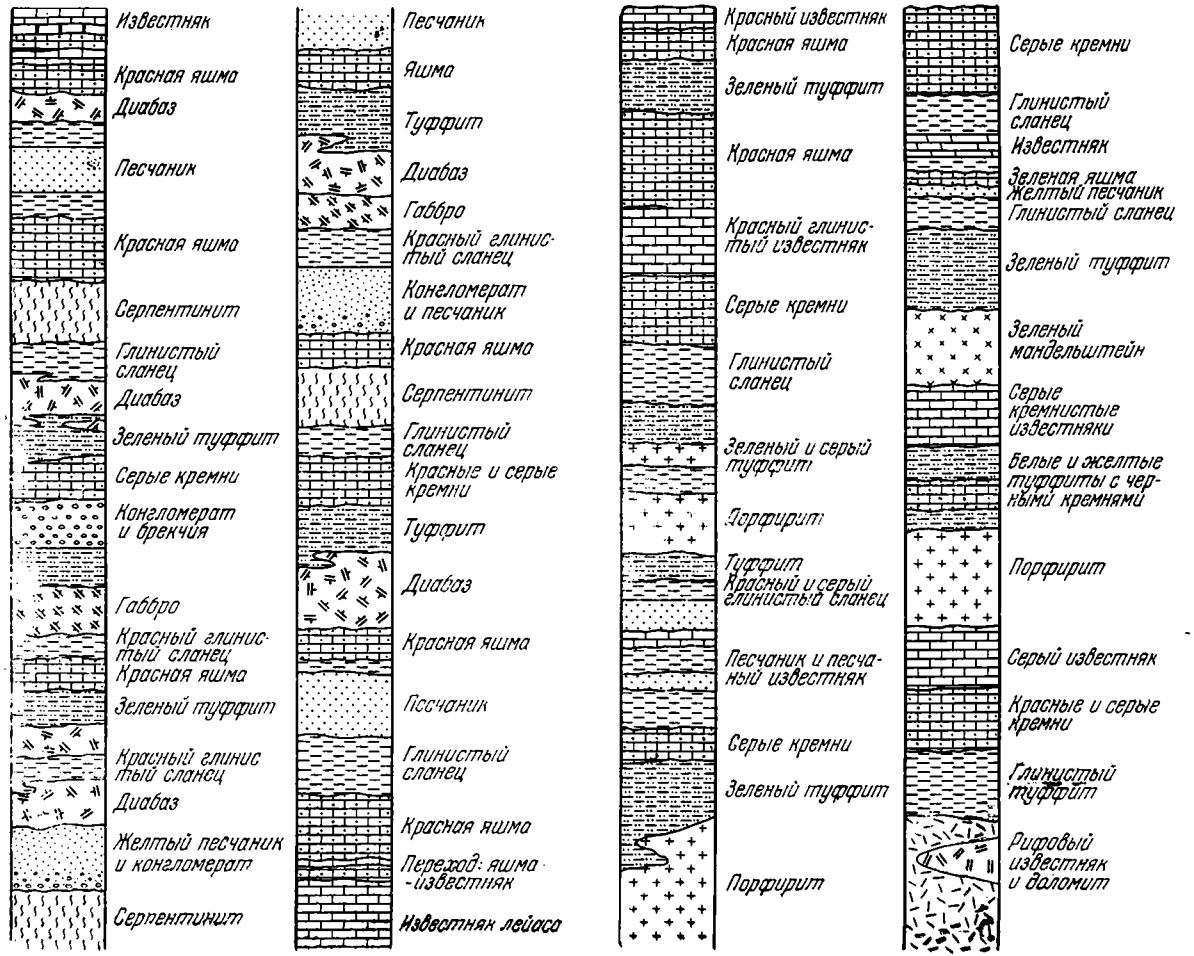
В пределах лудлов — эйфельской части разреза Г. А. Каледа выделил три формации: эффузивную, яшмовую и рифоидную.

Эффузивная формация имеет трехчленное строение: нижняя часть (кызыл-курганская свита) — диабазы, спилиты, порфириты, среди которых развиты линзы известняков с брахиоподами лудлова; мощность 300—400 *м*. Средняя часть (яшская свита) — туфы, туфоконгломераты, туфо-песчаники, зеленые, реже красные силициты; встречаются эффузивы; мощность 150—600 *м*. Верхняя часть (араванская свита) — диабазы, спилиты, сменяющиеся кверху андезитовыми порфиритами; туфы редки; местами присутствуют прослои красных яшм и линзы известняков с остатками фауны кобленца и эйфеля; мощность до 3000 *м*. С эффузивной формацией тесно связаны интрузии основных и ультраосновных пород; они прорывают толщи, подстилающие формацию, но встречаются и в ней.

Яшмовая формация представлена двумя разновидностями (подформациями): собственно яшмовой и карбонатно-яшмовой.

Собственно яшмовая подформация сложена разнообразными яшмами и яшмовидными силицитами, среди которых в небольшом количестве встречаются фтаниты, туфы, основные и средние эффузивы, глинистые сланцы, песчаники. «Иногда же на протяжении нескольких километров можно ехать, не встречая в разрезе ничего кроме кремнистых пород» (Каледа, 1960, стр. 413). К сожалению, детальной характеристики силицитов в работах Г. А. Каледы нет, но и из кратких описаний очевид-

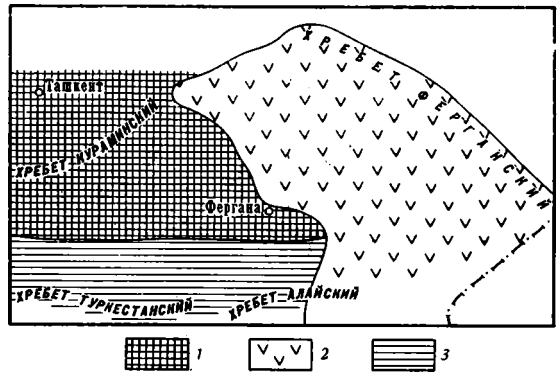
[1] Характеристика дана по работам Г. А. Каледы (1960, 1962, 1966).



Фиг. 6. Разрезы диабазово-роговиковой и порфиритово-роговиковой формаций Динарид, Югославия (Ćirić, 1961)

но, что среди них присутствуют как типичные яшмы — яркие сургучно- и мясо-красные, так и отличные от них зеленовато-серые яшмовидные сланцы, по-видимому, сходные с теми, которые встречаются среди туфовых пачек в эффузивной формации. К яшмовой формации приурочены рудопроявления марганца (хребет Чиль-Устун).

Карбонатно-яшмовая подформация образована ритмичным чередованием известняков и силицитов. Известняк (первый член ритма) нередко



Фиг. 7. Схема размещения провинций девонского осадконакопления (Каледа, 1963б, рис. 4).

1 — область размыва; *2* — область развития эффузивной, яшмовой и рифоидной формаций; *3* — песчаные, глинистые и пелитоморфные известняки

содержит в нижней части примесь песчаного материала, исчезающую к вышележащему силициту (второй член ритма). Иногда ритмы трехчленные, и каждый из них состоит из следующих пород: 1) песчаный известняк или известковистый песчаник, 2) тонкополосчатый силицит и 3) аргиллит или чередование силицитов и аргиллитов (толщина слоев от 1 до 10 *см*). Красные яшмы в этой подформации встречаются реже, и общий тон кремнистых пород более темный, чем в формации собственно яшмовой.

Карбонатно-яшмовая подформация латерально замещает яшмовую или залегает выше нее, но, как пишет Г. А. Каледа, «не наблюдалось случаев, чтобы она подстилала последнюю» (1966, стр. 413).

Мощность яшмовой формации от 600 до 1200 *м*.

«Рифоидная формация» в нижней части (нижний лудлов) состоит из толстослоистых светлых известняков, среди которых много обломочных и органогенно-детритовых разностей; присутствуют брахиоподовые банки с кораллами. Верхняя часть (верхний лудлов-эйфель) образована массивными биогермными известняками, богатыми разнообразными остатками фауны, среди которых много мшанок, водорослей, кораллов, т. е. рифостроителей. Мощность формации от 400 до 1000 *м*.

Пространственное соотношение формаций хорошо иллюстрирует приведенный Г. А. Каледой профиль (фиг. 8). Эффузивная формация возникла в прогибах, рифоидная — на разделявших эти прогибы поднятиях, а яшмовая занимала промежуточное положение (накапливалась на склонах прогибов).

Яшмовая формация Тянь-Шаня, несмотря на принадлежность к иному, более древнему этапу геологической истории, по пространственному соотношению с эффузивами и карбонатными породами в принципе сходна с осадочно-эффузивными комплексами мезозойских офиолитовых серий Средиземноморской провинции, особенно с вулканогенно-кремни-

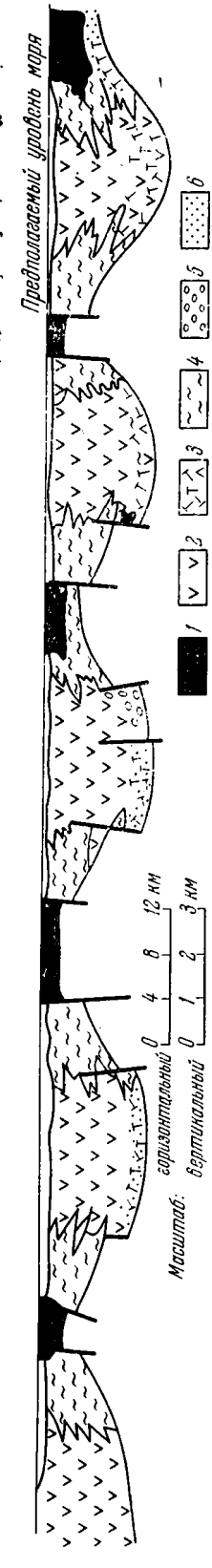
стыми формациями югославских Динарид. Характерно при этом, что в обоих случаях отмечаются ультраосновные интрузии. Кремнистые породы здесь (как, по-видимому, и в Югославии) несколько разнообразнее, чем в Эллинидах, и не все могут быть безоговорочно отнесены к типичным яшмам. Обилие туфового материала, очевидно, обусловило присутствие здесь кремнистых туффитов и пород, которые часто называют кремнистыми сланцами. Подробнее номенклатурный вопрос будет рассмотрен ниже, сейчас же обратим внимание только на то, что не все породы, развитые в рассмотренном комплексе, представляют собою типичную яшму.

Карамалыташская спилитово-кератофирово-яшмовая формация Южного Урала

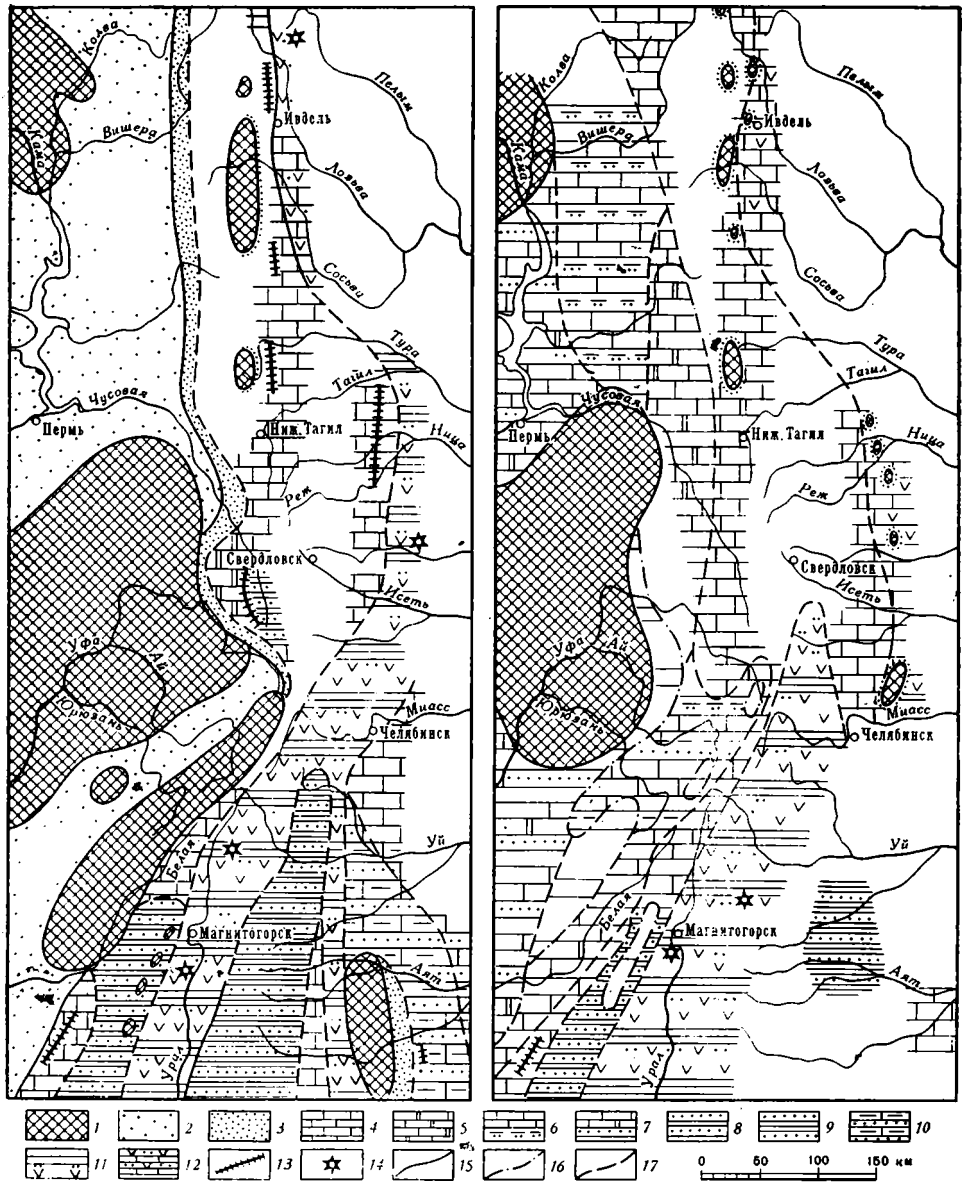
Комплекс вулканических и осадочных пород, выделенный в карамалыташскую формацию (Хворова, Ильинская, 1963), всесторонне освещен во многих работах, посвященных геологии Южного Урала (Либрович, 1936; Херасков, 1951; Нестоянова, 1959, 1960; Шарфман, 1960; и др). Особое внимание отложения рассматриваемого комплекса привлекли к себе после известной работы Н. С. Шатского (1954), посвященной вулканогенно-осадочным марганценосным формациям, в которой эти отложения фигурируют как характерный представитель определенного формационного типа.

Распространение, структурное и стратиграфическое положение. Породы карамалыташской формации распространены вдоль восточного склона Южного Урала, приблизительно от г. Орска на юге до широты Челябинска на севере, прослеживаясь отсюда в пределы Среднего Урала (фиг. 9). Особенно хорошо они обнажены вдоль западного борта Магнитогорского синклинория.

Возраст формации определяется как эйфель. Нижняя граница формации устанавливается по налеганию ее эффузивного комплекса на туфовую толщу ирендыкской формации, причем местами в основании упомянутого комплекса присутствуют линзы и гальки известняков с остатками кобленцской и нижнеэйфельской фауны. Верхнюю границу мы проводим в кровле бугылыгырских яшм, которым местами соответствуют известняки верхнего эйфеля. Латеральные ограничения формации менее ясны и могут быть установлены лишь приближенно или даже условно. На востоке, в пределах Восточноуральского антиклинория, достоверные возрастные аналоги рассматриваемой формации отсутствуют, а в следую-



Фиг. 8. Схема соотношения формаций лудлов — эйфеля восточной части Гиссаро-Алайской геосинклинали (Калда, 1963б, рис. 3).
1 — рифовые известняки; *2* — эффузивы; *3* — туфы; *4* — спилиты; *5* — конгломераты; *6* — песчаники



Фиг. 9. Литолого-палеогеографические карты Урала в раннем (слева) и позднем эйфеле (по Мухиной и др.)

1 — суша; *2* — континентальные песчаники такатинской свиты; *3* — терригенные прибрежно-морские отложения; *4* — известняки; *5* — доломитизированные известняки и доломиты; *6* — относительно мелководные трансгрессивные серии осадков; *7* — терригенно-карбонатные мелководные отложения; *8* — относительно глубоководные песчано-глинисто-кремнистые отложения; *9* — кремнисто-фтанитовые отложения; *10* — песчано-мергелистые отложения; *11* — толща переслаивания вулканогенных образований с яшмами и линзами известняков (карамалыташская формация); *12* — толща переслаивания вулканогенных образований и известняков; *13* — рифы; *14* — вулканы; *15* — границы основных палеогеографических областей; *16* — границы морских предкойвенских фаций; *17* — границы литологических комплексов

щей структурной зоне — Челябинско-Брединском синклинории — они представлены уже отложениями другого типа, среди которых много известняков (Мамаев,1965) и которые составляют другую формацию.

В пределах западного борта Магнитогорского синклинория карамалыташские породы выклиниваются, возможно, частично замещаясь отложениями верхней части ирендыкской порфиритово-туфовой свиты. В следующем к западу, приплатформенном Зилаирском синклинории (Сакмарская структурно-фациальная зона) кобленц-эйфельские образования представлены базальтово-альбитофировой толщей с многочисленными линзами известняков (шандинская и чанчарская свиты, по Н. И. Леоненок, 1955). Таким образом, карамалыташская формация — это характерный комплекс, связанный с одним из внутренних геосинклинальных прогибов. Формирование этого комплекса охватывает сравнительно небольшой отрезок времени, за который тем не менее возникла мощная толща пород, естественно выделяющаяся среди смежных отложений по особенностям состава и строения.

Образование карамалыташского эффузивного комплекса, как показал В. М. Сергиевский (1960), сопровождалось габбро-перидотитовыми интрузиями с их средними и кислыми производными.

Общая характеристика. Формация имеет двучленное строение; она состоит из двух комплексов (подформаций): карамалыташского — существенно вулканического, соответствующего свите того же названия, и бугулыгырского — яшмового, отвечающего бугулыгырской толще[1].

Карамалыташский комплекс образован преимущественно эффузивами, которым резко подчинены туфы и яшмы. Преобладают основные породы — обычно спилиты, среди которых на некоторых участках появляются мощные тела кератофиров и кварцевых кератофиров; чаще они присутствуют вверху комплекса. Местами много альбитовых диабазов, образующих скопления даек, часто отмечающие расположение вулканических центров. Локально появляются агломераты и туфы основного состава. Все эти вулканические породы образуют латерально изменчивый слабо стратифицированный комплекс, в котором, однако, присутствуют небольшие слоистые пачки, состоящие из яшм, туффитов и кислых туфопелитов. Очевидно, они имели более широкое распространение, но были уничтожены при излияниях, так как среди вулканитов нередко наблюдаются отторженцы таких пород.

Максимальная мощность карамалыташского комплекса достигает 1000—1200 *м*; местами он резко сокращается вплоть до полного выклинивания.

Бугулыгырский комплекс в одних разрезах представлен почти сплошными тонко- и толстослоистыми яшмами, в других имеет более сложное строение: яшмовые пачки чередуются с пачками (от нескольких метров до 50 *м*), состоящими из переслаивания кислых мелко- и тонкозернистых туфов, туффитов и яшм. Локально появляются эффузивные и субвулканические породы, еще более усложняющие разрез. Все эти ассоциации: яшмовая, яшмово-туфовая и вулканическая — образуют серию крупных и плоских линз, довольно резко сменяющих одна другую.

Мощность комплекса меняется от нескольких метров до 150—200, реже до 400 *м*.

Взаимоотношение обоих комплексов сложное и трактуется по-разному. Большинство геологов сейчас считает, что между комплексами существует региональное несогласие, и относит их к разным свитам. Эффузивный комплекс выделяется в самостоятельную свиту — карамалы-

---

[1] Н. С. Шатский (1954) выделял каждый из этих комплексов как самостоятельную формацию.

гашскую, а туфово-яшмовый относится к вышележащей улутауской, существенно туфовой свите. Несмотря на то, что в ряде мест действительно можно говорить о несогласном залегании яшмового комплекса, представляется, что в целом он теснейшим образом связан со спилитово-кератофировым, и поэтому следует объединять бугулыгырские яшмы с последним в одну формацию. Основания к этому следующие.

1. В карамалыташской спилитово-кератофировой свите развиты яшмовые горизонты, сходные с бугулыгырскими, и местами встречается много яшмовых «ксенолитов». Иначе говоря, излияния здесь сопровождались кремненакоплением, которое в бугулыгырское время проявилось лишь сильнее, вероятно, в связи с гораздо меньшим размахом лавовых поступлений. Кстати, литогенез улутауского времени существенно отличался от бугулыгырского. Основным седиментационным процессом здесь были переработка и отложение пирокластического материала, кремнистые же осадки имели подчиненное значение и обладали иным обликом (фтаниты).

2. Оба рассматриваемых комплекса имеют одну и ту же тенденцию к выклиниванию, хотя яшмы распространены на площади шире, чем эффузивы.

3. В ряде мест наблюдается постепенный переход между обоими комплексами.

4. В местах выклинивания этих комплексов появляются известняки с остатками нижнеэйфельской (кобленц — эйфель) фауны, сходной с той, что развита местами в основании карамалыташского эффузивного комплекса. Характерно, что известняки эти местами окварцованы, гематитизированы и латерально замещаются яшмой.

Вулканические породы и их ассоциации[1]. В целом комплекс вулканических пород формации можно определить как спилитово-кератофировый или диабазово-альбитофировый (Сергиевский, 1963). Его характерными чертами являются: присутствие основных и кислых пород при незначительном количестве промежуточных разностей (кератофиры) и резкое преобладание эффузивов над туфами.

Среди эффузивных пород особенно широко распространены альбитовые диабазы и спилиты, составляющие основную часть нижнего, вулканического комплекса формации. Это темно-зеленые массивные и подушечные, местами миндалекаменные породы, иногда пронизанные многочисленными кварцево-гематитовыми жилками. Среди спилитов развиты как афировые, так и порфировые разности. Плагиоклаз в них представлен альбитом, темноцветные минералы — диопсидом и авгитом. Породы претерпели интенсивное зеленокаменное перерождение, выражающееся главным образом в хлоритизации и эпидотизации. По петрохимической характеристике они отвечают нормальному базальту и на диаграммах дают отклонение «к кривой спилитовой серии» (Сергиевский, 1963, стр. 56). Во всех породах натрий резко преобладает над калием, а железо обычно над магнием.

Основные эффузивы развиты в виде крупных масс, слагающих мощные нестратифицированные толщи, в пределах которых не различаются отдельные покровы и потоки (может быть, из-за зеленокаменного перерождения). Там же, где в вулканических толщах появляются яшмы и туфы, отдельные пласты эффузивных пород имеют толщину 2—5 *м*. Среди спилитов местами много мелких обломков и крупных отторженцев яшм, нередко обильны дайки и силлы диабазов, по минеральному составу и характеру изменений сходных с вмещающими эффузивами.

---

[1] Подробно вулканические породы охарактеризованы в работах О. А. Нестояновой (1960, 1961, 1963), В. М. Сергиевского (1963), В. М. Сергиевского и Н. А. Петровой (1962) и др.

Кератофиры — темно-зеленые и темно-лиловые, плотные или миндалекаменные, с хорошо различимыми вкрапленниками альбита. Основная масса в них сферолитовая или метасферолитовая, и в ней много хлорита, эпидота и рудных минералов. Среди кератофиров присутствуют лавобрекчии, флюидные лавы, а изредка и очень измененные фрагментарные породы, напоминающие игнимбриты. По соотношению вторичных темноцветных минералов с «лейкократовыми», а также по структурным особенностям кератофиры связаны переходами со спилитами (кератоспилиты) и кварцевыми кератофирами.

Кварцевые кератофиры светлые, зеленоватые и лиловые, с крупными вкрапленниками альбита и кварца. Основная масса в них фельзитовая или метасферолитовая. Встречаются брекчиевидные разности (лавобрекчии) с многочисленными гематитовыми жилками. Петрохимически эти породы соответствуют риолитам, причем натрий в них очень резко преобладает над калием.

Кератофиры и кварцевые кератофиры имеют локальное распространение и приурочены преимущественно к верхней части формации. Они имеют вид довольно крупных куполов и потоков, а также образуют дайки и силлы, заключенные как в спилитах, так и в туфово-яшмовом бугулыгырском комплексе.

Пирокластические породы представлены основными и кислыми разностями.

Среди первых различаются шлаковые агломераты, сильно хлоритизированные шлаково-кристаллические и шлаково-кристалло-литокластические туфы. Все эти породы массивные, плохо сортированные, латерально невыдержанные. Развиты они среди спилитовых толщ, и, по-видимому, накопление их происходило вблизи вулканических центров. Общее количество их в формации невелико.

Более кислые разности представлены туфами кератофиров и кварцевых кератофиров. Среди них можно выделить два существенно отличных типа. К первому принадлежат довольно грубые, часто агломератовые, нередко гематитизированные разности, состоящие из кератофировых фрагментов и сильно измененной «сплющенной» пемзы, спаянных иногда в плотную породу с флюидной текстурой. Встречаются они локально, хотя местами образуют значительные нагромождения, возникавшие, очевидно, вблизи вулканов. Туфы второго типа слоистые, тонко-, мелко-, реже среднезернистые, кристалло-витрокластические, сильно вторично измененные. Многие из них содержат осадочную (кремнистую) примесь и относятся к туффитам. Породы эти возникли из хорошо отдифференцированного пирокластического материала, отложившегося в спокойных морских условиях, на значительном удалении от центров извержения. Мощность слоев таких туфов небольшая: 5—10, реже 50—70 *см*. Они обычно чередуются с яшмами и кремнистыми туффитами, образуя яшмово-туфовые пачки вверху формации.

Осадочные и вулканогенно-осадочные породы и их ассоциации. Хотя в формации встречаются разнообразные осадочные породы (конгломераты, песчаники, известняки, кремнистые породы и др.), широко распространены здесь только яшмы, определяющие в значительной мере облик формации.

Яшмы имеют типичный для этого типа пород вид и состав (см. стр. 73). Они обычно образуют сплошные пачки и толщи (от десятков метров до 200 *м*), но встречаются также в виде отдельных пластов и линз среди спилитов. Кроме того, местами, преимущественно вверху формации, они входят в состав яшмово-туфовых ассоциаций. Туфы в них, как правило, кислые, реже основные (шлаково-кристаллические). Одни яшмово-туфовые пачки более крупно и равномерно стратифицированы, представляя собой многократное повторение однотипных

многослоев, состоящих обычно из трех членов (снизу вверх): средне-мелкозернистого туфа (0,5—2,5 *м*), кремнистого туффита (до 1 *м*) и яшмы (<0,5 *м*). В туфах наблюдается отсортированная слоистость, но она не повсеместна. Многие туфовые слои имеют однородную структуру, но иногда относительно крупный материал сосредоточен в их средней части. Другие туфово-яшмовые пачки более тонко и неравномерно стратифицированы; толщина слоев здесь меняется от 4—5 *см* до 0,5—0,8 *м*. В рассматриваемых отложениях повсеместно отчетливо выражена горизонтальная слоистость и нигде не встречаются знаки ряби, следы размывов или косая слоистость. По-видимому, все эти породы формировались в спокойных относительно глубоководных условиях.

Кроме слоистых яшм, встречаются кварцево-гематитовые тела с характерной колломорфно-плойчатой текстурой. Размеры их от 1—2 *м* до нескольких метров; форма неправильная. Развиты они среди спилитов. Вероятно, их можно рассматривать как своеобразные подводные «кремнистые травертины», возникавшие в местах выхода термальных источников, выносивших в бассейн кремнезем и железо.

Известняки присутствуют в виде редких и сравнительно небольших линз, толщина которых редко достигает 25—35 *м*, а длина нескольких сот метров, хотя местами (например, к югу от оз. Узун-Куль) они развиты на площади в несколько километров. Известняки светлые, массивные, часто мраморизованные, местами обогащенные гранатом. Среди них присутствуют обломочные и органогенные разности, богатые остатками кораллов, строматопороидей, брахиопод, криноидей, водорослей. Широко развиты инкрустации, обычные для биогермов. Во многих линзах наблюдаются окварцованные и оруденелые участки (гематит, окислы марганца).

Известняки залегают обычно на вулканических брекчиях или шлаковых туфах, нередко сильно гематитизированных. Во многих местах наблюдается частичный или почти полный размыв известняков, от которых сохраняются лишь гальки и мелкие глыбы. Очевидно, их распространение было ограничено частными поднятиями (может быть, вулканическими). Как среди яшм, яшмово-туфовых пачек, так и среди известняков местами присутствуют марганцевые руды.

Вулканогенные конгломераты и песчаники состоят из переработанного вулканокластического материала и продуктов размыва вулканических построек, а также связанных с ними биогермов. Среди конгломератов, исходя из состава обломков, можно выделить два типа. К первому относятся конгломераты, состоящие из порфиритовых галек (по-видимому, возникших от размыва ирендыкских пород), и бурого шлака, к которым иногда примешано небольшое количество диабазовых, альбитофировых и кремнистых обломков. Все они слабо окатаны. Размер обломков варьирует от гравия до 10—15 *см* в поперечнике. Связующая масса скудная, образованная вторичными минералами (хлорит, пренит, окислы железа, эпидот). Ко второму типу принадлежат мелкообломочные спилитово-кератофировые конгломератобрекчии, материал которых обработан очень слабо. В крупной фракции много кератофиров, кварцевых кератофиров, их туфов и спилитов, а в мелкой, кроме того, присутствуют альбит и кварц (оплавленные зерна).

Песчаники тесно связаны с конгломератами, встречаются в одних с ними обнажениях и нередко составляют верхнюю часть конгломератовых пластов. Они, как правило, полимиктовые и состоят из обломков разнообразных эффузивных пород, шлака и кристаллов альбита; в некоторых слоях, кроме того, много обломков известняков и окатанного органогенного детрита. Окатанность и сортировка материала слабая; связующая масса скудная.

Песчаники имеют небольшое распространение и приурочены главным образом к низам формации, а также к местам ее выклинивания или сосредоточены вблизи вулканических построек.

Палеогеографическая обстановка. Среди осадочных и вулканогенно-осадочных пород четко различаются представители двух различных в гидродинамическом отношении обстановок. Обломочные и органогенные известняки, а также вулканогенные песчаники и конгломераты являются мелководными отложениями. Тесная пространственная связь их с агломератами и шлаковыми туфами позволяет предполагать, что места их образования были связаны с вулканическими постройками, причем некоторые из них представляли собою остатки более древнего, ирендыкского вулканического архипелага. О последнем свидетельствует, во-первых, состав некоторых конгломератов, состоящих из обломков порфиритов ирендыкского типа, и, во-вторых, развитие кобленц-эйфельских известняков на ирендыкских породах в местах выклинивания карамалыташских эффузивов.

Существенно иными были условия отложения кремнистых, туффитовых и тонких туфовых осадков. Их текстурные и структурные особенности говорят об образовании в тиховодной обстановке, ниже зоны взмучивания. Таковая, как известно, свойственна либо относительно глубоким участкам, либо мелким, но защищенным от волн открытого моря. Однозначно решить этот вопрос в данном случае трудно, но если учесть, что образование кремнистых осадков сопровождалось накоплением очень мощных спилитов, то скорее следует предположить существование относительно глубоких депрессий. Если бы это были мелководные, межостровные водоемы, то лавы, изливавшиеся в столь большом количестве, быстро бы их заполнили.

Карамалыташский бассейн вырисовывается в виде бассейна трогового, лежавшего между поднятиями, в пределах которых располагались рифовые постройки. В принципе фациальная обстановка здесь была близка к установленной Г. А. Каледой (1960) для девона Алайского хребта. Здесь на поднятиях формировались рифовые известняки, а в пределах прогибов, разделявших эти поднятия,— мощные эффузивы и кремни. Однако в отличие от Средней Азии на Урале основная часть кремнистых осадков накапливалась не на латеральном выклинивании эффузивов, а над ними.

В целом карамалыташская формация представляет собою эффузивно-яшмовый комплекс, в котором роль терригенного компонента небольшая; мало в ней также пирокластического и карбонатного материала. Общий объем излившихся продуктов здесь велик, особенно если учесть небольшой отрезок геологического времени, за который она возникла (1—1,5 века). Характерной особенностью формации является интенсивнейшая альбитизация всех вулканических (и субвулканических) пород. Основные плагиоклазы почти отсутствуют, и альбит — единственный плагиоклаз как в основных, так и в кислых вулканитах. Главным седиментационным процессом здесь было кремненакопление. Последнее происходило в течение всего времени формирования формации, но особенно сказалось тогда, когда прекратились излияния больших масс основного расплава. Отметим, что этот момент характеризовался появлением кислых лав, поставляемых локальными вулканами. Поэтому в ряде случаев можно говорить о пространственной связи кремненакопления и кислого вулканизма.

Францисканская вулканогенно-яшмово-терригенная формация Калифорнии

Среди мезозойских отложений Калифорнии развит очень характерный комплекс пород, называемый францисканской серией, группой, «формацией» или коротко — францисканом. Он относится к числу классических, широко известных образований в связи с тем, что его изучение оказало влияние на формирование представлений о генезисе геосинклинальных кремнистых пород и связанных с ними марганцевых руд. Этот комплекс отложений — как формация в понимании советских геологов — был впервые выделен Е. А. Соколовой (1963) в связи со сравнительным изучением вулканогенных марганценосных отложений; комплекс этот отнесен ею к особому типу марганценосных формаций, названному калифорнийским[1]. Следует отметить, что в последнее время в Америке было введено понятие «францисканская ассамблея», которое объединяет отложения, являющиеся «представителями определенной седиментационной и тектонической обстановки» (Bailey et al., 1964). По смыслу такое понятие близко к нашему представлению о формации.

Распространение, структурное и стратиграфическое положение. Францисканские отложения прослеживаются через всю западную Калифорнию (фиг. 10), где длина полосы их выходов достигает 1200 *км*, а ширина — 160 *км*. Здесь они особенно хорошо изучены и в этих рамках будут рассматриваться. Однако следует заметить, что выходы сходных пород известны и севернее, за пределами Калифорнии. По-видимому, отложения францисканского типа характерны для всего эвгеосинклинального пояса Кордильер.

Так как формация очень бедна ископаемыми, возраст ее долгое время был неясен. На основе широких геологических обобщений и отдельных палеонтологических находок считается, что она охватывает толщу пород от верхней юры (титон) до верхнего мела (турон) включительно. Характерно, что основание формации нигде не наблюдается, и есть основание полагать, что она лежит непосредственно на базальтах, перидотитах или серпентинитах. На востоке францисканские отложения граничат с очень мощной миогеосинклинальной терригенной формацией Большой Долины; возраст ее приблизительно тот же, что францискана (J_3 — Cr_2). В этой формации отсутствуют вулканиты, но в отложениях переходного типа встречаются толщи с вулканическими породами и кремнями. В западном направлении францисканские отложения уходят под Тихий океан. Нормальная верхняя граница их не известна.

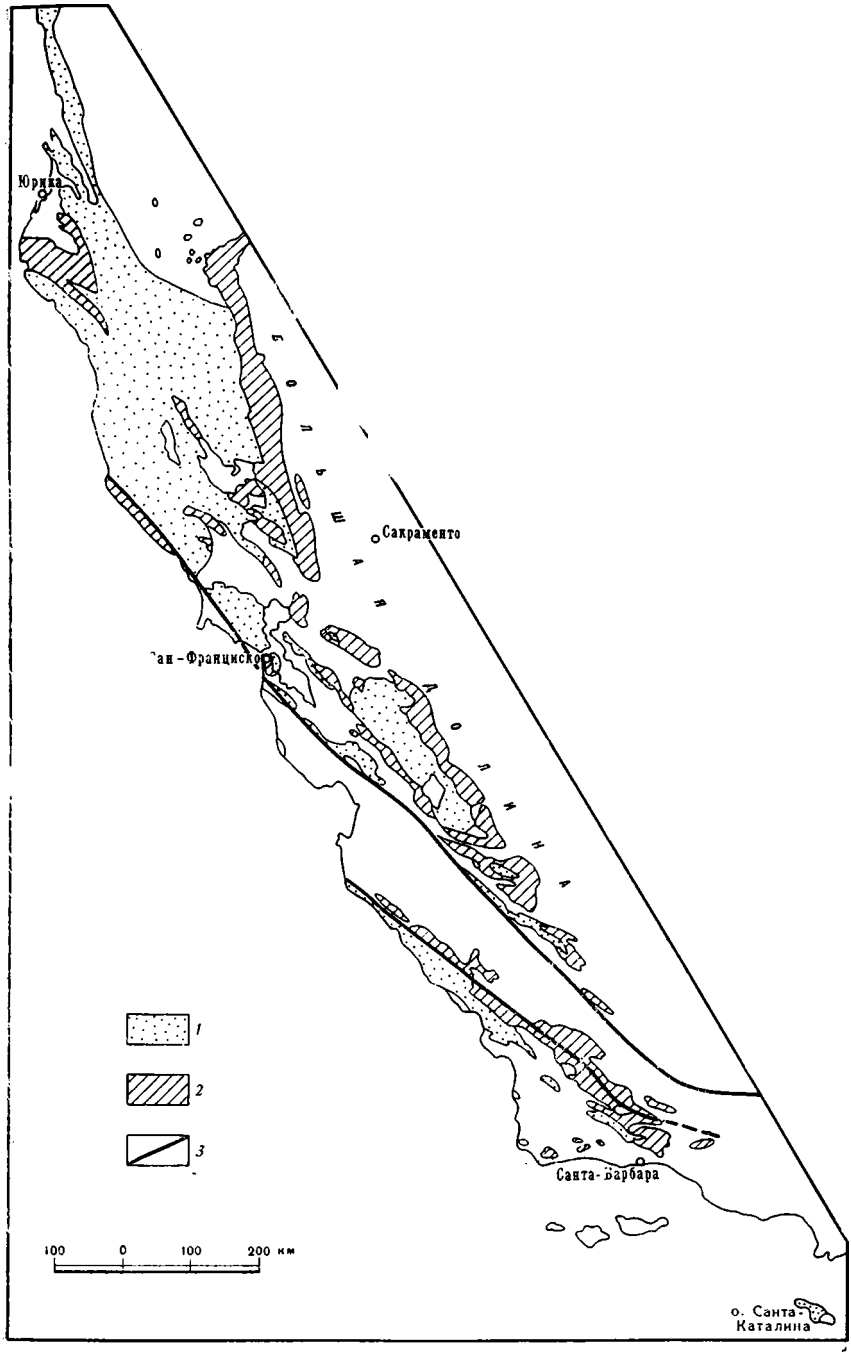
Общая характеристика отложений[2]. Около 90% формации составляют обломочные породы, преимущественно граувакки (90%), меньше развиты алевролиты и глинистые сланцы (10%); очень редко встречаются конгломераты. Местами среди обломочных толщ, контрастно выделяясь составом и обликом, появляются вулканические породы, всегда сопровождаемые яшмами.

Объем францисканских граувакк поразителен и оценивается более чем в 350 000 *куб. миль*. Этого достаточно, как пишут Бейли и др., чтобы покрыть штат Калифорния 3-километровым или все Соединенные Штаты — 180-метровым слоем песка.

---

[1] Во избежание терминологических недоразумений отметим, что «францисканская формация» рассматривается как одна из формаций, входящих в группу марганценосных вулканогенно-осадочных формаций калифорнийского типа в понимании Е. А. Соколовой.

[2] Характеристика дана по Е. А. Бейли и др. (Bailey et al., 1964).



Фиг. 10. Схематическая карта распространения пород францисканской формации (Bailey et al., 1964)

1 — францисканские породы; *2* — отложения типа Большой Долины; *3* — зоны крупных сдвигов

Обломочные толщи характеризуются неравномерным строением. Одни части разреза представлены почти сплошными массивно- и толстослоистыми граувакками, другие более тонко наслоены: граувакки в них чередуются с алевролитами и темными глинистыми сланцами. В мощных пластах отсутствует градационное строение, но в менее мощных оно заметно отчетливо. Раковинный материал отсутствует; растительный детрит обилен. Все песчаники состоят из плохо сортированного и плохо окатанного полимиктового материала: среди них различаются аркозовые, полевошпатовые и литические граувакки. Для всех пород характерно довольно высокое содержание альбита, вследствие чего $K_2O/Na_2O < 1$. Связующая масса — алеврито-глинистая, всегда составляющая более 10% породы, во многих случаях она базальная. Некоторые породы содержат вулканокластическую примесь, причем намечаются все переходы от граувакк к туфам. Нетрудно заметить, что францисканские песчаники очень похожи на другие геосинклинальные граувакки. Они возникли при быстрой денудации суши, сложной в петрографическом отношении; слагающий их материал испытал короткий перенос и быстрое захоронение. Как и другие осадки такого типа, они, по-видимому, отложились в довольно глубоком бассейне с хорошо выраженным склоном и могут быть отнесены к турбидитам и флуксотурбидитам.

Как указывалось, среди граувакковых толщ местами присутствуют яшмово-вулканические комплексы, составляющие до 10% формации. Они представляют для нас особый интерес и поэтому будут рассмотрены специально.

Общая мощность формации точно определена быть не может, но оценивается многими километрами.

Яшмово-вулканический комплекс. Вулканические породы, с которыми тесно ассоциируют яшмы, распределены в формации неравномерно: в одних разрезах они составляют лишь 1%, в других до 30% и более.

Вулканические породы представлены как эффузивными, так и фрагментарными типами. Среди первых резко преобладают базальты, часто подушечные, с везикулярной и амигдалоидной текстурой. Структура базальтов различная — преобладают витрофировые породы, но есть и голокристаллические. Стекло (главная составляющая многих лав) изменено в хлорит, нонтронит и пумпеллиит. Первичные минеральные компоненты эффузивных пород: авгит и плагиоклаз (от битовнита и лабрадора до альбита); оливин обычно отсутствует, хотя в нескольких местах были обнаружены его реликты, замещенные серпентином. Размеры вулканических масс различны. Одни из них имеют мощность около 300 *м* и прослеживаются на площади в несколько квадратных миль. Другие, что реже, образуют накопления мощностью в 1,5—2 *км* и слагают обширные поля. Все это продукты подводных эрупций. Кроме базальтов, в нескольких местах встречены тела кератофиров и кварцевых кератофиров.

Большой интерес представляют фрагментарные вулканические породы. Судя по описаниям и фотографиям, это аквагенные туфы и брекчии, а не обычные пирокластические породы. Они состоят из фрагментов измененного основного стекла и пористого базальта; иногда в них рассеяны базальтовые подушки и шары. Породы эти, определяемые как агломераты, образуют местами накопления мощностью до 900 *м*. Они массивны, и лишь местами в них отмечается грубая слоистость, обусловленная сортировкой материала.

В толще много небольших диабазовых интрузий, даек и силлов, комагматичных с эффузивами.

Химическое изучение францисканских базальтов показало, что они отличаются от толеитовых высоким содержанием связанной воды и

повышенным — натрия. По значению последнего они занимают промежуточное положение между спилитами и толеитовыми базальтами.

Яшмы и ассоциирующие с ними глинистые сланцы составляют менее 0,5% формации. Яшмы, как обычно, представляют собою тонкозернистые кварцево-халцедоновые породы красного, красно-коричневого, желтого или зеленого цвета; при гидротермальном выщелачивании они становятся белыми. В яшмах обычно много остатков радиолярий; обломочная примесь отсутствует, и лишь изредка попадаются хлоритизированные витрокласты. Содержание SiO_2 в яшмах от 93 до 97%.

Глинистые сланцы тоже красные и резко отличаются цветом от темных сланцев, развитых среди граувакк. Как видно из табл. 1, оба эти типа пород несколько различаются и по химическому составу: в красных сланцах много выше отношение K_2O/Na_2O и Fe_2O_3/FeO, больше железа и марганца; по многим показателям красные францисканские сланцы ближе к океанической красной глине, но отношение K_2O/Na_2O в них выше.

Таблица 1

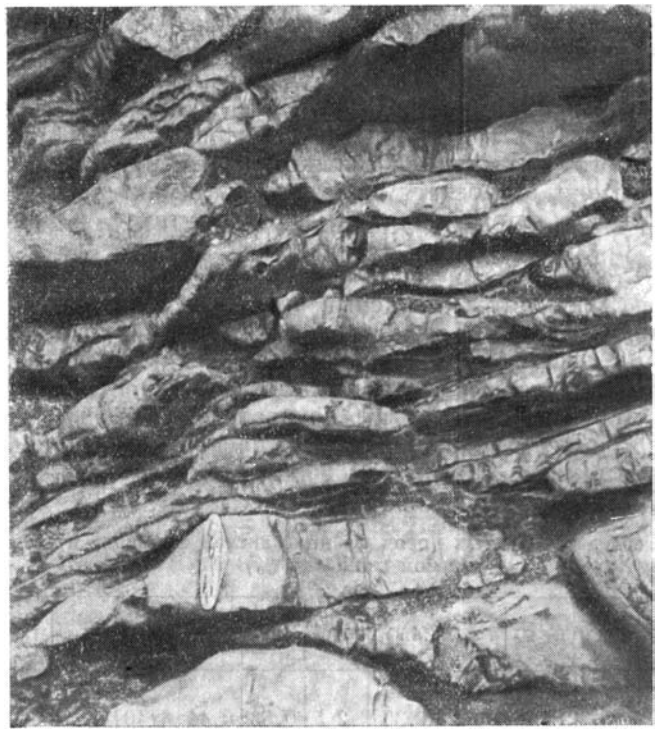
Химический состав глинистых пород францисканской формации и океанической красной глины (в %)

№ п. п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	P_2O_5
1	58,5	0,78	13,7	10,8	0,33	1,30	2,5	0,53	0,44	4,40	4,2	1,8	—	0,38
2	63,2	0,71	15,7	1,3	4,70	0,08	3,0	1,5	2,1	2,4	3,7	0,52	—	0,18
3	54,48	0,98	15,94	8,66	0,84	1,21	3,31	1,96	2,05	2,85	7,04		—	0,30

1 — глинистые сланцы, ассоциирующие с яшмами (среднее из 4 образцов); 2 — глинистые сланцы, ассоциирующие с граувакками (среднее из 4 образцов); 3 — красная океаническая глина (среднее из 51 образца).

Яшмы иногда образуют мощные пласты и небольшие (до 12 *м*) сплошные пачки, но чаще они тонкослоистые (до 1,5—10 *см*) и чередуются с глинистыми породами (до 1,5 *см*). Массивные пласты обычно довольно светлые, что связано с более низким содержанием железа. Глинисто-кремнистые толщи имеют четковидное и конкреционное строение (фиг. 11), обусловленное диагенетическим перераспределением кремнезема. Характерно, что в них отсутствуют прослои граувакк, темных сланцев и вулканических пород. Такая чистота этих толщ объясняется быстрым их накоплением.

Глинисто-кремнистые ассоциации, как указывалось, тяготеют к районам развития вулканических пород. Эти ассоциации имеют форму дискоидальных тел протяженностью от немногих метров до 5 *км* и толщиной от долей метра до 300 *м* (в исключительных случаях); обычно их толщина около 9 *м*. Многие кремнистые «диски» покрываются граувакками и непосредственно залегают на вулканитах, представляя собой как бы «шапки» на последних; другие — целиком расположены внутри сланцево-граувакковых толщ. Характерно, что красные глинистые сланцы латерально не замещаются темными, и в кремнисто-глинистых породах отсутствует обломочный материал. Непосредственный переход между обоими типами францисканских отложений не удалось наблюдать, но очевидно, что выклинивание кремнисто-глинистых линз происходит не путем утонения отдельных слоев, а в результате уменьшения их количества (линза в центре может состоять из сотен индивидуальных слоев, а вблизи выклинивания — из нескольких слоев той же толщины).



Фиг. 11. Деталь строения сланцево-яшмовой ассоциации (Bailey et al., 1964)

Кроме слоистых яшм, в небольшом количестве встречаются красно-коричневые, богатые окислами железа, кремнистые тела неправильно-сферической формы, с шишковатой поверхностью, похожие на цветную капусту. Одни из них небольшие (30—60 *см* в поперечнике), другие достигают 6 *м* и состоят из множества более мелких образований. Судя по описанию, эти тела похожи на те, что встречались в карамалыташской формации и определялись как «кремнистые травертины».

В кремнисто-вулканических комплексах присутствуют известняки (составляя менее 0,1% осадочных пород формации), образующие изолированные, линейно расположенные выходы. Среди них различаются серые тонкозернистые разности, местами с обильными раковинами фораминифер, глауконитом и прослойками из оолитов, и красные известняки, иногда чередующиеся с яшмами.

Представление о палеогеографической обстановке. О батиметрии бассейна существовали разные представления, и единодушия в этом вопросе нет и по сей день. Согласно самым ранним идеям, францисканские яшмы являются образованием глубоководным (по аналогии с современными радиоляриевыми оозами океанов). Позднее Е. Ф. Девис (Davis, 1918), считавший граувакки континентальными осадками, отверг эту точку зрения. Последние исследования францискана (Bailey et al., 1964) изменили сложившиеся представления о мелководном характере бассейна. Немалую роль в этом сыграли общие успехи в изучении турбидной седиментации. При решении вопроса о батиметрии Францисканского моря нельзя пройти мимо условий накопления граувакк — самой распространенной породы францисканской формации. Структурные и текстурные особенности позволяют отнести их к турбидитам и флюк-

сотурбидитам — определенному генетическому типу морских относительно глубоководных осадков. С представлением о глубоководности бассейна согласуется также почти полное отсутствие в его осадках раковин бентосной фауны (в противоположность смежным отложениям Большой Долины), а также некоторые черты вулканизма. Мы видели, что среди вулканических пород много подушечных базальтов, аквагенных подушечных брекчий и туфов. Образование последних указанные выше авторы связывают с сильными струевыми подводными эрупциями, ссылаясь на В. А. Заварицкого. Чтобы вместить такую струю, высота которой, судя по современным субаэральным фонтанным эрупциям, превышает несколько сот футов, глубина моря должна быть значительной. О том же свидетельствует локальное мощное накопление лав, образующих нагромождения, соизмеримые с подводными вулканическими горами Тихого океана. Можно возразить, что все это лишь косвенные доказательства, но в целом они являются достаточно убедительными.

Питающей провинцией для францисканских осадков служили поднятия гор Кламат и Сьерры-Невады, где в это время были вскрыты гранитные батолиты. Однако детальное изучение минерального состава граувакк показало, что, кроме упомянутых территорий, существовали дополнительные источники питания, обогащавшие осадки вулканическим материалом. Это могли быть внутренние поднятия или вулканическая цепь, располагавшаяся к западу от берега Тихого океана.

Рассмотренная формация относится по существу к группе терригенных граувакковых формаций. Она возникла в результате размыва молодых поднятий, т. е. ее можно считать синорогенным эвгеосинклинальным образованием. Нетрудно видеть, что формирование яшм здесь происходило в существенно иных условиях, чем в рассмотренных ранее случаях. Если терригенная седиментация в Средиземноморской провинции, на Урале и в Средней Азии либо отсутствовала, либо имела небольшое значение, то в Калифорнии она отличалась грандиозным размахом. Несмотря на это, яшмы во всех перечисленных формациях имеют один и тот же облик и состав.

ГРУППА ФТАНИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

В данном разделе будут рассмотрены различные формации и ассоциации пород, среди которых широко распространены фтаниты[1] и отложения, близкие к ним. Как и в группе яшмовых формаций, здесь присутствуют и такие, в которых кремнистые породы (фтаниты) являются доминирующей осадочной породой, и такие, где они подавлены обилием терригенных пород. Последние формации относятся к группе фтанитовых условно, однако рассмотрение их здесь необходимо, так как они дают важный материал для понимания условий образования кремнистых осадков.

Сакмарская диабазово-фтанитовая формация Южного Урала

Сакмарская диабазово-фтанитовая формация может служить образцом существенно кремнистой формации, насыщенной вулканическими породами.

Распространение, стратиграфическое и структурное положение. Отложения формации развиты в южной части западного склона Южного

[1] Определение принятого в работе понятия «фтаниг» дано на стр. 74.

Урала и на его продолжении в Северных Мугоджарах, прослеживаясь неширокой (30—40 *км*) меридиональной полосой на расстоянии около 250 *км*.

В северной части района формация охватывает интервал от среднего лландовери до лудлова включительно, на юге (Северные Мугоджары) лудловские отложения не входят в ее состав, так как представлены существенно иным набором пород. И верхняя, и нижняя границы формации отмечены угловыми несогласиями.

В структурном отношении породы формации приурочены в основном к Сакмарскому поднятию, примыкающему с запада к антиклинорию Урал-Тау. Формирование отложений происходило во внешней зоне геосинклинали, прилегающей к Русской платформе. В краевой части последней силур представлен существенно карбонатными породами, резко сменяющими геосинклинальные образования и составляющими другую (платформенную) формацию. Такое соотношение формаций заслуживает внимания. Очевидно, что платформенная суша не могла поставлять осадочный материал в интересующий нас геосинклинальный бассейн.

Силур восточного склона Южного Урала почти целиком образован вулканитами, но в зоне, прилегающей к Урал-Тау, среди вулканических, преимущественно диабазовых, толщ развиты фтанитовые пачки. Таким образом периферическая часть фтанитово-диабазовой формации расположена уже в пределах восточного склона, где наблюдается ее переход в формации вулканические.

Схематично латеральный ряд силурийских формаций на Южном Урале можно представить следующим образом (с запада на восток): 1) существенно карбонатная формация краевой части платформы; 2) диабазово-фтанитовая формация внешней зоны геосинклинали; 3) вулканические формации ее внутренней части.

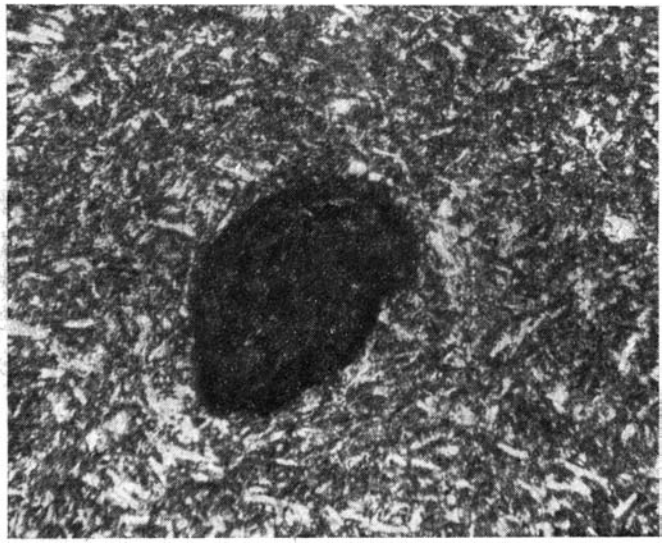
Вулканические комплексы. Две особенности силурийского вулканизма проявляются очень отчетливо: существенно эффузивный его характер и преимущественно основной состав.

Пространственно вулканические массы сосредоточены в восточной и центральной частях района, где образуют довольно обширные поля выходов; к северо-западу и западу, по направлению к платформе, вулканиты выклиниваются, замещаясь фтанитами и кремнисто-глинистыми сланцами.

Вулканические породы присутствуют во всех ярусах силура. Они не образуют выдержанных стратиграфических горизонтов, причем их мощные толщи в различных участках расположены на разных уровнях, а местами, например в районе Блявы, являются главной составляющей почти всего силурийского разреза (Яковлев и др., 1965).

Эффузивные породы[1] представлены главным образом спилитами и мелкокристаллическими альбитовыми диабазами; характерно присутствие вариолитовых и мандельштейновых разностей, часто с подушечной отдельностью. Меньше распространены пироксеновые и плагиоклазовые порфириты, еще реже встречаются кератофиры. Среди эффузивов и синхронных им кремнистых толщ местами много субвулканических габбро-диабазов, диабазов и кварцевых кератофиров, сходных по составу и характеру вторичных изменений с излившимися породами. Эффузивные породы обычно образуют почти сплошные мощные комплексы, в пределах которых трудно различить границы потоков и покровов; реже они присутствуют в виде отдельных пластов среди осадочных толщ. Для некоторых эффузивных комплексов характерно

[1] Петрография эффузивных пород подробно освещена в работах В. А. Заварицкого (1946), В. В. Сидоренко, В. С. Байковой, И. В. Степанова (1964) и др.



Фиг. 12. Эффузивная порода с включением оплавленного обломка фтанита. Шлиф, увел. 40, с анализатором

присутствие небольших пачек, пластов и перемятых отторженцев фтанитов; в шлифах из таких эффузивных пород наблюдаются очень мелкие (от долей миллиметра до 5 *мм*) включения кремнистых кусочков (фиг. 12), иногда с остатками радиолярий и хитинового планктона, а изредка, кроме того, фосфоритовые и альбитофировые фрагменты; довольно много здесь также сгустков и прожилок углеродистого вещества.

На некоторых участках наблюдается скопление рвущих диабазовых тел; иногда они почти по отвесной поверхности контактируют с фтанитами, и в них «закатаны» небольшие фтанитовые отторженцы. Такие участки, по-видимому, отмечают расположение вулканических центров, а сами рвущие диабазы связаны с каналами, по которым поступал расплав.

В ряде мест эффузивы несогласно лежат на фтанитовых толщах, что указывает на небольшие тектонические подвижки, иногда сопутствующие началу излияний.

Вулканокластические породы в общем объеме формации имеют небольшое значение и встречаются спорадически. Среди них выделяются два главных типа.

1. Специфические спилитовые подушечные брекчии и туфобрекчии, внешне похожие на агломераты. По происхождению они отличны от обычных эксплозивных накоплений, так как возникли не при обычном вулканическом взрыве, а в результате глобуляции лавы, поступающей на морское дно, и последующего растрескивания глобуль и подушек под влиянием резкого охлаждения (Хворова, 1966). Такие породы, названные аквагенными, тесно ассоциируют с подушечными спилитами, являясь частью эффузивных комплексов. Встречаются они невдалеке от центров излияний и являются характерной породой формаций рассматриваемого типа.

2. Лито-кристаллокластические туфы смешанного состава (андезито-липаритовые) образуют небольшие пачки среди фтанитовых толщ, от которых резко отличаются обликом и составом. В нижней части пачек туфы массивные, крупно- и среднезернистые, вверху мелкозернистые, с прослоями кремнистых туффитов и фтанитоподобных силицитов.

Местами обломочный материал окатан, и туфы переходят в своеобразные плагиоклазовые песчаники. Встречаются такие туфы редко, в виде единичных пачек, но распространены на значительной площади и являются маркирующими горизонтами. Возникновение их связано с вулканами, отличающимися высокой эксплозивностью, не характерными для данной вулканической области. Поэтому такие туфы в формациях, подобных рассматриваемым, можно считать образованием «случайным».

Осадочные комплексы. Как среди вулканических членов формации преобладают основные эффузивы, так среди осадочных главной составляющей являются темные кремнистые породы — фтаниты. Им подчинены небольшие фтанитово-туфовые толщи, развитые локально.

Фтаниты обычно образуют мощные, довольно однообразные комплексы, состоящие из переслаивания чистых и слабо глинистых разностей с глинисто-кремнистыми сланцами. В целом для комплексов характерно чередование толсто- и тонкослоистых пачек, что обусловлено неравномерным распределением в разрезе глинистого материала.

Толстослоистые пачки почти лишены глинистых прослоев и образованы пластами крепких, однородных, темных, иногда с зеленоватым оттенком фтанитов. Толщина пластов обычно от 0,3 до 1,5 *м*. Породы часто кливажированы, перекристаллизованы и имеют неровную, бугристую поверхность отдельности. Изредка среди фтанитов появляются прослои (1 — 2 *см*) кремнистых песчаников и гравелитов, а также пласты мелкообломочных кремнистых брекчий.

Другие пачки представляют собой чередование фтанитов с менее крепкими, тоже темными глинистыми фтанитами и кремнисто-глинистыми сланцами, в которых обычно встречаются остатки граптолитов. Фтаниты образуют пласты от 2—3 до 20 *см*, в них часто наблюдается тонкая слоистость, обусловленная скоплением раковинок радиолярий, а также прослои и конкреции, обогащенные фосфатным веществом. Кремнисто-глинистые слои имеют толщину от 1—2 до нескольких сантиметров.

Пирокластическая примесь во фтанитах, как правило, отсутствует, но изредка в них наблюдаются скопления крупных (20—30 *см*) кусков «пенистой лавы» — прямых свидетелей подводных излияний, синхронных кремненакоплению.

Кремнисто-туфовые комплексы отличаются от рассмотренных присутствием среди фтанитоподобных кремнистых пород прослоев темно-оливковых и зеленовато-желтых туфогенных аргиллитов и алевролитов, представляющих собою измененные (оглиненные и хлоритизированные) витрические и кристалло-витрические тонкие пеплы, иногда с примесью осадочного кремнезема, переходящие в кремнистые туффиты. Характерно, что даже в сильно кремнистых разностях таких пород радиолярии — столь обильные во фтанитах — попадаются лишь в виде единичных экземпляров; вместе с тем здесь много очень тонких (0,0075 — 0,025 *мм*) и длинных (0,075 — 0,2 *мм*) образований, вероятно, представляющих собою остатки кремневых губок.

Изредка присутствуют прослои с более крупным литокластическим материалом. Состав туфов чаще основной, хотя иногда наблюдается примесь кислой пирокластики.

В одних толщах туфы образуют редкие и небольшие (20 — 30 *см*) прослои среди фтанитов, в других — слагают почти сплошные пачки (около 100 *м*), в которых кремнистые породы присутствуют лишь в виде отдельных прослоев и конкреций.

Строение формации. Взаимоотношение главных составляющих формации — фтанитовых и эффузивных комплексов — определяет строение формации в целом. Для нее характерна довольно четко выраженная

обособленность осадочных и эффузивных пород. Редко встречаются обнажения, где бы эти породы чередовались в виде соизмеримых по мощности пластов и пачек. Обычно эффузивные и осадочные комплексы пространственно разобщены, слагая мощные толщи довольно однородного состава. При этом в вулканических комплексах спорадически встречаются небольшие линзы, пласты и пачки фтанитов, но среди осадочных толщ даже небольшие покровы редки. Очевидно, такое «разделение» отложений, на которое впервые обратил внимание А. Д. Петровский (1965), обусловлено трещинным характером излияний и появлением сразу больших вулканических масс, образующих крупные нагромождения потоков и покровов.

Мощность формации там, где она представлена осадочными породами, равна 350—700 *м*, а там, где она насыщена вулканитами, превышает 1000 или даже 1500 *м*.

В целом формация вырисовывается как сложное образование, состоящее из крупных вулканических тел, расположенных среди фтанитов. Тела эти залегают в разных местах и на разных уровнях, причем тяготеют к центральной и восточной частям формации, исчезая у ее западной периферии.

Рассмотренная формация иллюстрирует, во-первых, очень тесную ассоциацию кремнистых и вулканических пород и, во-вторых, длительное сохранение в бассейне условий, благоприятных для накопления кремнистых осадков: на протяжении всего силурийского периода кремненакопление было почти единственным седиментационным процессом.

На более поздних этапах развития Южноуральской геосинклинали, в девоне и нижнем карбоне кремнистые породы, во всех отношениях сходные с силурийскими фтанитами, появляются неоднократно; особенно обильны они во франском ярусе, где образуют довольно мощную (100—300 *м*) выдержанную толщу, развитую как на западном (егендинская свита), так и на восточном (мукасовская свита) склоне Урала. Эти кремнистые накопления непосредственно не связаны с вулканическими породами — синхронные подводные излияния здесь либо отсутствовали, либо располагались на значительном расстоянии от мест, где происходило кремнеобразование. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что интенсивный вулканизм в том или ином виде с некоторыми перерывами продолжался в течение всего среднего и части верхнего палеозоя, так же как продолжалось формирование гипабиссальных и субвулканических интрузий, среди которых было много основных. Несмотря на существенную перестройку геосинклинали в послесилурийское время, выразившуюся в резких угловых несогласиях, глубоких размывах, появлении континентальных вулканических пород (игнимбритов), Южноуральская геосинклиналь продолжала длительно сохранять «вулканический характер», оставаясь зоной высокой проницаемости. Закономерность эта справедлива, как увидим, и для других палеозойских геосинклинальных систем, где тоже широко развиты фтанитовые толщи. По-видимому, все такие толщи следует относить к типу «скрытовулканогенных» и «отдаленно-вулканогенных» кремнистых формаций, по Н. С. Шатскому (1954).

Фтанитово-терригенная формация Невады («ассамблея кремнистых и вулканических пород»)

В палеозое Кордильерской геосинклинали Северной Америки выделен мощный комплекс отложений, представляющий собою сложное сочетание обломочных, кремнистых и вулканических пород. Комплекс этот сначала называли обломочно-вулканической фацией (Silberling, Roberts, 1962), но затем было предложено именовать его «ассамблеей

кремнистых и вулканических пород», так как именно они определяют специфику комплекса (Roberts, 1964). В понятие «ассамблея» американские геологи вкладывают смысл, близкий к нашему представлению о формации, и без ущерба для дела в данном конкретном случае мы поставили между ними знак равенства.

Формация, о которой пойдет речь, отличается от рассмотренной выше более разнообразным набором пород. Среди вулканических образований здесь много не только эффузивов, но и туфов, а среди осадочных, наряду с фтанитами, обильны песчаники и глинистые сланцы. Отличия эти обусловлены главным образом иным типом вулканизма, что, возможно, определяется расположением Кордильерской геосинклинали вблизи очень активного вулканического архипелага.

Распространение, стратиграфический объем и структурное положение. Формация охватывает толщу пород от среднего кембрия до верхнего девона включительно. В течение всего этого огромного отрезка времени характер седиментации был настолько однотипным, что весь комплекс возникших пород, по-видимому, можно рассматривать как одну формацию, хотя в нем и присутствуют специфические отложения, отражающие локальные и недолговременные изменения в ходе седиментации.

В структурном отношении формация принадлежит к эвгеосинклинальному поясу Фрезер. Напомним, что Кордильерская геосинклиналь состояла в палеозое из двух структурно-фациальных зон: западной — эвгеосинклинального пояса Фрезер и восточной — миогеосинклинального пояса Миллард. Эвгеосинклинальный пояс прослеживался вдоль всего Тихоокеанского побережья, от Калифорнии до Аляски, и на всем этом протяжении, там, где известны отложения указанного стратиграфического интервала, они могут быть отнесены либо к рассматриваемой формации, либо к родственным ей. Западная часть пояса Фрезер находилась за пределами современного материка и граничила с вулканическим архипелагом. В пределах последнего, а также на остальной площади эвгеосинклинали на протяжении всего палеозоя с разной интенсивностью проявлялась вулканическая деятельность, в поясе же Миллард вулканы отсутствовали. Это обстоятельство, как увидим, самым существенным образом сказалось на составе осадков, в частности на распространении кремнистых образований.

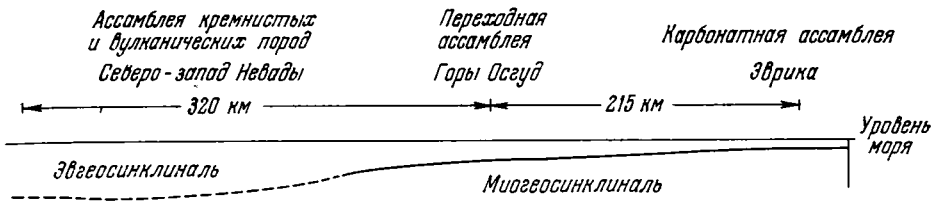
Эвгеосинклинальные отложения известны только в аллохтонном залегании. В западной части Невады прослеживается полоса тектонических покровов, в пределах которых породы рассматриваемой формации надвинуты на восток, т. е. сближены с миогеосинклинальными. Пространственное соотношение осадков разных структурно-фациальных зон здесь искажено, однако детальное изучение надвиговой полосы позволило американским геологам выяснить состав и строение эвгеосинклинальной ассамблеи, а также особенности ее перехода в миогеосинклинальную.

Общий характер отложений и их латеральные изменения[1]. Лучше всего интересующие нас отложения изучены в Неваде, и, чтобы не загружать работу фактическим материалом, ограничимся только их рассмотрением.

Формация образована в основном обломочными и кремнистыми породами (фтанитами), среди которых в разных местах появляются эффузивные и пирокластические. Характерно почти полное отсутствие карбонатных пород. Известняки встречаются очень редко, в виде остатков биогермов или тонких и невыдержанных прослоек, обычно содержащих

[1] Характеристика отложений дана по работам Кея и Крауфорда (Kay, Crawford, 1964); Робертса и др. (Roberts et al., 1958); Робертса (Roberts, 1964).

терригенную примесь. Глинистые осадки, как правило, бескарбонатны. Фтаниты слагают пласты и мощные сплошные пачки, которые латерально замещаются глинистыми отложениями с подчиненным количеством кремнистых прослоев. Среди глинистых и кремнистых толщ местами появляется обильный песчаный материал. Песчаники образуют как тонкие прослои среди глин, так и мощные сплошные пачки. По составу они разнообразны; здесь можно встретить и кварцевые, и поле-



Фиг. 13. Предполагаемый профиль через Кордильерскую геосинклиналь к началу карбона, до тектонического сжатия во время Антлеровской орогении

вошпатовые, и граувакковые разности. Вулканические породы представлены главным образом андезитовыми и базальтовыми порфиритами, а также их туфами, обычно с альбитом. Местами, однако, встречаются мощные пачки кислых туфов. Распределены вулканические массы неравномерно, что объясняется существованием многих вулканических центров.

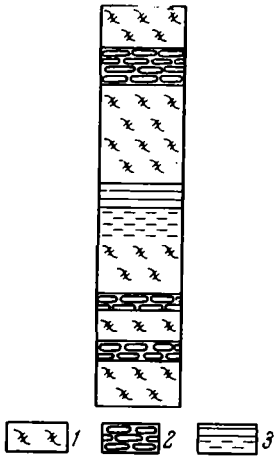
О роли разных типов пород в формации дает представление следующий подсчет их относительного количества: глинистые сланцы составляют 20—40% разреза, песчаники — 10—30%, фтаниты — 30%, вулканические породы — от немногих до 30% (Roberts et al., 1958).

В восточном направлении формация сменяется миогеосинклинальным комплексом, получившим название карбонатной ассамблеи. Она состоит из мелководных, обычно органогенных известняков (60%), доломитов (30%) с подчиненным количеством глинистых сланцев (8%) и существенно кварцевых песчаников (2%), состоящих из хорошо окатанных и сортированных зерен. Терригенный материал здесь поступал с востока, с платформенной суши.

Между мио- и эвгеосинклинальной зонами прослеживается промежуточная полоса, отложения которой выделены в переходную ассамблею. Она представлена очень изменчивыми и разнообразными осадками. Наряду с мощными известняками здесь встречаются толщи черных аргиллитов и алевролитов, флишеподобные песчано-глинистые пачки и комплексы глинисто-кремнистых отложений. Вулканических пород мало, чаще это тонкие туфы, реже лавы. Мы видим, что переходная ассамблея состоит из элементов эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных и отражает перемещение во времени их границы. Оно происходило под влиянием разных факторов: осцилляции уровня моря, неравномерного развития вулканизма и других причин. Изучение осадков переходной полосы свидетельствует, что Кордильерская геосинклиналь в рассматриваемый промежуток времени представляла собою одну широкую структуру, с которой был связан единый бассейн (фиг. 13). В поперечном профиле через геосинклиналь расположены следующие формации (с востока на запад): 1) карбонатная; 2) обломочно-кремнистая с вулканическими породами и 3) вулканическая архипелаговая. Существование последней можно предполагать лишь по косвенным данным. В самых общих чертах этот ряд сходен с рядом силурийских формаций Южного Урала.

Примеры осадочных и осадочно-вулканических комплексов[1]. Чтобы дать более полное представление о формации, рассмотрим несколько характерных толщ, входящих в ее состав.

«Формация[2] Скотт Кэньон» (кембрий). Здесь преобладают вулканические породы (фиг. 14), которым подчинены кремни и аргиллиты; в небольшом количестве присутствуют песчаники и известняки. Мощность «формации» превышает 1500 *м*.



Фиг. 14. Разрез «формации Скотт Кэньон» (Roberts, 1964)

1 — вулканические породы; 2 — кремнистые породы; 3 — глинистые сланцы

Среди вулканических пород различаются эффузивные и пирокластические (преобладают). Эффузивы представлены зеленокаменными базальтами и основными андезитами, как массивными, так и подушечными. Содержание Na_2O в них —4,5%, что почти вдвое выше, чем в типичном оливиновом базальте Тихого океана. Туфы лито-кристаллокластические разной структуры: от грубых до тонких. Обычно они содержат осадочную примесь и переходят в глинистые сланцы. Характерно, что в туфах плагиоклазы альбитизированы меньше, чем в лавах.

Кремнистые породы обычно темные (серые, коричневые, зеленые и черные), редко светлые, тонко- и среднеплитчатые. Они образуют отдельные пласты и сплошные пачки мощностью до 60 *м*. Аргиллиты серые, черные и коричневые, средне- и реже тонкослоистые. Оба эти типа пород связаны постепенными переходами. Песчаники плагиоклазово-кварцевые, с примесью кремнистых и вулканических обломков.

Известняки образуют редкие линзы (60×150 *м*); обычно они ассоциируют с вулканическими породами и представляют собою остатки биогермов.

«Формация Вэлми» (ордовик). Отложения формации развиты в горах Шошони, Сонома и др. (фиг. 15). В целом это сложный и изменчивый комплекс.

Для района гор Бэттл составлен разрез почти всей «формации» (фиг. 16). Мы приводим его здесь, так как он дает представление об определенном типе отложений, а именно о кремнисто-аргиллитовых и песчаных комплексах, с резко подчиненным количеством вулканических пород.

	Мощность, *м*
а) Нижняя толща (нижний ордовик)	
1. Кварцевые песчаники коричневато- и темно-серые, массивные, мелко- или среднезернистые, состоящие из округлых и угловато-окатанных зерен. Цемент кварцевый. Содержание SiO_2 в породе 98%. Характерно незначительное количество акцессориев. В средней части пачки прослои темных кремнистых пород и глинистых сланцев . .	120
2. Подушечный спилит, окружающий тело габбро; химический состав последнего близок к таковому спилита. Латерально спилит замещается тонкозернистым туфом, далее сменяющимся кремнями и сланцами	0—60
3. Кремнистые породы темные, с прослоями глинистых сланцев	158
4. Глинистые сланцы серые и черные, с тонкими линзовидными прослоями кремней и кварцевых песчаников	198
5. Кварцевый песчаник светлый, массивный	60

[1] Характеристика отложений дана по работе Р. Ж. Робертса (Roberts, 1964).

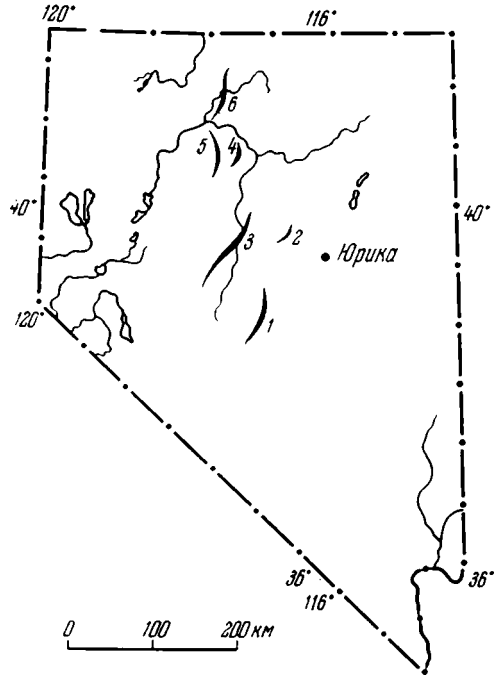
[2] Здесь и далее при описании отложений слово «формация» понимается так, как принято у американских геологов; во избежание путаницы будем употреблять этот термин в кавычках.

	Мощность, *м*
6. Туфы разного гранулометрического состава — от тонкозернистых до грубых; присутствуют также подушечные спилиты . . .	0—110
7. Кремнистые породы темные и зеленовато-серые, с прослоями кремнистых сланцев; в верхней и средней частях пачки развито несколько песчаных прослоек	130
8. Кварцевые песчаники серые, толстослоистые и массивные	58
9. Глинистые сланцы темные, кремнистые	110
10. Чередование темных кремней и глинистых сланцев. Кремни тонкослоистые и латерально замещаются глинистыми сланцами. Изредка встречаются вулканические породы. В нижней части многочисленные прослои коричневых кварцевых песчаников	247
11. Кварцевые песчаники черные, средне- и толстослоистые: внизу пачка зеленых сланцев	160

б) Верхняя толща (средний ордовик) образована переслаиванием кремней и глинистых сланцев, среди которых присутствует небольшое количество вулканических пород. Кремни темные (зеленые, серые и черные), тонко- и среднеплитчатые, с тончайшими глинистыми прослойками. Латерально они замещаются глинистыми сланцами с подчиненным количеством кремней. Мощность толщи точно определить не удалось, но считают, что она превышает 900 *м*.

Юго-восточнее, в горах Робертс и Токима (см. фиг. 15) выделено несколько «формаций» ордовикского возраста[1]. В общих чертах они сходны с рассмотренными выше отложениями; в них тоже преобладают темные, битуминозные глинистые сланцы и кремнистые аргиллиты, чередующиеся с прослоями темных же алевролитов и кремней. Последние нередко образуют самостоятельные сплошные тонко- и толстонаслоенные пачки мощностью до 100 *м*. В сланцах присутствуют граптолиты, а кремни часто переполнены остатками радиолярий. Однообразие глинисто-кремнистых толщ местами нарушается появлением песчаников и вулканических пород. Песчаники в одних разрезах светлые, кварцевые, массивные, с хорошо окатанными зернами (похожи на миогеосинклинальные), в других — темные, глинистые, плохо сортированные, состоящие из угловатых обломков кремней и округлых зерен кварца («формация Винини»). Вулканические породы представлены туфами и амигдалоидными, иногда подушечными лавами. С последними изредка ассоциируют красные яшмы («формация Еллоу Кэньон»).

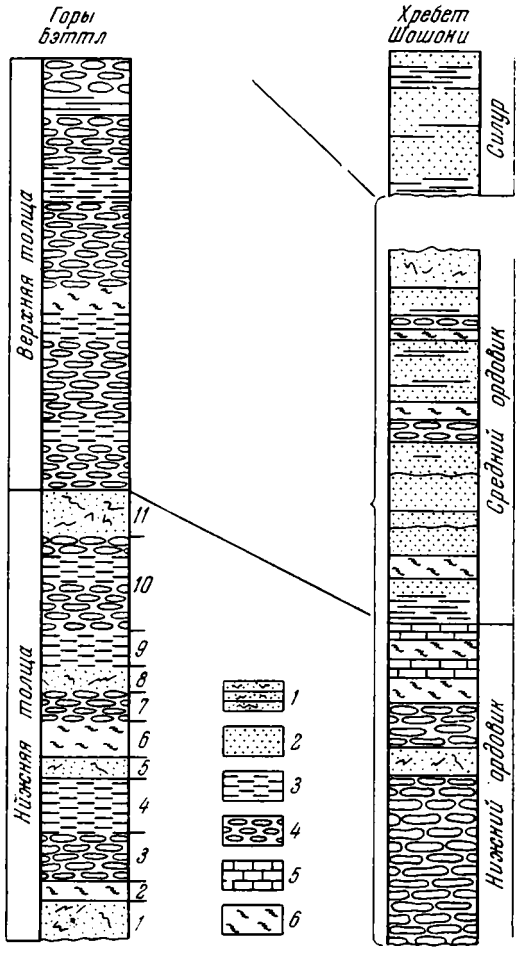
При появлении в том или ином районе эффузивных пород в разрезе возрастает количество кремнистых образований.



Фиг. 15. Обзорная карта штата Невада, показывающая расположение некоторых хребтов, где развиты отложения ордовика

1 — хребет Токима; *2* — горы Робертс; *3* — хребет Шошони; *4* — горы Бэттл; *5* — хребет Сонома; *6* — горы Осгуд

[1] Характеристика отложений дана по работам Кея и Крауфорда (Kay, Grawford, 1964) и Мэрриама (Merriam, 1963).



Фиг. 16. Разрезы, иллюстрирующие строение «формации Вэлми» (Roberts, 1964)

1 — кварциты; *2* — песчаники; *3* — глинистые сланцы; *4* — кремнистые породы; *5* — известняки; *6* — вулканические породы. Цифры справа — номера слоев разреза, приведенного в тексте

Палеогеографическая обстановка. В мио- и эвгеосинклинальной частях бассейна обстановка седиментации была различной. В пределах миогеосинклинали море имело типичный неритовый характер. Дно его было густо населено разнообразным бентосом, и основным седиментационным процессом было карбонатонакопление. Временами (как, например, в середине ордовика) в связи с регрессиями в бассейн поступало большое количество терригенного, существенно кварцевого материала, сносимого с восточной суши. Как всегда в мелком море, он разносился по большой площади, образуя широкий песчаный шлейф, достигавший местами переходной зоны и даже края эвгеосинклинальной.

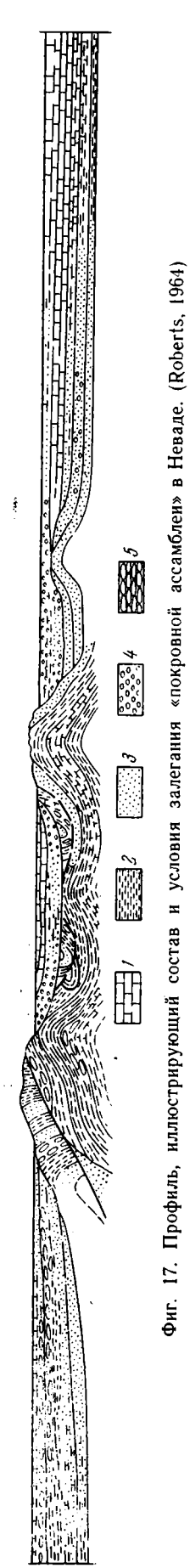
В западном направлении море было более глубоким, карбонатные осадки уступали место тонким глинистым и кремнистым илам, структура и текстура которых указывает на спокойные условия седиментации. С изменением состава осадков исчезла донная фауна с известковым скелетом, и большое развитие приобрел кремневый и хитиновый планктон.

Западная зона была ареной активного вулканизма, который проявлялся, на наш взгляд, двояко. Во-первых, в пределах самого морского бассейна местами происходили подводные, вероятно трещинные, излияния основных лав, дававших иногда крупные накопления подушечных спилитов. С ними тесно ассоциируют глинисто-кремнистые и кремнистые осадки, часто достигающие большой мощности. Это указывает на то, что между извержениями существовали длительные промежутки покоя, во время которых, по-видимому, имел место лишь поствулканический вынос веществ (главным образом кремнезема). Во-вторых, обилие в формации туфов свидетельствует о взрывных извержениях, происходящих обычно на островах. Считается, что большинство таких вулканов было сосредоточено вдоль западного ограничения прогиба, где они образовывали архипелаги, сходные с современными Тихоокеанскими островными дугами (Ирдли, 1954).

Заканчивая, остановимся еще на одном обстоятельстве, имеющем отношение к геологическим закономерностям геосинклинального кремненакопления.

На рубеже девона и карбона в Кордильерской геосинклинали произошли орогенические движения, которые являлись как бы границей двух циклов геосинклинального развития. В Невадийском секторе геосинклинали с этими движениями связано возникновение меридионального поднятия, располагавшегося между 116 и 117° з. д. В результате размыва этого поднятия по обе его стороны отложились грубые кластические осадки (фиг. 17). Они являются базальной частью мощной серии пород, названной Робертсом и Лехнером (Roberts, Lehner, 1955) покровной ассамблеей (overlap assamblage). В зоне наибольшего поднятия она лежит несогласно на смятых в складки породах, а с удалением от него несогласие исчезает, и лишь грубый состав осадков является свидетелем орогении.

Покровная ассамблея представляет собою сложный комплекс пород, среди которых особенно много обломочных (конгломераты, песчаники) и глинистых разностей; в восточных разрезах появляются известняки. На западе некоторые толщи ассамблеи («формации памперникл и хэвэллах») образованы чередованием аргиллитов и кремней, среди которых развиты конгломераты, песчаники, вулканические породы и небольшое количество известняков. Некоторые из этих обломочно-кремнистых толщ с вулканитами имеют существенно иной облик, чем отложения рассмотренной выше формации (отличаясь прежде всего красным цветом), другие же очень похожи на них. Так, например, нижняя часть «формации памперникл» (пенсильваний?) представляет собою толщу (450 *м*) темных аргиллитов, чередующихся с черными кремнями, на поверхности которых обильны ходы ползающих животных (червей, гастропод). Эти кремнистые слои, как и другие отложения ассамблеи, формировались в иных, более мелководных условиях, чем нижне-среднепалеозойские кремнисто-сланцевые толщи; однако разная батиметрия не помешала возникновению здесь сходных кремнистых осадков. Приведенные данные показывают, что «фтанитовые осадки» возникают в разных фациальных обстановках и в сочетании с разными породами, но там, где появляются вулканиты, карбонатонакопление при этом затухает.

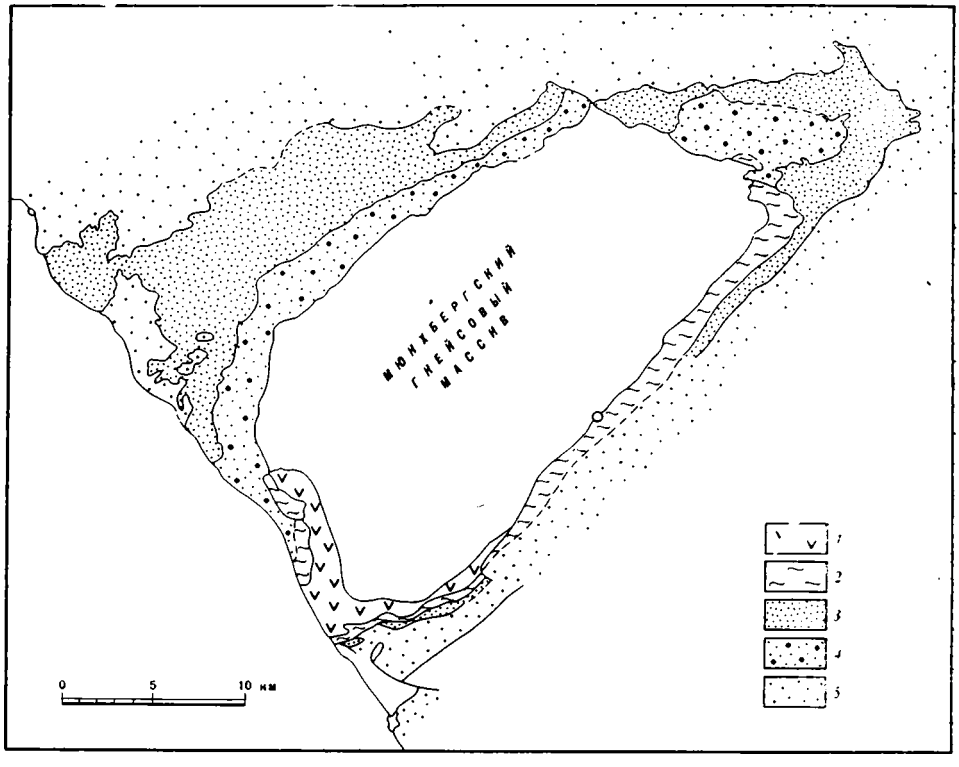


Фиг. 17. Профиль, иллюстрирующий состав и условия залегания «покровной ассамблеи» в Неваде. (Roberts, 1964)

1 — известняки, доломиты; *2* — глинистые сланцы; *3* — песчаники; *4* — конгломераты; *5* — кремнистые породы

Ассоциация глинистых сланцев, фтанитов и вулканических пород Саксо-Тюрингской области

В нижнем и среднем палеозое Центральной и Западной Европы широкое развитие имеют темные глинисто-кремнистые отложения («фация граптолитовых сланцев»), нередко ассоциирующие с вулканическими образованиями. Особенно распространены они в силуре. Здесь рассмотрены только силурийские отложения Франкенвальда и смежных районов Тюрингии, представляющие яркий пример



Фиг. 18. Обзорная геологическая карта Франкенвальда (Wurm, 1961, fig. 1)

1 — краевые амфиболиты; *2* — празинитово-филлитовая зона; *3* — палеозой баварской фации; *4* — краевая сланцевая серия; *5* — палеозой тюрингской фации

ассоциации глинистых, кремнистых и вулканических пород. Ассоциация эта является основной составляющей определенной формации. Подобрать материал относительно пространственных границ последней не удалось, а следовательно, нельзя дать ее полную характеристику. Поэтому мы будем в дальнейшем говорить не о формации, а об ассоциации упомянутых выше пород. Развиты они в центральной части Саксо-Тюрингской складчатой зоны, обнажаясь во Франкенвальде (к северо-западу и северо-востоку от Мюнхбергского гнейсового массива) и в смежных районах Тюрингии [1].

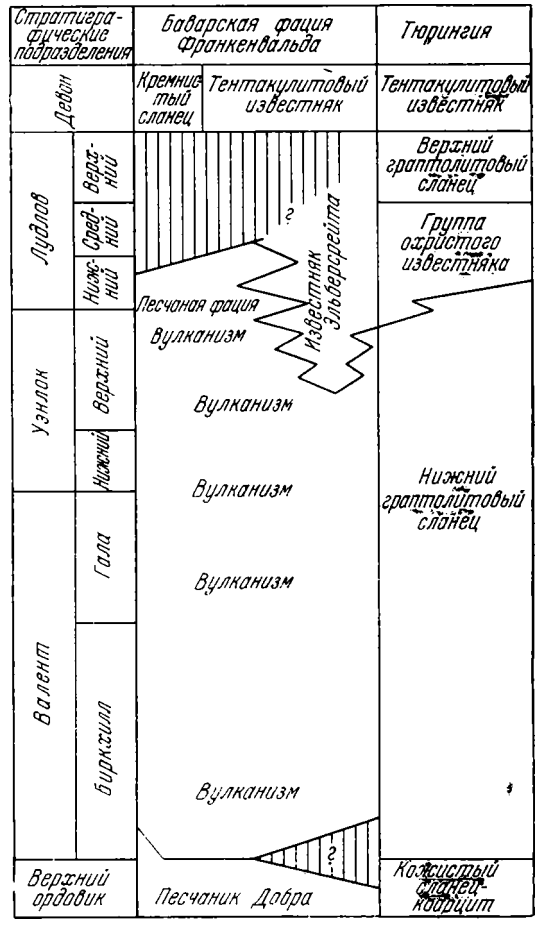
В стратиграфическом отношении ассоциация охватывает весь силур, и только часть лудловских отложений местами уничтожена размывом.

В силуре Саксо-Тюрингии четко выделяются две градации (фации, по определению немецких геологов) — тюрингская и баварская, пространственное соотношение которых изображено на приведенной карте (фиг. 18).

Тюрингская градация. Силур здесь делится на три толщи: 1) нижние граптолитовые сланцы, 2) охристый известняк и 3) верхние граптолитовые сланцы. Возрастной объем их показан на схеме (фиг. 19).

Нижняя и верхняя толщи образованы монотонными темными кремнистыми и глинистыми сланцами. В нескольких пунктах среди сланцев присутствуют небольшие прослои основных туфов, а также диабазы, трактуемые одними исследователями как покровы, другими — как силлы.

[1] Характеристика отложений дана главным образом по работам А. Вюрма (Wurm, 1961) и Л. Грейлинга (Greiling, 1955).



Фиг. 19. Схема сопоставления силурийских разрезов Франкенвальда (баварская фация) и Тюрингии (Greiling, 1957, fig. 8)

Средняя толща состоит из светло- и темно-серых комковатых известняков с пленками глины. Комковатое строение обусловлено присутствием многочисленных стяжений, обогащенных железистым карбонатом, при выветривании дающим охру. Известняки не образуют сплошного горизонта; они залегают среди темных сланцев пластообразными телами, толщина которых редко достигает 20 *м*.

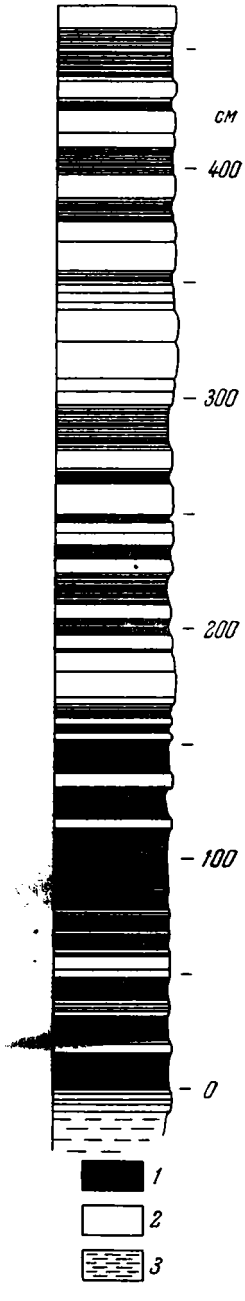
Общая мощность отложений силура около 100 *м*.

Баварская градация. Для отложений баварского типа характерно обилие вулканических и смешанных туфово-осадочных пород, распределенных как в разрезе, так и на площади неравномерно, что привело к сложному строению баварского силура. Кроме темных глинисто-кремнистых отложений, сходных с развитыми в Тюрингии, здесь много туфово-сланцевых толщ, в которых помимо темных пород присутствуют светлые зеленоватые и красные глинистые и кремнистые сланцы. Местами разрез усложняется появлением мощных пачек туфов и диабазов. Количество вулканических пород увеличивается по направлению к Мюнхбергскому гнейсовому массиву.

За небольшим исключением вулканические породы встречаются во всех зонах силура, но наибольшее их количество приурочено к интервалам: верхний валент — нижний уэнлок и верхний уэнлок — нижний лудлов. Представлены они альбитовыми диабазами и туфами. Туфы преимущественно основные, охристые, темно-серые и оливково-зеленые, сильно хлоритизированные, от тонко- до среднезернистых, местами с рассеянными крупными диабазовыми «бомбами», обломками фтанитов и глинистых сланцев.

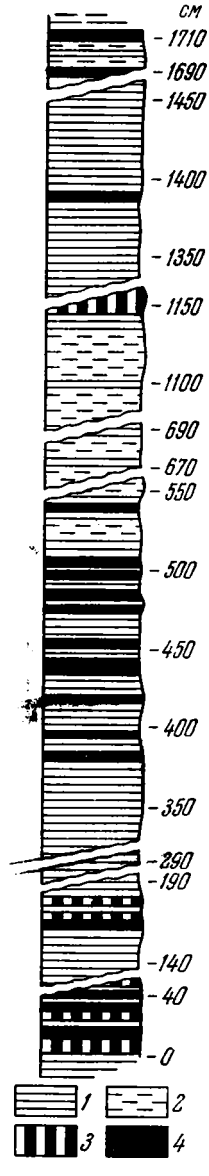
В верхней части разреза, как и в Тюрингии, присутствует пачка известняков (эльберсрейтский ортоцератитовый известняк), богатых остатками бентосной фауны. Известняки во многих разрезах переслоены туфами, туффитами и глинистыми сланцами.

Осадочные породы и комплексы. Характерны темные, почти черные фтаниты (лидиты, по принятой в Германии терминологии), кремнисто-глинистые и глинистые сланцы. Все эти породы тесно связаны между собой, отличаясь лишь разным соотношением свободного кремнезема и глины. В некоторых породах много пирита, вследствие чего при выветривании в глинистых разностях возникают квасцовые налеты; такие породы



Фиг. 20. Разрез пачки ландоверийских отложений в Шнейнбрухе, образованных частым переслаиванием кремнистых и квасцовых сланцев (Stein, 1965, abb. 6)

1 — черные квасцовые сланцы; *2* — черные фтаниты и фтанитовые сланцы; *3* — светлые и красноватые глинистые сланцы



Фиг. 21. Разрез уэнлокско-лудловских отложений в районе Добра, иллюстрирующий строение туфо-сланцевой пачки (Stein, 1965,) фиг. 10)

1 — квасцовые сланцы; *2* — светлые глинистые сланцы; *3* — фтаниты; *4* — туфы

здесь называют квасцовыми сланцами. Во фтанитах много светлых прослоек и линзочек, связанных с обилием радиоляриевых остатков или с обогащением породы фосфатом. Местами встречаются пласты крупных плоских фосфоритовых конкреций (толщина 8 *см*, поперечник до 8 *м*). В глинистых отложениях часто наблюдается скопление граптолитов (граптолитовые сланцы).

Фтаниты сравнительно редко образуют сплошные толстонаслоенные пачки, обычно они тонкослоисты (кремнистые сланцы) и чередуются в разных соотношениях с квасцовыми и глинистыми сланцами, которые слагают и самостоятельные толщи, лишь с небольшим количеством кремнистых пород. В крупных обнажениях можно видеть, что фтанитовые слои латерально не выдержаны, представляя собою линзовидные пласты среди более глинистых осадков. Для рассматриваемых комплексов характерно чередование слоев разного состава, толщина которых обычно измеряется сантиметрами или несколькими их десятками (фиг. 20).

Туфово-осадочные комплексы. Кроме фтанитово-глинистых комплексов, в которых явный вулканический материал отсутствует, известны толщи, представляющие собою чередование туфов, туффитов и кремнисто-глинистых осадков. В таких толщах, кроме темных пород, присутствуют светлые, зеленые и красные кремнистые и глинистые сланцы; многие разности этих пород относят к туфогенным образованиям (измененные тонкие пеплы). Для туфово-осадочных комплексов, как и для

осадочных, характерна довольно тонкая наслоенность, представление о которой дает, например, небольшой разрез, составленный в районе г. Добра (фиг. 21).

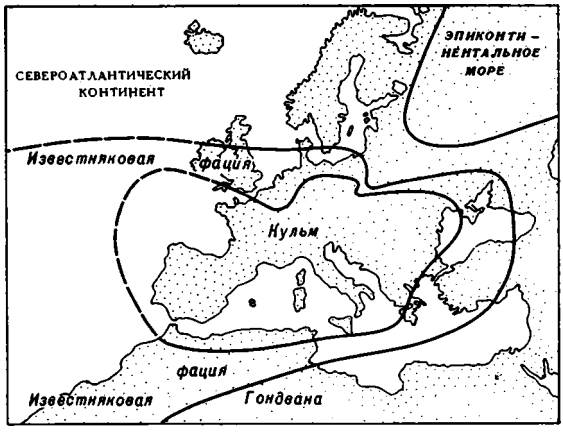
Как установил Л. Грейлинг (Greiling, 1957) соотношение осадочного и пирокластического материала бывает двух типов. В одних случаях пепел присутствует в виде присыпок на поверхности некоторых осадочных пластов или образует прослои, чередующиеся с туффитами и глинисто-кремнистыми породами. В других — он беспорядочно и неравномерно распределен в глинисто-кремнистой массе; такая порода лишена слоистости, и в ней наблюдаются следы турбулентной, шлировой текстуры. Размер пирокластических фрагментов здесь варьирует в широких пределах. Иногда вместе с ними присутствуют обломки граптолитовых сланцев. Возникновение таких отложений Грейлинг связывает с подводными извержениями и обусловленной ими очень неспокойной обстановкой седиментации.

От сакмарской диабазово-фтанитовой формации описанные выше силурийские отложения Саксо-Тюрингии отличаются двумя особенностями. Во-первых, туфы здесь преобладают над эффузивами; следовательно, наряду с подводными излияниями диабазов было много эксплозивных извержений. Во-вторых, в силуре Саксо-Тюрингии несравненно больше глинистых отложений, по обилию которых они приближаются к формациям вулканогенно-аргиллитовой группы. Обе эти особенности не случайны. Без специальных исследований нельзя оценить роль пирокластики в формировании глинистых пород, но по аналогии с другими туфово-аргиллитовыми комплексами можно предположить, что здесь имело место преобразование тонких пирокластических продуктов в глины.

От рассмотренных выше ордовикских отложений Кордильер Саксо-Тюрингский вулканогенно-осадочный комплекс отличается несравненно меньшей общей мощностью отложений и незначительным содержанием грубых кластических осадков (песчаников, конгломератов). Очевидно, это объясняется разными тектоническими условиями и отсутствием на территории Саксо-Тюрингии тех активных островных вулканических дуг, которые питали трог пояса Фрезер и пирокластическим, и вулканотерригенным материалом.

Кремнистый кульм Западной Европы

Под кульмом в Западной Европе понимают терригенные фации главным образом динанта, которые латерально замещаются известняками, а выше по разрезу сменяются угленосными молассами, обычно залегающими несогласно. Площадь распространения кульма показана на карте (фиг. 22). Герцинская Европа представляла собою образование, сложное в структурном и палеогеографическом отношении; различны были и магматические проявления. Это сказалось на составе и строении кульма, отличного в разных структурных зонах. В одних кульм представлен типичными геосинклинальными флишевыми отложениями с хорошо выраженными глубоководными фациями, с глинисто-кремнистыми породами и диабазами в осевых частях прогибов, в других — он имеет мелководный характер (молассовый), и в нем много трахиандезитовых и кислых туфов. Мы рассмотрим только типичный геосинклинальный кульм, причем основное внимание уделим его кремнистым ассоциациям. Отметим при этом, что хотя формирование геосинклинального кульма сопровождалось диабазовым подводным вулканизмом, на состав отложений большое влияние оказали эксплозии андезитовых вулканов, расположенных в соседних областях, в частности в Молдануби анской зоне



Фиг. 22. Обзорная палеогеографическая схема нижнего карбона западной и средней Европы, иллюстрирующая площадь распространения кульма и его латеральные взаимоотношения (Paul, 1939)

Для терригенных пород кульма, а они являются его главной составляющей, характерны следующие особенности. Песчаники, как правило, полимиктовые, граувакковые, что объясняется существованием молодых поднятий, питавших бассейны свежим, неразложенным обломочным материалом. Глинистые породы — темные. Местами развиты конгломераты. Песчаные и песчано-глинистые отложения имеют флишевый характер. Латерально они сменяются чередованием глинистых сланцев и фтанитов, иногда содержащих конкреции фосфоритов. Известняков в типичном кульме мало. По палеонтологическим данным установлены две фации: неритовая с бентосной фауной и пелагическая с гониатитами (Paul, 1940). Характерно присутствие растительного детрита.

Мощность отложений различна в разных местах: от сотен до нескольких десятков метров. Малые мощности, по-видимому, относятся к некомпенсированным участкам прогибов.

Для характеристики отложений, обогащенных кремнистыми породами, рассмотрим как пример кульм, развитый на территории ГДР и ФРГ.

Кремнисто-сланцевый кульм. Эта ассоциация развита в Гарце, откуда прослеживается через Гессен в Тюрингию и Келлервальд (фиг. 23).

Гарц. Динантский отдел состоит из четырех толщ (Бубнов, 1935): 1) «штейгерских слоев», 2) «кульмских кремнистых сланцев», 3) «кульмских глинистых сланцев» и 4) «кульмской граувакки». В целом они образуют разрез кульмской формации. Рассмотрим две нижние толщи.

«Штейгерские слои» представлены диабазами, которые в одних местах целиком слагают толщу, в других образуют две пачки, разделенные глинами с прослоями граувакк. Диабазы сопровождаются туфами, а с верхними лавами, кроме того, связаны залежи красного железняка. Распространение диабазов ограничено восточным Гарцем.

«Толща кульмских кремнистых сланцев» образована породами, состоящими из трех главных компонентов: глинистого, кремнистого и туфового; кроме того, в ней присутствует углистый материал, пигментирующий породы[1]. Компоненты эти, сочетаясь в разных пропорциях, образуют следующие ряды пород: 1) кремнистые сланцы с разным содержанием углистого вещества: от темных, сильно пигментированных, до светлых, безуглистых; 2) кремнисто-глинистые породы — от почти чисто кремнистых до чисто глинистых (постепенное увеличение глинистого материала); 3) кремнисто-туфовые породы, представленные безуглистыми кремнистыми сланцами, кремнистыми туффитами и туфами (возрастание туфовой составляющей). Кроме того, присутствуют кремнистые породы с включениями родохрозита или родохрозита и марганцевого силиката. Эти породы, получившие название клипштейнов, иногда связаны постепенным переходом с кремнистым туффитом.

[1] Характеристика отложений дана по работе Р. Хаага (Haage, 1964).

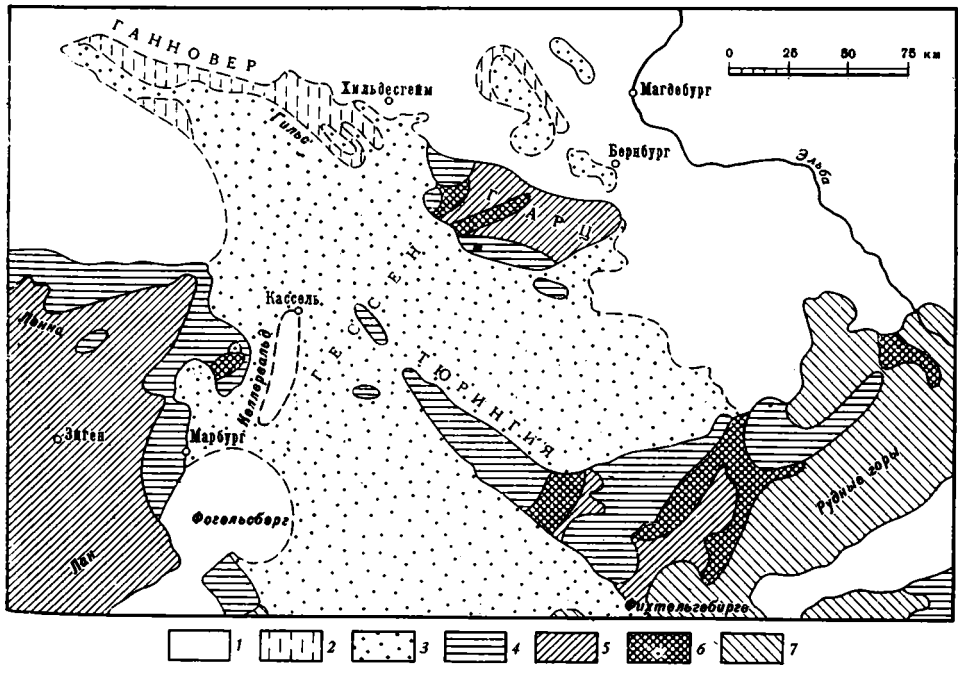
Кремнисто-сланцевая толща имеет мощность от нескольких метров до 70 *м*, и в ней выделено две пачки: арендфельдская (нижняя) и бюхенбергская, разделенные горизонтом клипштейнов.

Арендфельдская пачка в нижней части представлена преимущественно углистыми кремнистыми сланцами, а в верхней — тонким чередованием кремнистых и черных глинистых (квасцовых) сланцев, нередко образующих породы ленточного облика — ритмиты (Ботвинкина, 1966).

Клипштейновый горизонт (0,5—10 *м*) состоит из безуглистых кремнистых сланцев со стяжениями карбоната и силиката марганца, достигающими рудной концентрации. В верху горизонта возрастает количество карбонатного материала и появляется примесь туфового. Руды здесь уже только карбонатные. В отличие от арендфельдских, правильно наслоенных, отложений, для горизонта клипштейнов характерны текстуры, указывающие на «неспокойную седиментацию».

Бюхенбергская пачка образована чередованием кремнистых туффитов и туфов с подчиненным количеством кремнистых сланцев, часто углистых и глинистых.

Западнее, в Верхнем Гарце, разрез динанта в общих чертах сходен с рассмотренным, хотя диабазы отсутствуют. Кремнисто-сланцевая толща трансгрессивно залегает на девонских породах. В ней выделяются следующие подразделения: 1) «лидитовый горизонт» — темные углистые фтаниты, в основании которых развит черный квасцовый сланец; 2) «адиноловый горизонт» — пестрые кремнистые сланцы и адинолы (часть которых представляет собою измененные туфы); 3) «штейгертальские слои» — квасцовые сланцы с линзами фтанитов. Нижнее подразделение этого разреза соответствует арендфельдской пачке, а два верхние — бюхенбергской. Клипштейновый горизонт в Верхнем Гарце не встречен.



Фиг. 23. Геологическая карта районов Гарца, Тюрингии, Келлервальда (Жинью, 1952, фиг. 28)

1 — меловые, третичные, четвертичные отложения; *2* — юра; *3* — триас; *4* — пермь и карбон; *5* — девон; *6* — кембрий, ордовик, силур; *7* — кристаллические породы

Гессен. «Кульмская кремнисто-сланцевая толща» прослеживается на юго-запад от Гарца — в Гессен и Келлервальд. Она была детально изучена Х. Хоссом (Hoss, 1957) в районе г. Валлау (18 *км* северо-западнее Марбурга, см. фиг. 23). Толща имеет здесь мощность 17 *м* и состоит из двух резко отличных пачек: нижней, темноцветной, и верхней, пестроцветной.

Нижняя пачка (7 *м*) образована фтанитами (преобладают), чередующимися с глинистыми сланцами и туфами. Слои фтанитов имеют толщину 5—10 *см*. Наблюдаются все переходы от чистых фтанитов к черным пластичным глинам. Туфовый материал образует тонкие (0,02—10 *см*) светлые зеленовато-желтые и серые прослойки, расположенные чаще между глинистыми, но иногда и фтанитовыми слоями. Всего в пачке до 40 туфовых прослоек, суммарная мощность которых около 50 *см*. Кверху их количество возрастает. На поверхности некоторых туфовых слоев много растительных остатков.

Фтаниты здесь ничем не отличаются от встречавшихся в описанных ранее формациях. Это те же черные и серые, часто полосчатые крипто- и тонкокристаллические породы, послойно обогащенные остатками радиолярий и углеродистым веществом. В них рассеян пирит и иногда редкие ромбоэдры кальцита. Наряду с довольно чистыми фтанитами (83—89% SiO_2) встречаются сланцеватые глинистые разности (75—80% SiO_2). Глинистое вещество образовано иллитом, и лишь изредка к нему примешан монтмориллонит.

Туфы, особенно тонкозернистые, обычно сильно изменены и лишь местами сохранили следы первичной пепловой структуры. По составу это туфы кварцевых кератофиров. Основная масса их изменена в кварцево-альбитовый агрегат, иногда обогащенный биотитом и хлоритом. Полевые шпаты во многих образцах сильно серицитизированы или каолинизированы. Из акцессориев обычны апатит, циркон, иногда рутил. В одном из прослоев светлого туфа, залегающего среди фтанитов, встречены многочисленные плоские конкреции фосфорита.

Верхняя пачка (10 *м*) отличается от нижней не только окраской пород, но и появлением карбонатного материала. В основании ее лежит слой (0,24—0,32 *м*) силикатной марганцевой руды. Выше развита ноздревато-пятнистая кремнистая порода (1,00 *м*) с примесью туфового материала. В основной массе присутствовал кальцит, большая часть которого замещена кварцем. Химический анализ породы показал небольшое обогащение марганцем (0,69%). Остальная часть пачки образована красными и зелеными полосчатыми кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами (толщина слоев 1—3 *см*), чередующимися с тонкими прослоями ярко-зеленых аргиллитов, светлых, красных и зеленых туфов, а также кремнистых известняков. По составу и характеру изменений туфы здесь сходны с присутствующими в нижней пачке, а кремнистые породы отличаются от фтанитов отсутствием углерода, пирита и более высоким содержанием окисного железа. По составу и структуре эти породы можно отнести к группе яшм.

Таким образом, в кульме присутствуют ассоциации пород, чуждые формациям фтанитовой группы и являющиеся элементом, свойственным яшмовым формациям. Характерно, что их появление сопровождается повышенной марганцевой минерализацией.

Формации кульма отличаются от рассмотренных ранее формаций обилием терригенных пород, резко преобладающих над всеми другими. В кульме много меньше вулканических, в частности, эффузивных образований и одновременно меньше фтанитов. Вместе с тем кремнистые породы кульма сходны по составу и структуре с соответствующими породами вулканогенно-фтанитовых формаций и, что особенно интересно, ассоциируют с тем же типом вулканитов — преимущественно с основны-

ми эффузивами диабазового типа, представлявшими собою подводные излияния; характерно, что эти эффузивные породы испытали интенсивную альбитизацию.

В связи с кульмовыми формациями следует отметить еще одно обстоятельство. Н. С. Шатский (1955) установил в Карагандинском бассейне Центрального Казахстана кульм, к которому отнес тереклинскую и аккудукскую свиты (нижний карбон). Эти свиты заметно отличаются от классического кульма; в них, например, нет флишевых фаций и исключительно редки диабазы (скорее всего это силлы); но в целом это те же темноцветные песчано-глинистые и глинистые осадки, обогащенные органическим веществом, часто пиритоносные, содержащие линзочки, прослои и конкреции фосфоритов. В толще указываются также кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, прослои пепловых туфов и туфо-алевролитов (Петренко, 1954, Слатвинская, 1962). Рассматриваемые отложения, как и типичный кульм, латерально замещаются известняками, а в разрезе сменяются угленосной молассой. Облик и состав отложений, а также положение в формационных рядах действительно позволяют считать их разновидностью кульма. Однако кремнистые породы типа фтанитов в Карагандинском бассейне не указываются и, по-видимому, отсутствуют. Туфы же, представленные тонкими витрическими разностями, часто бывают изменены: кальцитизированы, хлоритизированы, монтмориллонитизированы (туфогенные аргиллиты) и окремнены (туфогенные силициты). Кремнистость Карагандинского кульма, очевидно, имеет в основном иное (постседиментационное) происхождение, чем в западноевропейском кульме. Таким образом, типичные фтаниты с радиоляриями приурочены только к тем кульмовым формациям, в которых присутствуют основные эффузивы, и отсутствуют в тех, где последних нет.

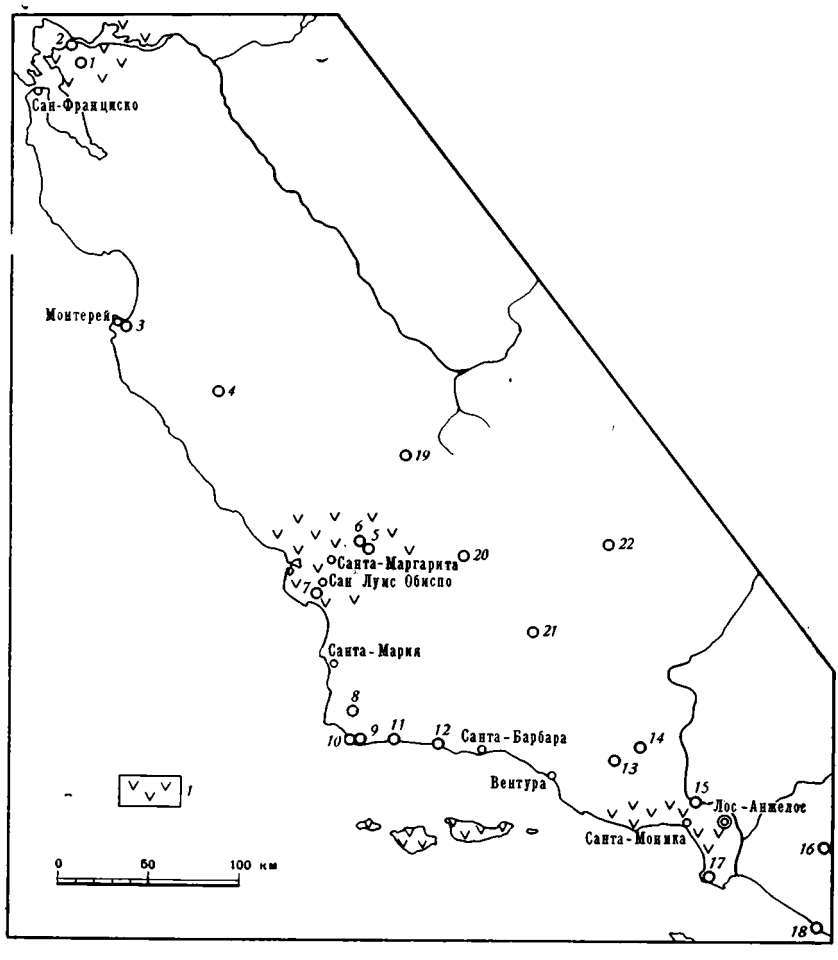
ГРУППА ТУФОВО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Формациям, в составе которых много туфогенного материала, как указывалось, посвящена следующая часть монографии. Здесь рассмотрены лишь те представители существенно туфовых формаций и ассоциаций, в составе которых много кремнистых пород. Основное внимание будет уделено именно последним, с тем, чтобы, во-первых, сравнить кремнистые породы, развитые среди туфов, с фтанитами и яшмами и, во-вторых, рассмотреть вопрос, неоднократно поднимавшийся в литературе: возможно ли формирование кремнистых пород за счет кремнезема, освобождающегося при изменении пепла.

Монтерейская туфово-кремнистая формация Калифорнии

Стратиграфическое положение и распространение. Под «формацией монтерей» понимаются характерные существенно кремнистые толщи, входящие в состав миоцена Калифорнии и широко распространенные в районе Береговых хребтов от широты севернее Сан-Франциско до Лос-Анжелоса (фиг. 24). Эти толщи местами латерально замещаются и чередуются в разрезе с существенно иными, терригенными толщами; некоторые из них выделены американскими геологами в виде самостоятельных «формаций». Весь этот комплекс кремнистых и терригенных «формаций» предложено называть «группой монтерей» (Bramlette, 1946). Последняя близко соответствует нашему представлению о формации и и в таком объеме здесь рассматривается.

Нижнюю границу формации следует проводить в кровле мощной терригенной толщи; это приблизительно соответствует основанию



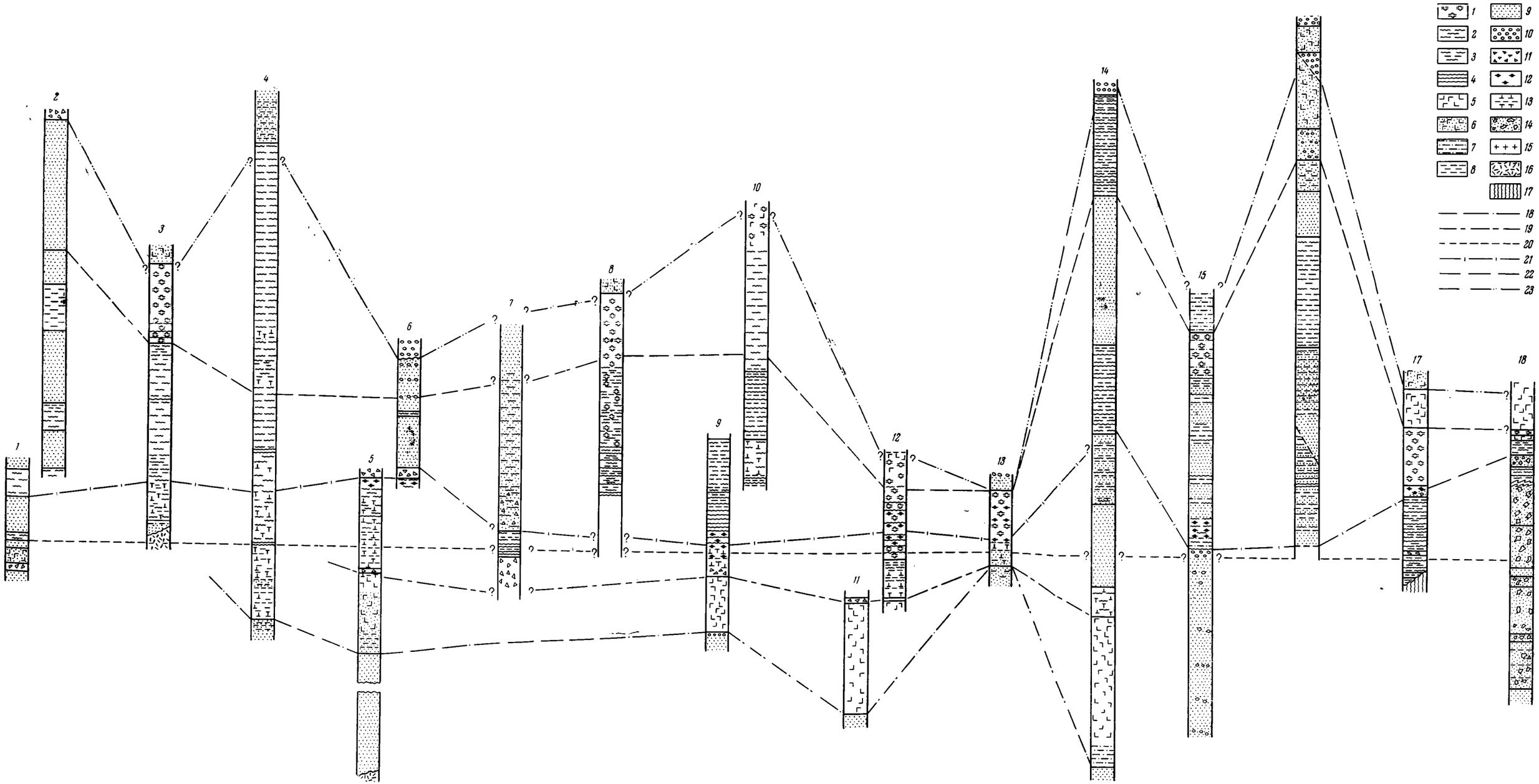
Фиг. 24. Карта с указанием местоположения отложений монтерейской формации (Bramlette, 1931, табл. 1)

1 — места развития туфов; цифры — номера разрезов на фиг. 25 и 26

верхнего яруса среднего миоцена (фиг. 25). Верхняя граница проведена в основании плиоцена. Латеральные контуры формации не очень ясны: на западе область ее развития оборвана береговой линией океана, а на севере, востоке и юге, судя по характеру изменения осадков (см. фиг.25, разрезы 2, 14, 16, 18 и фиг. 26, разрез 22), она переходит в терригенные накопления. Таким образом, монтерейские отложения прослеживаются с северо-запада на юго-восток на расстояние около 650 *км*, а в широтном направлении на 150 *км*.

Общий характер отложений[1]. Формация отличается быстрой латеральной изменчивостью осадков, представление о которой дают приводимые колонки (см. фиг. 25, 26). Отвлекаясь от деталей, здесь можно выделить четыре основных типа разрезов. В первых трех отложения имеют большую мощность (600—1800 *м*), а в последнем она не превышает 60—100 *м*. При этом характерен резкий перепад мощностей: так, расстояние между наиболее маломощным разрезом (№ 13) и разрезом

[1] Характеристика дана по работе М. Н. Брамлетта (Bramlette, 1946).



Фиг. 25. Разрезы миоценовых отложений западной и южной Калифорнии (Bramlette, 1946, табл. 2)

1 — диатомиты; *2* — порцеланиты и кремнистые мудстоны; *3* — чередование порцеланитов и кремнистых сланцев; *4* — тонкослоистые кремни и кремнистые сланцы; *5* — мудстоны; *6* — алевролиты; *7* — песчаные сланцы; *8* — глинистые сланцы; *9* — песчаники; *10* — конгломераты; *11* — туфы; *12* — фосфатные сланцы; *13* — известковые сланцы; *14* — брекчии; *15* — базальт; *16* — гранодиорит; *17* — сланцы; *18* — кровля нижнего миоцена; *19* — кровля толщи Рикон (Ricon); *20* — кровля нижнего яруса среднего миоцена; *21* — кровля среднего миоцена; *22* — кровля нижнего яруса верхнего миоцена; *23* — основание плиоцена

(№ 14), где синхронные отложения достигают 1800 *м*, — всего лишь 1,5 *км*.

Разрез первого типа представлен песчаниками с подчиненными пачками песчано-глинистых и кремнистых (преимущественно порцеланитовых) сланцев (см. фиг. 25, *2*; фиг. 26, *22*). Для второго типа характерен тот же набор пород, но все они присутствуют в соизмеримых количествах и латерально быстро сменяют одна другую (см. фиг. 25, *7* и *14—16*). Третий тип разреза образован почти сплошными кремнистыми породами, причем в одних местах это порцеланиты с прослоями кремнистых сланцев (см. фиг. 25, *4*; фиг. 26, *21*), а в других (чаще) он имеет двучленное строение: нижняя его часть порцеланитово-кремнисто-сланцевая, а верхняя — диатомитовая (см. фиг. 25, *3, 8, 10;* фиг. 26, *20*). Разрез четвертого типа представлен диатомитами, внизу обычно с фосфоритами (см. фиг. 25, *12, 13*).

В миоцене, особенно среднем и верхнем, территория Береговых хребтов была ареной активной вулканической деятельности, наиболее сильной здесь после верхнеюрских ее проявлений. На рассматриваемой площади вулканические породы сосредоточены главным образом на двух участках (см. фиг. 24): северном, где пирокластический материал обогащает верхнюю часть формации, и юго-западном, где лавы и туфы приурочены к ее нижней половине. Они, очевидно, распространялись и к западу, в пределы территории, захваченной океаном. Считается (Taliaferro, 1943), что наиболее протяженная вулканическая цепь существовала на месте гор Санта-Моника и островов (см. фиг. 24). Здесь эффузивы и туфы имеют большую мощность, и с ними связано много даек и силлов базальтов и диабазов. Второй крупный центр установлен в районе Сан-Луис Обиспо, где развиты мощные риолитовые туфы, средние и основные эффузивы, а также крупные силлы и купола.

Ниже приведена характеристика наиболее распространенных пород формации.

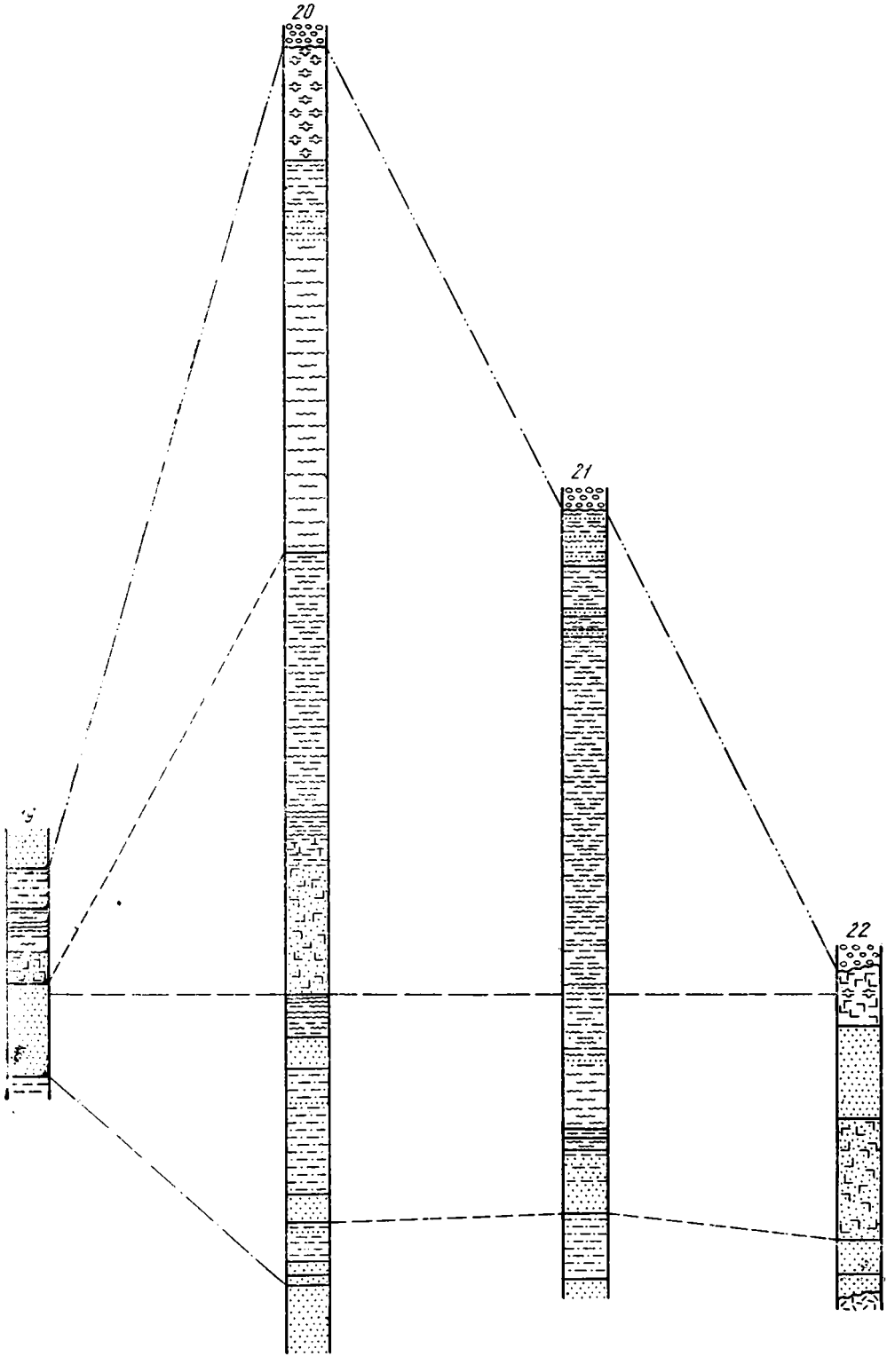
Кремнистые породы. Облик монтерейской формации по существу определяют кремнистые породы. Общий их объем оценивается в 1000 *куб. миль,* и местами они образуют главную часть очень мощных (1, 5 *км*) разрезов. Среди кремнистых пород выделено три типа: 1) кремни и кремнистые сланцы, 2) порцеланиты и 3) диатомиты.

Кремни и кремнистые сланцы являются довольно чистыми, плотными породами разных оттенков; обычно они темные, похожие на фтаниты. Минеральный состав их различный: в нижней части мощных разрезов преобладает халцедон и криптокристаллический кварц, в других случаях существенную роль играет опал. Опаловые кремни часто образуют конкреции и желваки.

Порцеланиты[1] — не очень крепкие, легкие (уд. вес 0,9—1,4) мелкопористые опаловые породы, внешне напоминающие неглазированный фарфор. Некоторые их разности тонкослоисты (порцелановые сланцы). В породах заметны остатки крупных диатомей, а пористость связана с растворением скорлупок мелких диатомей и скелетных частей других кремнистых организмов. В различных количествах встречаются раковины фораминифер, присутствие которых определяет содержание в породе $CaCO_3$. Часто присутствует глинистая и мелкоалевритовая примесь, с возрастанием которой порода переходит в «порцелановый мадстоун» (porcelaneous mudstone).

Диатомиты представлены разностями как чистыми, так и содержащими примесь глинисто-алевритового материала и витрического пепла. Внешне они белые или серые, легкие (уд. вес от 0,5 до 1), иногда

[1] В отечественной литературе такая порода определяется как опока, термин же «порцеланит» употребляется в другом значении.



Фиг. 26. Разрезы миоценовых отложений в районе долины Сан-Жоакиин, Калифорния (Bramlette, 1946, табл. 3). Условные обозначения те же, как на фиг. 25

содержащие много раковин фораминифер и остатков рыб; в некоторых слоях кроме диатомей присутствуют радиолярии, спикулы кремневых губок и силикофлагелляты; встречаются окремнелые лигнитизированные фрагменты древесины. Породы тонкослоисты, причем слоистость иногда осложнена сингенетическими микросбросами.

Обломочные и глинистые породы. Алевролиты и глинистые сланцы образуют самостоятельные пачки и входят в состав кремнистых толщ в виде прослоев разной мощности. Изучены эти породы много хуже кремнистых. О глинистых сланцах можно лишь сказать, что они серые или почти черные, битуминозные, иногда карбонатные (раковины фораминифер) и нередко содержат примесь алеврита и фрагментов вулканического стекла; некоторые из них сильно кремнистые.

Песчаники кварцево-полевошпатовые (ортоклаз и натровый плагиоклаз), часто с примесью кислого вулканического стекла; полевые шпаты в большинстве случаев свежие, и зерна их угловатые или лишь слабо окатанные. В мощных пачках песчаники светлые, массивно-слоистые и грубозернистые, содержащие остатки устриц и эхиноидей; по всем данным песчаники мелководные.

Карбонатные породы. Известняки и доломиты, обычно с примесью обломочного материала, встречаются в виде тонких прослоек и чаще конкреций во многих разрезах, преимущественно в нижней части формации. В конкрециях хорошо консервируется материал вмещающей породы. В некоторых из них присутствуют такие нестойкие минералы, как авгит и роговая обманка, а также витрокласты, которые во вмещающей породе не сохранились.

Туфы и туфогенные породы. Многие осадочные породы формации (песчаники, глинистые сланцы, силициты) обогащены пирокластическим материалом, который кроме того образует самостоятельные слои и довольно мощные пачки. В одних местах туфы мало изменены, в других — перешли в бентониты.

Туфы, как указывалось, сосредоточены в двух участках (см. фиг. 24) и связаны с деятельностью разных вулканов.

На южном участке туфы кислые, витрические, с небольшим (1—5%) содержанием кристаллов (кварц и олигоклаз, реже андезин). Местами туфы свежие или слабо цеолитизированные, а местами окремнелые, похожие на риолитовые потоки. В некоторых слоях присутствует небольшое количество остатков диатомей и фораминифер. Туфы как массивные, однородные, так и с прямой градационной слоистостью (по-видимому, туфовые турбидиты). Там, где они развиты среди мощных песчаников, в них присутствует примесь терригенного материала, но они «чистые» там, где залегают среди глинистых сланцев и силицитов.

На северном участке туфы главным образом андезитовые, более богатые кристаллами, представленными свежим плагиоклазом (от андезина до лабрадора), роговой обманкой и авгитом; несмотря на такой набор минералов, стекло в туфах довольно кислое (показатель преломления — 1,50), характерное для дацита и даже риолита.

Эффузивные и субвулканические породы. Излившиеся и субвулканические породы формации весьма разнообразны. Среди первых преобладают базальты (иногда подушечные) и оливиновые базальты, хотя много и авгитовых андезитов; риолиты редки. Все это преимущественно продукты подводных излияний. На некоторых участках (район Сан-Луис Обиспо) почти сплошные андезито-базальтовые комплексы достигают мощности 1000 *м*; характерно, что выше и ниже их развиты кислые туфы. Следовательно, либо вулканизм здесь был дифференцированным, либо пирокластический материал поступал из других вулканов.

Субвулканические породы (силлы, дайки, небольшие штоки) представлены анальцимовым и томсонитовым диабазом, андезитовым пор-

фиритом, натровым риолитом, а изредка и натровым сиенитом (с баркевикитом). Особенно много здесь диабазов, образующих тела от 15 до 150 *м*, прослеживаемые иногда на 15—20 *км*. Н. Л. Талиаферро подсчитал, что объем известных диабазовых тел достигает приблизительно 20 *куб. миль*. Им было также обнаружено, что некоторые штоки кверху оперяются силлами, которые иногда переходят во фрагментарную потоковидную массу, отложившуюся уже на дне бассейна. В целом все наблюдения указывают на то, что большинство интрузий формировалось в близповерхностных условиях.

Стратификация отложений. Одной из характерных особенностей формации является ритмическая слоистость, выражающаяся в правильном чередовании различных пород. Отмечается несколько типов такой слоистости, среди которых наиболее обычны следующие.

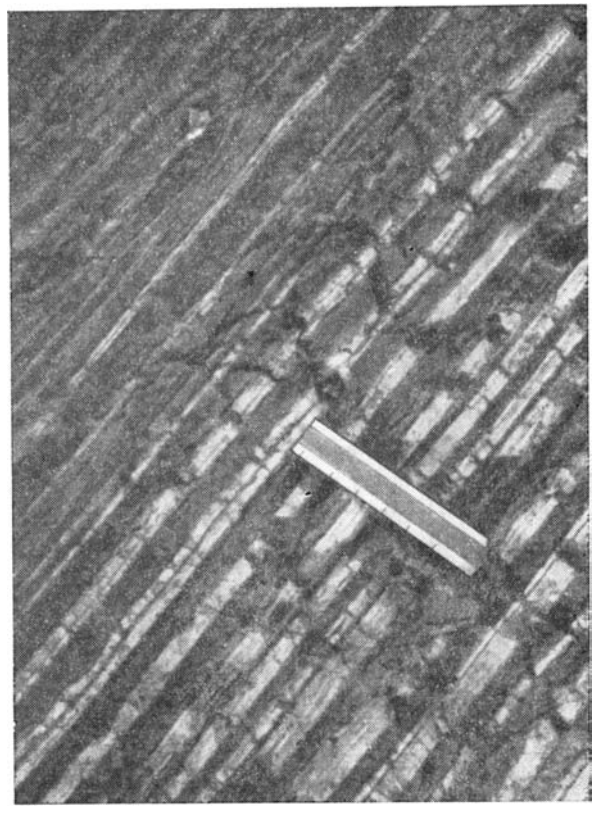
1. В толщах существенно песчаных наблюдается не очень равномерное чередование песчаников, алевролитов и глин, образующих характерные асимметричные многослои, в верхней части которых развиты (но не всегда) тонкие органогенные кремнистые прослои. Песчаники внизу слоев грубо- и среднезернистые, вверху — мелкозернистые, переходящие в алевролиты. Мощность песчаных слоев варьирует в больших пределах, при этом чем грубее материал, тем мощнее, как правило, слои; в среднем они имеют толщину 5—7,5 *см*; отдельные пласты достигают 1—2 *м*. Отмечаются знаки ряби и размывы.

2. Другие толщи (фиг. 27), внешне похожие на варвы, отличаются более тонким и регулярным чередованием кластических (мелкозернистый песчаник, алевролит, глина) и кремнистых или глинисто-кремнистых пород. Кластическая и кремнистая породы образуют характерную пару, толщина которой обычно 2,5—5 *см*. Кластическая часть здесь имеет градационное строение.

3. В разных типах кремнистых отложений отмечается очень тонкая (обычно доли миллиметра) слоистость, обусловленная чередованием слойков, более и менее обогащенных органическим веществом; такие отложения похожи на так называемые «морские варвы» (Bradley, 1931). Эта слоистость существенно отлична от двух первых типов стратификации и обусловлена либо диагенетическим перераспределением вещества, либо биологическими причинами.

В целом стратификация многих монтерейских отложений напоминает флишевую. По характеру последней и набору пород эти отложения можно рассматривать как разновидность флиша. Обилие же кремней, высокое содержание в осадках органического вещества и локальное присутствие вулканических масс позволяет отнести «монтерейскую формацию» к кульмовой группе, как это делал Н. С. Шатский, хотя полного сходства с типичным кульмом здесь нет. В частности, от последнего монтерейские отложения отличаются составом песчаников (не граувакки, а аркозы) и комплексом органических остатков (радиолярии в кульме, диатомовые и фораминиферы в монтерейской формации).

Представления о палеогеографической обстановке. В кайнозойской истории Береговых хребтов миоценовая эпоха выделяется как этап наибольшей трансгрессии. Многие участки суши, существовавшие в палеогене, оказались затопленными, и устойчивая континентальная площадь, по-видимому, сохранилась только восточнее (фиг. 28). Судя по распределению мощностей и фаций, миоценовый бассейн имел довольно сложный рельеф, представляя систему депрессионных и более мелководных участков. На территории последних отлагались мощные пески, в которых присутствуют обильные остатки бентосной фауны. Большая же часть бассейна была довольно глубокой и служила местом накопления тонких глинистых и кремнистых илов, куда периодически из отмелых участков турбидными течениями выносился кластический материал. Бен-



Фиг. 27. Флишеподобное чередование кремнистых и кластических пород в монтерейских отложениях района Лос-Анжелос (Bramlette, 1946, табл. 14)

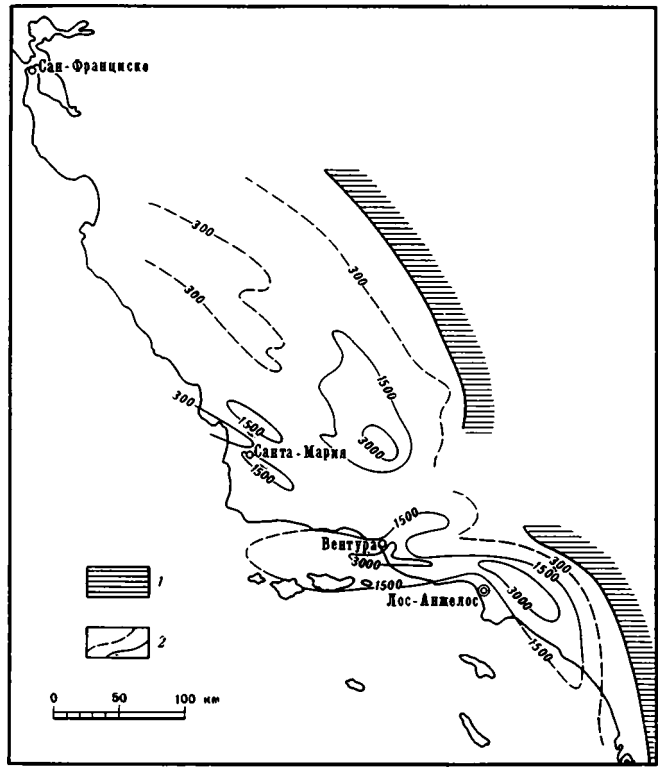
тосная фауна, как обычно в таких случаях, здесь отсутствовала, но остатки планктона, преимущественно диатомового, были существенной составляющей илов.

О происхождении монтерейских кремнистых пород. М. Н. Брамлетт при выяснении генезиса монтерейских кремнистых пород поставил два вопроса: 1) что обусловило накопление столь большого количества диатомей и 2) можно ли считать плотные кремни продуктом изменения диатомитов.

Рассматривая первый из них, этот исследователь подробно разобрал все факты, касающиеся возможной роли вулканизма в столь пышном развитии кремневого фитопланктона. Отвергнув для данного случая значение эксгаляционного выноса кремнезема, он присоединился к давно высказываемому взгляду о связи пышного развития диатомей с пепловой седиментацией. Связь эта объясняется разложением тонкой пирокластики в морской воде, что обогащает ее кремнеземом. Однако, по мнению Брамлетта, огромное количество в монтерейской формации кремнистых пород с содержанием SiO_2 выше, чем в любой вулканической породе, не позволяет считать только указанный процесс (являющийся, однако, главным) ответственным за кремненакопление. Поэтому предполагается, что дополнительные массы диатомовых заносились из океана течениями и отлагались в спокойных депрессиях и бухтах монтерейского моря, являвшихся своеобразными ловушками.

Оценивая влияние миоценового вулканизма в Калифорнии на характер осадков, нельзя не считаться со следующим доводом Н. Л. Талиаферро, который писал, что «практически во всех районах до начала вулканизма осадки были представлены мергелями, известняками и фораминиферовыми сланцами, во время же и после него они были большей частью кремнистыми и часто диатомовыми» (Taliaferro, 1943, стр. 144).

Второй вопрос относится к происхождению монтерейских плотных кремней, похожих на некоторые фтанитоподобные палеозойские породы. Мы видели, что в монтерейской формации развито три типа силицитов: диатомиты, порцеланиты и фтанитоподобные твердые кремни. Последние иногда имеют опаловый состав, но переходят в кварцево-халцедоновые образования в нижней части формации. Так как диатомиты развиты преимущественно в верху последней и не встречаются ни в одном разре-



Фиг. 28. Палеогеографическая схема для нижнего неогена (Reed, 1943, фиг. 54).
1 — суша; *2* — изопахиты отложений (в *м*)

зе ниже кремнисто-порцелановых толщ (хотя в переходных пачках наблюдается их чередование), возникло предположение, что при погружении пород на известную глубину происходит растворение диатомовых скорлупок и органогенная структура стирается, т. е. что кремни являются измененными диатомитами.

В пользу этого Брамлетт приводит следующие доводы. В диатомитах встречаются плотные опаловые конкреции, в которых неразличимы отдельные диатомеи. Картированием установлен латеральный переход диатомовых пачек в порцеланитовые и кремневые. Детальное изучение перехода диатомовых толщ вниз по разрезу в порцеланитово-кремневые показало постепенное исчезновение диатомовых скорлупок. В карбонатных конкрециях, встречающихся среди порцеланитов и кремней, хорошо сохраняются остатки диатомовых, хотя во вмещающих породах они уже не различимы. Многие структурные и текстурные детали диатомитов и кремней сходны.

Для решения поставленного вопроса проводилось и сравнительное химическое исследование диатомитов и кремней. Было отобрано по 10 образцов из каждого типа пород и сделан анализ двух обобщенных проб (табл. 2, графы 1 и 2). Содержание SiO_2 в диатомите оказалось заметно ниже, чем в кремне. Была подсчитана необходимая добавка SiO_2 к диатомиту, чтобы возникла плотная кремнистая порода. Расчет был следующим. Средний объемный вес диатомита около 0,8, а кремня — больше приблизительно в два раза; поэтому к цифре процентного содержания кремнезема в диатомите было добавлено 100, и затем данные анализа снова пересчитаны на проценты. Как видно из табл. 2 (графа 3), полученные при этом цифры оказались удивительно близкими к характеризу-

ющим состав кремней (графа 2). Если, учитывая объемные веса (диатомит — 0,8, кремень — 1,5), перейти от процентных содержаний к абсолютным массам, то в диатомите среднее содержание SiO_2 будет равно 0,52 *г/см*³, а в кремне — 1,24 *г/см*³.

Полученные данные показывают, что из диатомита может возникнуть фтанитоподобная кремнистая порода только при значительной добавке SiO_2. Встает вопрос об источнике добавочного кремнезема. Так как среди диатомитов пеплы обычно свежие, а среди порцеланито-кремнистых пород они часто бентонитизированы, возникло подозрение, что добавочный кремнезем может появиться при бентонизации пепла. Для проверки такого предположения Брамлетт провел химическое исследование туфо-бентонитового слоя (табл. 3).

Таблица 2

Результаты анализов монтерейских кремнистых пород и их пересчеты

Компоненты	1	2	3	Компоненты	1	2	3
SiO_2	65,20	82,69	82,60	MnO	0,009	0,012	0,005
Al_2O_3	4,56	1,76	2,28	CO_2	4,05	2,28	2,03
Fe_2O_3	2,22	1,00	1,11	Cl	1,22	0,15	0,61
FeO(?)	0,32	0,31	0,16	П. п. п.—			
CaO	6,47	2,93	3,23	— CO_2 и Cl	9,31	4,75	4,66
MgO	1,54	1,08	0,77	$C_{орг}$	Мало	Мало	—
Na_2O	1,64	0,50	0,82				
K_2O	3,22	2,61	1,61				
P_2O_5	0,15	0,21	0,07	Сумма	99,909	100,282	99,955

1 — средняя проба из 10 диатомитовых образцов; 2 — средняя проба из 10 образцов кремней; 3 — пересчитанный состав диатомита при добавлении 100% SiO_2

Таблица 3

Результаты химических анализов витрического туфа и эквивалентного бентонита с северного склона гор Санта-Моника, Лос-Анжелос, Калифорния

Компоненты	1	2	3	Компоненты	1	2	3
SiO_2	70,30	65,66	50,03	H_2O^-	0,68	4,34	13,53
Al_2O_3	12,82*	12,71	16,75	H_2O^+	7,12	8,03	7,52
Fe_2O_3	0,42	1,94	5,83	TiO_2	0,32	0,40	0,65
FeO	1,80	1,60	0,47	P_2O_5	—	0,06	0,24
MgO	0,27	0,71	2,78	MnO	0,07	0,00	0,01
CaO	1,18	1,44	1,20	BaO	0,17	0,17	0,16
Na_2O	2,10	1,10	0,26				
K_2O	2,48	1,73	0,60	Сумма	99,73	99,89	100,03

* Включено P_2O_5.

1 — отмытый концентрат крупных и наименее измененных черепков стекла из туфового слоя; 2 — необработанный витрический пепел из того же места (включающий тонкий пепел и пленки бентонитового материала); 3 — бентонит, синхронный указанному туфу, развитый в 3 *км* от места взятия первых двух проб.

Приведенные анализы показывают, что процесс бентонитизации связан с уменьшением содержания кремния и щелочей и с одновременным возрастанием воды и магния.

Освобождающийся при бентонитизации кремнезем образует стяжения, линзы и прослои вблизи измененных туфов. Количество его, однако,

не адекватно необходимому для того, чтобы он мог служить добавкой к диатомитам при переходе их в кремни. Придя к такому заключению, Брамлетт высказал другое предположение, а именно: что в кремнистой толще происходило растворение диатомей и перераспределение SiO_2 между слоями. Процесс этот, несомненно, имел место, но он, как кажется, не решает проблемы в целом, ибо растворение и перераспределение не может сказаться на общем балансе вещества. Растворение раковин приведет к исчезновению структуры, уплотнение — к уменьшению пористости, но соотношение кремнезема и остальных компонентов должно остаться тем же. Поэтому вопрос о добавочном источнике не снимается. Следует уточнить, что такой вывод относится к слоистым кремнистым породам, а не к конкрециям, которые, естественно, возникают за счет перераспределения материала в диагенезе.

По-видимому, фтанитоподобные кремни первично были богаче SiO_2, чем обычные монтерейские диатомиты. Это может быть связано либо с меньшей примесью пирокластики, либо с присутствием в них добавочного кремнезема не диатомового происхождения. Концентрацию фтанитоподобных пород внизу разреза можно объяснить не только катагенезом, но и несколько иной седиментацией в раннемонтерейское время. Последнее предположение имеет известное основание, если учесть, что лавовые излияния происходили главным образом в это время.

Таким образом, на примере монтерейской формации точно установлено, что в диагенезе и катагенезе органогенная структура диатомитов полностью стирается (несмотря на сравнительно молодой возраст отложений). Однако происхождение слоистых фтанитоподобных высококремнистых пород остается не вполне ясным.

Туфово-кремнистые толщи Сахалина и Камчатки

В кайнозойском разрезе Сахалина и Камчатки широко развиты разнообразные туфовые и туфово-кремнистые толщи[1], являющиеся частью вулканогенно-осадочной формации[2], установленной и описанной Н. Г. Бродской (1963).

Формация охватывает отложения от олигоцена до верхнего миоцена, мощность которых достигает многих километров. Состав ее меняется как от прогиба к прогибу, так и в пределах каждого из них. Изменения эти определяются палеогеографическими условиями, неустойчивым тектоническим режимом, расположением и жизнью вулканов.

Основной фон разрезов всюду составляют обломочные и глинистые породы, образованные как терригенным, так и вулканогенным материалом. Одни толщи имеют более грубый состав, в них преобладают туфы, туфопесчаники и песчаники, обычно граувакковые, с прослоями конгломератов и брекчий, другие представлены аргиллитами, туффитами или флишоидными алевролитово-аргиллитовыми накоплениями; среди некоторых толщ присутствуют бентониты. Изредка появляются пачки с лигнитами. В целом для формации характерно небольшое и локальное развитие эффузивов, обилие туфов и сильное обогащение всех пород пирокластикой.

За небольшим исключением отложения формации имеют морское происхождение, причем преобладают относительно глубоководные разности, хотя местами ярко выражены мелководные и прибрежно-морские фации.

Многие отложения (аргиллиты, алевролиты) отличаются повышенной кремнистостью, а некоторые толщи, кроме того, насыщены кремнистыми породами.

---

[1] Характеристика взята из работ Н. Г. Бродской (1963, 1966).

[2] Вероятно, правильнее здесь говорить о группе родственных формаций, связанных с разными прогибами.

Среди последних Н. Г. Бродская (1966) выделила и охарактеризовала два главных типа: «туфогенные силициты», возникшие в результате изменения пепла, и существенно биогенные силициты (диатомиты, опоки, опоковидные сланцы), имеющие характерный для этого типа пород вид и состав. Они светло-серые и коричневые, легкие, существенно опаловые, с раковистым изломом, как однородные, так и микрослоистые. В неизмененных разностях пород органогенная структура выражена ярко: главной составляющей являются разнообразные, в том числе и тончайшие, скорлупки диатомовых, вместе с которыми, но в подчиненном количестве присутствуют тонкие спикулы губок; радиолярий практически нет. При изменении пород мелкие скелеты диатомей исчезают и сохраняются лишь крупные формы. Иногда среди таких пород присутствуют карбонатные конкреции, в которых первичная диатомовая структура осадка сохранилась. Во всех породах отмечается та или иная примесь пепла; иногда его мало, а иногда он обилен. Пепел витрический, но всегда с примесью кристаллов (преимущественно плагиоклазы). Чем крупней пепловые частицы, тем обычно крупнее диатомеи, что указывает на общую гранулометрическую дифференциацию материала.

При изменении пород исчезают не только скорлупки диатомей, но и тонкие витрические фрагменты, частично переходящие в монтмориллонит. Терригенная примесь обычно небольшая (слюда, кварциты). Из аутигенных минералов довольно характерны глауконит и пирит.

Рассмотренные кремнистые породы присутствуют и среди мелководных и среди глубоководных осадков, но всегда среди толщ, содержащих пирокластический материал.

«Сланцы Моури»

В северной части Скалистых гор (Вайоминг, Монтана) среди меловых отложений развита выдержанная толща морских высококремнистых пород — «сланцы Моури» (Mowry shale), относящихся к альбу[1]. Мощность толщи от 30—45 до 135 *м*.

Она состоит из твердых темно-серых и черных кремнисто-глинистых сланцев с редкими и тонкими прослоями мелкозернистых калишпатово-кварцевых туфопесчаников и с многочисленными слоями бентонитов; последние имеют толщину от нескольких миллиметров до первых метров. Количество песчаников и бентонитов возрастает к западу и северо-западу по направлению к «вулканической суше», питавшей бассейн терригенным и пирокластическим материалом. Предполагается, что вулканы располагались в полосе распространения батолитов мелового возраста (фиг. 29).

Выше и ниже «сланцев Моури» развиты мягкие глинистые толщи, тоже с прослоями бентонитов, но более редкими. В западном направлении кремнистые породы замещаются глинистыми и песчаными осадками, среди которых местами встречаются лигниты, что указывает на появление в этом направлении континентальных фаций. Латеральные соотношения кремнистых и терригенных пород иллюстрирует профиль (фиг. 30).

Интересующие нас кремнистые сланцы состоят из следующих компонентов: криптокристаллического кварца с небольшой примесью опала, очень тонкого изотропного вещества (показатель преломления — 1,51), представляющего по всем данным остатки разложившегося кислого вулканического стекла и глинистого (монтмориллонитового) материала. Для пород в целом характерно повышенное содержание органического вещества ($C_{орг}$, от 0,19 до 5%). Локально присутствуют немногочислен-

[1] Характеристика дана по работам Руби (Rubey, 1929), Шрайера и Зареллы (Schrayer, Zarrella, 1963).

ные, но хорошо сохранившиеся радиолярии; диатомовые не обнаружены; много остатков рыб.

По химическому составу породы близки к монтерейским порцеланитам и кремням, но резко отличны от «средних сланцев» из-за высокого значения кремнезема. Содержание несвязанной SiO_2 позволяет отнести эти породы к группе глинистых силицитов, причем внешний облик и обогащенность органическим веществом сближает их с фтанитами.

Фиг. 29. Схематическая карта, показывающая направление распространения пеплового материала, перешедшего в бентониты (овалы), и положение меловых батолитов (черное) (Slaughter, Earley, 1965, фиг. 23)

Бентониты представляют собою измененные дацитовые, латитовые и кварцево-латитовые пеплы. Примесь кристаллического материала (кварц, калиевый полевой шпат) в них незначительна и сходна с той, что наблюдается в кремнистых сланцах. Бентониты, развитые среди кремнистых пород, характеризуются необычно высоким содержанием SiO_2 (71%), отличаясь в этом отношении от бентонитов (SiO_2 — 53,5%), залегающих среди мягких сланцев немного выше кровли рассматриваемой толщи.

Такое высокое значение SiO_2 связано с присутствием криптокристаллического кремнезема, выделявшегося при девитрификации кислого стекла и «не удаленного» из породы. При обсуждении вопроса об источнике SiO_2, слагающего кремнистые сланцы, этот факт надо иметь в виду. Очевидно, что «бентонитизация» здесь не может рассматриваться как процесс, поставляющий кремнезем для образования кремнистых пород толщи.

Возвратимся к последним. Содержание в них SiO_2 заметно выше, чем в бентонитах. Оказалось, что если к бентонитовой породе добавить SiO_2 в количестве, равном весу образца, и пересчитать анализ на 100%, то полученные цифры (табл. 4) будут очень близки к тем, которые дает анализ сланца (кроме $C_{орг}$).

Это позволило сделать вывод (Rubey, 1929) о том, что кремнистые сланцы можно рассматривать как возникшие из смеси примерно равного

Таблица 4

Химический состав сланца и бентонита из толщи Моури (в вес. %)

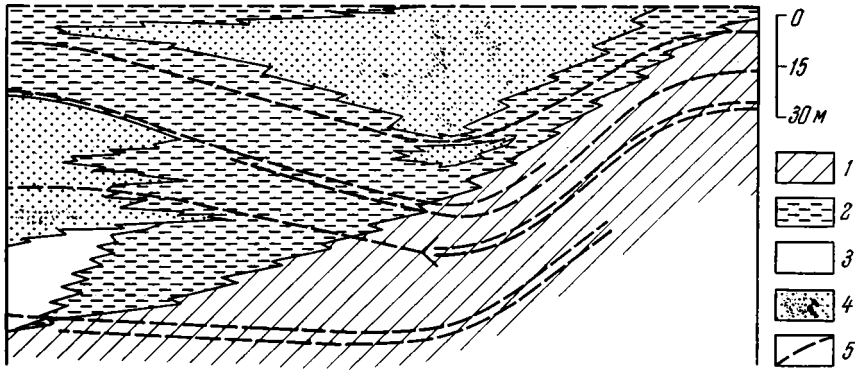
Породы	SiO_2	Al_2O_3	P_2O_5	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	H_2O+	TiO_2	$C_{орг}$	Сумма
Сланцы Моури	84,14	5,79	—	1,21	0,41	0,13	0,99	0,50	5,56		0,22	1,21	100,03
Бентонит из толщи Моури	70,98	11,47	—	2,48	1,38	0,26	1,69	0,75	11,32		0,10	—	100,43
Бентонит предыдущего образца с добавлением SiO_2	85,70	5,47	—	1,24	0,69	0,13	0,84	0,38	5,66		0,05	—	100,43

количества свободного кремнезема и того самого пепла, от изменения которого возник бентонит. Источником этого кремнезема, как показал баланс веществ, в данном случае не может быть процесс бентонитизации пепловых пластов.

Рассматривая все возможные варианты происхождения кремнистых сланцев и отвергая их один за другим, Руби остановился на следующей гипотезе. Как и бентониты, кремнистые сланцы представляют собою измененный пепел, но в первом случае (бентониты) он отлагался очень быстро, каждый слой здесь соответствует одному выбросу, а во втором — накапливался чрезвычайно медленно, вследствие чего тончайшие пепловые частицы (вулканическая пыль) длительно соприкасались с морской водой, растворялись и обогащали придонную воду кремнеземом. Под влиянием разлагавшейся органики последний снова переходил в твердую фазу.

Логичная в целом, эта гипотеза, однако, сталкивается с обычной трудностью, а именно с тем, что морская вода резко недосыщена кремнеземом и растворившиеся в ее толще частицы едва ли обогатят им бассейн настолько, чтобы могли отложиться высококремнистые илы.

Расчеты указанного исследователя скорее свидетельствуют о том, что разбавитель пепла при образовании сланцев представлял собою изначально чистый кремнезем. Таковым мог быть либо хемогенный (связанный с вулканическими эксгаляциями), либо биогенный осадок. В конкретной обстановке, в удалении от вулканов, располагавшихся на соседней суше, хемогенную садку допустить трудно. Что касается биогенного кремнезема, то автор гипотезы отвергает его главным образом на основании отсутствия остатков кремневого планктона. Если это еще справедливо по отношению к радиоляриям, то, как показал Брамлетт на примере монтерейской формации, по отношению к диатомовым основываться на таком признаке нельзя: тонкие скорлупки их легко исчезают. Принимая же во внимание, что кремневый фитопланктон характерен для водоемов с «пепловой седиментацией», мы в праве ожидать его расцвет и в рассматриваемом бассейне. Если это имело место, то сланцы являются своеобразными туффитами, состоящими из глины и биогенного кремнезема.



Фиг. 30. Профиль через верхнюю часть «сланцев Моури» (Slaughter, Earley, 1965, фиг. 11)

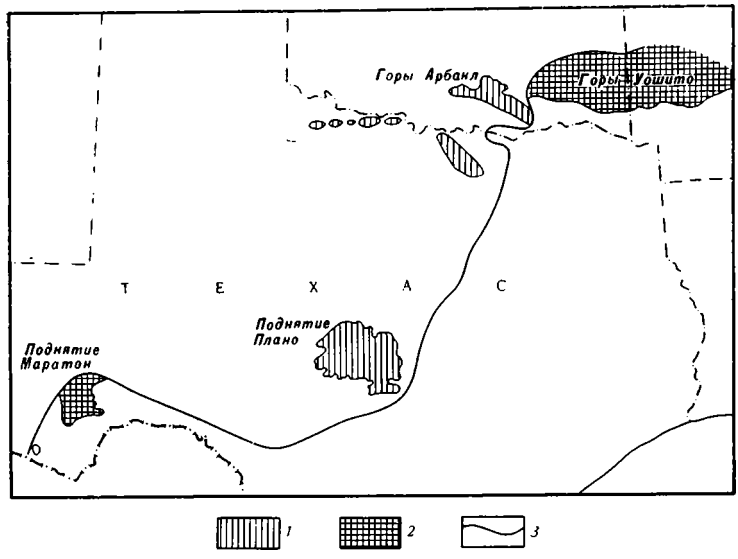
1 — кремнистые сланцы; *2* — мягкие глинистые сланцы; *3* — глинистые сланцы с алевритом и песком; *4* — песчаники; *5* — бентонитовые слои

ГРУППА ТЕРРИГЕННО- И КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТЫХ КОМПЛЕКСОВ

В каждой геосинклинальной области известны кремнистые толщи, для которых не установлены сколько-нибудь значительные массы синхронных или непосредственно ниже залегающих вулканических образований. В таких толщах кремнистые породы ассоциируют с терригенными или карбонатными, а также образуют довольно мощные самостоятельные пачки. Здесь мы рассмотрим только некоторые характерные примеры, определив выбор главным образом степенью литологической изученности пород.

Палеозойские кремнистые толщи складчатого пояса Уачита

Складчатая система Уачита представляла собою в допенсильванское время внешний геосинклинальный прогиб, дугообразно простиравшийся от гор Уачита на севере до Маратонского поднятия на юго-западе (фиг. 31). В работах Н. С. Шатского (1946) и Б. М. Келлера (1949) были рассмотрены структура и формации прогиба, поэтому мы здесь ограничимся лишь характеристикой кремнистых толщ.



Фиг. 31. Пространственные соотношения фаций Уачиты и платформенных отложений (Goldstein, 1959, фиг. 1)

Заштрихованные участки — выходы палеозоя: *1* — платформенные фации; *2* — фации Уачиты; *3* — примерная граница между ними

Большая часть складчатого палеозоя прогиба скрыта под меловыми отложениями, и лишь в поднятиях Уачита и Маратон палеозойские отложения выходят на поверхность. Несмотря на то, что расстояние между этими поднятиями по прямой линии превышает 800 *км*, палеозойские отложения в них весьма сходны, представляя собою образования одной структурно-фациальной зоны. На севере они сменяются породами краевых поднятий платформы. Мезозойский покров не позволяет выяснить фациальный переход осадков по направлению к внутренней части геосинклинали, поэтому остается неясным, существуют ли вулканиты, синхронные кремнистым толщам. Однако, если вулканиты и присутствовали, а это весьма вероятно, то на большом расстоянии от наблюдаемых кремнистых отложений.

Возраст	„Формации"		Мощность, м	Характер отложений
C_{1-2}			450 - 2850	Песчаники, сланцы
			1050 - 1980	Песчаники сланцы
C_1			1050 - 1800 (0 - 27)	Темные сланцы с прослоями глинистых песчаников, внизу - прослои туфов
			25 - 60	Песчаники, конгломераты
$D-C_1$	Арканзасский новакулит		75 - 270	Новакулит: известковый, марганценосный; темный со сланцами; белый, массивный
			0 - 90	Сланцы
S			0 - 450	Песчаники зеленые и серые, темные сланцы
			30 - 60	Темные сланцы
	Бигфорк		150 - 210	Кремни, сланцы, кремнистые известняки
			75 - 300	Сланцы темные и зеленые с тонкими прослоями известняков
O			0 - 150	Песчаники
			300	Сланцы, песчаники, известняки
			150 - 255	Песчаники
Єт			60 - 150	Сланцы, кремнистые известняки

Фиг. 32. Схематический разрез палеозоя гор Уачита (Goldstein, 1959, фиг. 2)

Поднятие Уачита. Представление о палеозойском разрезе дает приводимая колонка (фиг. 32) [1]. Мы видим, что здесь преобладают терригенные накопления, среди которых выделяются две кремнистые толщи: «слои бигфорк» (верхний ордовик) и «арканзасский новакулит» (девон — нижний миссисипий). Единственной достоверно вулканической породой являются туфы, образующие несколько слоев и линз среди миссисипских отложений.

«Слои Бигфорк» подразделяются на две пачки. Нижняя, большая по мощности, состоит из серых и коричневых известковистых кремней и кремнистых известняков. Известняки средне- и тонкозернистые, обычно глинистые и пиритоносные, с обильными остатками спикул кремневых губок, раковин остракод и криноидей. Кремни двух типов: желтоватые, с конкреционно-концентрической отдельностью, с остатками частично карбонатизированных спикул и слоистые, полосчатые, пиритоносные, битуминозные, часто с реликтами доломитовых ромбоэдров, со спорами, радиоляриями и спикулами губок. Верхняя пачка образована темными коричневыми, полосчатыми, пиритоносными и битуминозными кремнями, чередующимися с кремнисто-глинистыми сланцами. Карбонатный материал отсутствует. Споры, радиолярии, спикулы губок и обильный грапто-

[1] Характеристика отложений дана по А. Гольдштейну (Goldstein, 1959).

литовый детрит являются характерными органическими остатками. Мощность всей толщи 150—200 *м*.

«Арканзасский новакулит» — довольно мощная кремнистая толща, подразделяющаяся на четыре пачки (снизу вверх).

1. Светлые массивные спонголиты, переслоенные зелеными кремнисто-глинистыми сланцами и аргиллитами; связующая масса в спонголитах образована криптокристаллическим кремнеземом, в ней обычно присутствуют терригенная примесь (глинистая, песчаная), гидроокислы железа, глауконит и битуминозное вещество; вблизи основания толщи обнаружена примесь окремнелого вулканического пепла; мощность пачки 140 *м*.

2. Темные битуминозные и пиритоносные глинистые кремни со спорами, чередующиеся с более светлыми радиоляритами; остатки кремневых губок очень редки; мощность до 70 *м*.

3. Чередование красных и зеленых аргиллитов с кремнистыми породами; последние представлены светлыми, как очень чистыми (новакулиты), так и глинистыми радиоляритами, кремнистыми сланцами и темными битуминозными кремнями со спорами и радиоляриями; мощность до 30 *м*.

4. Аргиллиты, глинистые кремни и кремнистые сланцы, часто с радиоляриями; присутствует несколько прослоев мелкозернистых субграувакковых песчаников и алевролитов; мощность до 30 *м*.

Поднятие Маратон. В палеозойском разрезе (фиг. 33) преобладают терригенные породы, среди которых в верхней части пенсильвания присутствуют галечно-глинистые горизонты (димиктиты); в отличие от гор Уачита, здесь больше карбонатных пород и присутствуют не две, а три кремнистые толщи.

«Формация Форт Пена» (нижний ордовик) представлена чередованием известняков и кремней, причем здесь широко развиты как кремнистые известняки, так и известковистые кремни. Известняки толстослоистые, разнообразной структуры: обломочные, органогенно-детритовые, оолитовые, иногда песчаные, местами с глауконитом. Кремни слоистые и полосчатые, голубоватые и розовые, слегка глинистые, алевритистые и умеренно известковые; основная масса их состоит из халцедона и микрокристаллического кварца. Местами присутствует пирит; попадаются обломки спикул кремневых губок. Мощность 40—50 *м*.

«Кремни Маравиллас» (верхний ордовик) — толща известняков, чередующихся с черными массивными кремнями, доминирующими в верху разреза. Известняки тонкозернистые, иногда несколько глинистые, с примесью алеврита, песка и с глауконитом. В них обычны раковины брахиопод и криноидей. Типичные безызвестковые кремни — темные, битуминозные, с пиритом, состоящие из криптокристаллического кремнезема. В них встречаются остатки граптолитов, спикулы губок и споры. Указывается на присутствие в толще смешанных пород: кремнистых известняков и известковистых кремней. Однако, судя по описанию, эти породы возникают в основном за счет вторичного перераспределения кремнезема и кальцита, там, где имеет место чередование известняков и кремней. Мощность толщи от 30—60 до 120 *м*.

«Кабалосский новакулит» (девон — миссисипий) в южной части района представляет собою монотонную толщу (180 *м*) сплошных кремней и новакулитов [1], которая в северном направлении уменьшается в мощности (60 *м*) и в которой появляются многочисленные прослои глинистых сланцев. Петрографически кремнистые породы однообразны, они состоят из крипто- и микрокристаллического кварца с подчиненным количеством халцедона. Подмечено, что образцы с глинистой примесью, так же как и обогащенные битумом, раскристаллизованы более тонко.

---

[1] Определение дано на стр. 76.

Возраст	„Формации"		Мощность, м	Характер отложений
P			150	Известняки, сланцы, конгломераты
C_{2+3}			540	Сланцы, песчаники, конгломераты, известняки
			900	Песчаники, сланцы, диамиктиты
			90 – 300	Известняки, кремни, сланцы
C_{1+2}			90 – 2100	Песчаники и сланцы
$D-C_1$	Кабалосс		75 – 180	Новакулиты, кремни
O_3			0 – 12	Сланцы
	Маравиллас		30 – 120	Кремни, известняки
O_2			54 – 150	Сланцы, песчаники, известняки
	Форт Пена		52,5	Известняки, кремни
O_1			112 – 135	Сланцы, известняки, конгломераты
Cm_3			90	Песчаники, сланцы, известняки

Фиг. 33. Схематический разрез палеозоя в районе поднятия Маратон (Goldstein, 1959, фиг. 10)

В кремнистых породах присутствуют остатки радиолярий, спикулы губок и споры. Местами встречаются своеобразные кремнистые песчаники, состоящие из обломков крипто- и микрокристаллических кремней и редких зерен кварца, сцементированных вторичным кварцем.

В рассмотренных разрезах четко выделяются два типа кремнистых ассоциаций: известняково-кремнистая и терригенно-кремнистая.

Известняково-кремнистая ассоциация представлена чередованием известняков и кремнистых пород с незначительным количеством терригенного, преимущественно глинистого, но иногда и песчаного материала. В одних толщах (Бигфорк) известняки имеют более пелагический облик, в других они явно мелководные. Кремнистые породы здесь представлены спонголитами, которые в таком развитии редко встречались среди рассмотренных выше вулканогенно-кремнистых формаций, и радиоляритами, петрографически сходными с фтанитами. Но если отдельные типы кремнистых пород близки к тем, которые развиты среди комплексов, богатых вулканитами, то ассоциация в целом резко отлична от этих комплексов.

Терригенно-кремнистая (новакулитовая) ассоциация по набору кремнистых пород сходна с предыдущей. Известняки здесь, однако, не играют заметной роли, но зато много разнообразных терригенных пород. Улавливается определенная тенденция в латеральном изменении ассоциации: по направлению к внутренней части геосинклинали количество терригенного материала уменьшается и разрез становится почти сплошным кремнистым. Заметим, что некоторые типы кремнистых пород, несмотря на то, что они развиты среди терригенных, отличаются исключительной чистотой и практически состоят из одного свободного кремнезема.

Относительно происхождения кремнистых пород пояса Уачита существует мнение, что источником SiO_2 здесь являлся пепел, поступавший в бассейн во время эксплозивных извержений, когда с относительно пенепленизированной суши приносилось мало терригенного матерала. В результате гальмиролиза пепел превращался почти в чистый опаловый осадок. Высококремнистая среда благоприятствовала расцвету спонгий и радиолярий (Goldstein, 1959). Здесь еще раз мы сталкиваемся с гипотезой кремнеобразования под влиянием разложения пепла. На ее оценке остановимся дальше. Здесь же следует обратить внимание на следующие факты: 1) в поясе Уачита сходные кремнистые осадки появляются в определенных стратиграфических горизонтах в сочетании с разными осадочными породами, т. е. кремненакопление как бы «накладывается» в некоторые моменты на обычный ход седиментации, независимо от характера последней; 2) в истории главных геосинклиналей Северной Америки особенно активный вулканизм падает на ордовик и девон, когда были сформированы рассмотренные кремнистые толщи.

Кремнистые горизонты в менилитовой формации Восточных Карпат

Менилитовая серия (олигоцен) была сформирована во внешнем прогибе Карпатской геосинклинали. Выше и ниже этой серии развит флиш, и сама она многими исследователями относится к флишевым образованиям. Ю. М. Пущаровский (1953) выделил ее в самостоятельную формацию — менилитовую, так как она существенно отлична от флиша и связана с особым этапом развития прогиба.

Менилитовая формация подразделяется на три толщи[1]. Нижняя и

[1] Характеристика отложений дана по М. П. Габинет (1961).

верхняя из них образованы преимущественно темными битуминозными аргиллитами, часто кремнистыми, среди которых в подчиненном количестве присутствуют песчаники, тонкие прослои (0,5—5 *см*) бентонитовых глин и крупные конкреции сидеритов. Аргиллиты чаще бескарбонатны, но есть и карбонатные разности, залегающие обычно пачками, приуроченными чаще к верхам разреза. Средняя толща представлена серыми и темно-серыми известковистыми аргиллитами с прослоями песчаников, бентонитовых глин и линзами доломитов. Черные битуминозные аргиллиты встречаются в виде редких и небольших (до 3 *м*) пакетов. В верху формации местами развит горизонт липаритовых туфов, достигающий нескольких десятков метров. Мощность формации изменчивая: от 250—300 до 1900 *м*.

Среди рассмотренных отложений развито два выдержанных кремнистых горизонта, называемых «халцедонолитовыми», или «роговиковыми» (польские геологи).

Нижний горизонт (до 30 *м*) расположен в основании формации. В нем выделены две пачки: 1) пачка чередования черных и темно-серых полосчатых кремней (халцедонолитов) с тонкими пакетами листоватых черных и коричневых битуминозных кремнистых аргиллитов, толщина кремнистых слоев 3—12 *см*; 2) пачка серых окремнелых мергелей с прослоями темно-серых халцедонолитов и кремнистых аргиллитов.

Верхний горизонт (до 8 *м*) залегает в основании третьей толщи. Он представлен в основном тонкочередующимися черными, темно-серыми, коричневыми и серыми опоковидными халцедонолитами и темными листоватыми аргиллитами.

Рассмотрим несколько подробнее состав кремнистых и характерных глинистых пород, слагающих указанные горизонты.

Аргиллиты гидрослюдистые, нередко с примесью монтмориллонита, чаще бескарбонатные; среди них присутствуют как мягкие бескремнистые, так и твердые кремнистые разности (преобладают). Встречаются единичные спикулы губок, раковинки радиолярий и панцири диатомовых. Последние сохраняются плохо (особенно мелкие) и наблюдаются обычно лишь в верхнем горизонте, где иногда присутствуют в больших количествах; часто панцири бывают раскристаллизованы в халцедон, при этом хорошо видна их структура. Это указывает на то, что остатки крупных диатомей могут, во всяком случае иногда, избежать растворения и перекристаллизовываться, не утрачивая формы и структуры панциря. При подобной фоссилизации створки диатомей должны сохраняться в породах так же, как и другие органогенные кремнистые остатки, например радиолярий.

Аутигенный кремнезем в аргиллитах представлен халцедоном, который проникает всю породу и присутствует в виде тончайших (< 1 *мм*) удлиненных линзочек.

Кроме существенно гидрослюдистых аргиллитов, в толще, как указывалось, присутствуют монтмориллонитовые (бентонитовые) глины и туффиты, отличающиеся от остальных аргиллитов гораздо более высоким содержанием легкорастворимого кремнезема. Это объясняется (Габинет, 1961) тем, что при бентонитизации пепла освобождалось значительное количество SiO_2, накопившегося в виде легко растворимого опалового материала, тогда как в обычных аргиллитах кремнистая составляющая представлена в основном биогенным кремнеземом, перекристаллизованным уже в халцедон.

Халцедонолиты представлены несколькими разновидностями, отличающимися цветом, твердостью и структурой основной массы.

Одни из них содержат ничтожное количество опала, глинистой примеси и рассеянного органического вещества; они обычно серые, твердые и состоят из хорошо раскристаллизованного кварца и халцедона. Другие

обогащены органическим веществом, содержат пирит и то или иное количество глины; цвета таких пород черные и коричневые. Установлено, что чем больше органического и глинистого материала, тем хуже раскристаллизован кремнезем, т. е. тем больше в нем криптокристаллической составляющей. Иногда в породе присутствуют спикулы губок и различаются тонкие створки диатомей. В некоторых пачках и пластах присутствуют прослои (1 — 3 *см*) светло-серых опоковидных пористых пород, залегающие в кровле и подошве пластов крепких темных халцедонолитов; такие пачки имеют полосчатый облик. Опоковидные породы состоят из скрытокристаллического кремнезема, содержат больше опала (6—12%), в них чаще присутствует глинистая примесь и почти нет органического вещества. Нередко в опоковидных светлых прослойках присутствует пелитоморфный кальцит (до 40—60%). Латерально такие «полосчатые пачки» замещаются полосчатыми же известняками. Поэтому есть основание предполагать, что опоковидные разности кремней здесь первично являлись либо известняками, либо смешанными кремнисто-известняковыми отложениями.

Кремнистые горизонты менилитовой формации можно определить как аргиллитово-кремнистый комплекс с подчиненным количеством известняков. Кремнистый материал, как мы видели, концентрируется не только в определенных горизонтах, но рассеян в нижней и верхней толщах формации, так что в последней заключены большие его массы. Основная часть кремнезема, несомненно, прошла биогенную фазу, но некоторое количество его связано с освобождением из пепла при бентонитизации.

По поводу причины необычно пышного расцвета диатомовой флоры в олигоцене Восточнокарпатского бассейна приводились разные соображения, в общем повторявшие взгляды, неоднократно высказывавшиеся при изучении отложений сходного типа. Вопросы генезиса кремнистых пород мы рассмотрим специально. Здесь же обратим внимание на следующие два обстоятельства. Во-первых, в менилитовой серии развиты бентонитовые слои, а в аргиллитах, являющихся главной составляющей ее нижней и верхней частей, наряду с гидрослюдой, присутствует монтмориллонит; иначе говоря, пепловый материал играл определенную роль в седиментации. Во-вторых, в конце эоцена на юге Карпатского бассейна имели место подводные излияния основных лав (спилиты); в связи с этим здесь допускается поствулканическая олигоценовая деятельность (Габинет, 1961).

Визейский кремнисто-карбонатно-терригенный комплекс западного склона Южного Урала

В разрезе верхнего палеозоя здесь выделяется повышенной кремнистостью мощная толща отложений куруильской и иткуловской свит. Они залегают выше зилаирской грауваккoво-аспидной формации и ниже глинисто-известняковой бухарчинской свиты, над которой развита флишевая формация. В структурном отношении (как и в двух предыдущих примерах) рассматриваемые отложения принадлежат к внешней приплатформенной части геосинклинали.

Куруильская свита (60—300 *м*) образована тонко- и толстоплитчатыми темными и светло-серыми кремнистыми известняками, пласты которых разделены небольшими слоями темных кремнистых аргиллитов. В тонкоплитчатых известняках иногда присутствует примесь песка и гравия. По химическому составу известняки меняются от слабо- до высококремнистых (SiO_2 около 42%). Кроме известняков, в свите много глинисто-кремнистых и известняково-глинисто-кремнистых ритмитов, в которых толщина слоев разного состава измеряется долями миллимет-

ра. Кремнистые слойки образованы криптокристаллическим кремнеземом, иногда с остатками кремневых губок. Содержание кремнезема в отдельных слоях достигает 87,54% при 0,82% Al_2O_3 и 5,52% $CaCO_3$.

Иткуловская свита (500—600 *м*) состоит из темных, очень твердых кремнистых аргиллитов (преобладают) с многочисленными слоями (0,1—0,5 *м*) глинистых и песчаных, часто окремнелых известняков. Известняки в основании слоев иногда содержат примесь песка и гравия, реже органогенного детрита. Кверху они постепенно сменяются глинистыми разностями, переходящими выше в аргиллиты. По характеру стратификации эти отложения сходны с флишем. В свите довольно много также кремнистых пород, среди которых различаются глинистые и известковые разности. Первые состоят из криптокристаллического кремнезема и глины, обычно концентрирующихся в виде линзовидных прослоек; встречаются спикулы губок. Вторые образованы тонкозернистым кальцитом и халцедоном.

К сожалению, глинистые породы обеих свит не изучены, и поэтому нет никаких данных о присутствии или отсутствии в них измененного пеплового материала. В остальном же эти свиты похожи на отложения менилитовой формации.

В обеих свитах не отмечено вулканических пород, и если вулканогенный материал и присутствует, то только в виде тонкой пепловой примеси, перешедшей в глинистые продукты. Вместе с тем на восточном склоне Урала широко распространены мощные толщи визейских эффузивных пород, как кислых, так и основных (березовская и кизильская свиты Либровича). Последние представлены спилитами, альбитовыми диабазами, часто миндалекаменными, и порфиритами. Среди эффузивов прослеживаются пачки туфов и кремнистых туффитов.

Между выходами куруильско-иткуловских терригенно-карбонатно-кремнистых отложений и нижнекаменноугольных вулканитов расстояние 100—120 *км*, считая поперек прогиба. Нет уверенности, что указанная цифра выражает действительное расстояние между вулканической зоной и местами накопления терригенно-карбонатно-кремнистых осадков; здесь надо иметь в виду сложное тектоническое строение области и отсутствие данных о составе соответствующих по возрасту пород в полосе, разделяющей вулканические и осадочные образования. Последнее обстоятельство позволяет предполагать, что в действительности вулканиты могли располагаться несколько ближе к местам накопления иткуловских осадков. Вероятно, они сменялись к западу вулканогенно-кремнистыми и кремнистыми толщами, которые еще дальше на запад переходили в терригенно-карбонатно-кремнистые накопления.

Кремнисто-терригенная серия ордовика Кокчетавского поднятия (Северный Казахстан)

В южной части Кокчетавского поднятия широко распространены отложения нижнего-среднего ордовика (доландейльские), представленные кремнистыми и терригенными породами, объединенными в кремнисто-терригенную серию[1]. Серия эта несогласно залегает на кембрийских отложениях и покрывается терригенным средним-верхним ордовиком. Серия делится на две толщи: «песчаниковую» и «яшмо-кремнистую».

Первая толща в северной части района образована темными и зелеными граувакковыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с отдельными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, а в южной — зеленоватыми и светлыми олигомиктовыми, существенно квар-

[1] Сведения взяты из статьи Е. А. Бабичева и др. (1965)

цевыми и слюдистыми песчаниками и алевролитами. Мощность толщи 1200 — 1600 *м*.

Вторая толща состоит в основном из яшм, кремнисто-глинистых сланцев и кремнистых алевролитов, окрашенных обычно в разные оттенки красного, желтого и фиолетового цвета. В северной части района в толще присутствуют пачки, в которых кремнистые породы чередуются с зеленоватыми граувакковыми песчаниками и алевролитами. В одном разрезе указываются прослои вишнево-бурых и фиолетовых мелко- и тонкозернистых туфопесчаников. В южной части района яшмы и кремнисто-глинистые сланцы чередуются с олигомиктовыми слюдистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, причем мощные (до 50 *м*) пачки яшм иногда непосредственно заключены между мощными же пластами массивных песчаников. В одном из разрезов присутствует диабазовый агломерат (20 *м*), в котором присутствуют обломки яшм и кремнистых сланцев. В верху толщи среди кремнисто-глинистых сланцев заключены линзы, толщиной 0,3—3 *м*, браунит-псиломелановой руды. Мощность толщи до 1500 *м*.

В рассматриваемой серии, как подчеркивают авторы упомянутой статьи (Бабичев и др., 1965), нет эффузивных пород, однако к западу (правобережье р. Ишим) породы «яшмо-кремнистой толщи» замещаются агломератами и лавовыми брекчиями диабазов и авгитовых порфиритов, образующими невыдержанные залежи, выклинивающиеся на восток. В агломератах содержатся линзы и обломки красных яшм. От этого места отложения «яшмо-кремнистой толщи» прослеживаются на расстояние около 250 *км*. Если на всем этом протяжении среди яшмовой толщи или непосредственно ниже ее действительно нет эффузивов, то кремнистые отложения можно отнести к группе отдаленно-вулканогенных образований.

Все рассмотренные существенно кремнистые комплексы хотя и лишены вулканических пород, но формировались в моменты, когда на некотором, иногда значительном удалении от мест их развития в том или ином виде проявлялась вулканическая деятельность. Такие кремнистые комплексы, в отличие от вулканогенно-кремнистых, часто богаты известняками. В этом отношении они похожи на отложения периферических частей многих вулканогенно-кремнистых формаций. На примере палеозоя Невады и мезозоя Эллинид мы видели, как с удалением от районов концентрации вулканических масс среди кремнистых отложений появляется все больше известняков. По-видимому, известняково-кремнистые комплексы вообще являются характерной периферической градацией многих вулканогенно-кремнистых формаций. Отсутствие таких градаций или «оторванность» их от вулканогенно-кремнистых комплексов часто лишь видимые, объясняемые сложной покровной тектоникой. В связи с этим обращает на себя внимание, что в некоторых «глыбово-брекчиевых» серпентинитовых поясах («зоны меланжа») присутствуют отторженцы кремнисто-известняковых отложений, которые не встречаются в нормальном залегании.

Глава II

ТИПЫ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД И ОСОБЕННОСТИ ИХ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Геосинклинальные кремнистые породы (силициты) представлены сравнительно небольшим количеством характерных типов, отличающихся, как мы видели, внешним видом, комплексом органических остатков и, как будет показано далее, некоторыми геохимическими особенностями. Все эти типы пород издавна были установлены геологами и получили определенные названия, причем один и тот же тип в разных странах иногда определялся неодинаково. Мы не даем здесь классификацию кремнистых пород, ограничиваясь характеристикой типов, наиболее распространенных среди геосинклинальных формаций.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД

Яшмы[1]. Характерный внешний признак — цвет. Доминирует красная окраска, определяемая окисными формами железа (гётит, гематит), хотя встречаются и полосчатые разности: красные прослои в них чередуются с желтыми, лиловыми и зелеными. Полосчатость связана с неравномерным распределением железа, иногда вызванным его постседиментационным перераспределением; зеленые цвета обусловлены примесью хлорита. По кливажу обычно наблюдаются налеты окислов марганца. В исключительных случаях яшмы темно-коричневые или черные, в разной степени оруденелые[2]. Породы первично горизонтальнослоистые; толщина слоев различна — от 0,5—1 *м* до немногих сантиметров и миллиметров (однако тонкослоистые разности сравнительно редки).

В неметаморфизованных образцах яшмы состоят из довольно однородной микро- или криптокристаллической халцедоново-кварцевой массы. Опал присутствует лишь в количестве немногих процентов[3]. Характерны остатки радиолярий (см. табл. I, *1—2*); в одних слоях они редко рассеяны, в других являются основным породообразующим компонентом. Сохранность их иногда исключительно хорошая (несмотря на нижнепалеозойский возраст), но чаще это «шарики» — слепки с раковин, образованные кварцем, халцедоном или, что много реже, новообразованным хлоритом. Изредка встречаются очень тонкие спикулы кремневых губок (отличные от спикул, характерных для мелководных осадков).

Яшмы представляют собою типичный пелитоморфный осадок: терригенная песчано-алевритовая примесь в них, как правило, отсутствует, и лишь изредка отмечаются мелкие осколки полевых шпатов, кварца и вулканического стекла, замещенного хлоритом.

Характерной особенностью, как увидим, является повышенное по сравнению с другими кремнистыми породами содержание марганца, отсутствие углерода и ничтожное количество фосфора.

Кроме чистых яшм, довольно широко развиты глинистые их разности; глинистая примесь образована в основном слюдой или гидрослюдой, в меньшем количестве хлоритом. С увеличением глинистой составляю-

---

[1] Синонимы: красные и зеленые роговики (Hornsteinen), красные и зеленые радиоляриты.

[2] Темный цвет яшм, в отличие от других типов кремнистых пород, связан не с повышенным содержанием углерода, а с примесью окислов марганца.

[3] Сходную породу, но существенно опаловую следует называть яшмовидным радиоляритом (радиоляриевой землей).

щей породы переходят в красные и зелено-красные кремнистые аргиллиты, плитчато-оскольчатые или с костыльчатой отдельностью, характерной для туфов.

Фтаниты[1]. Внешне они резко отличаются от яшм темной окраской; это почти черные или темно-серые породы с синеватым, коричневым или зеленоватым оттенком. Их окраска зависит от несколько повышенного содержания органического вещества и закисных форм железа. На поверхности выветривания тонкоплитчатые их разности легко обесцвечиваются, приобретая фарфоровидный облик.

Несмотря на резкое отличие по цвету, основной минеральный состав, структурные, текстурные признаки и стратификация у фтанитов и яшм поразительно сходны. Они тоже состоят из однородной массы микро-криптокристаллического кварца и халцедона с незначительным содержанием опала[2]. В них тоже очень обильны радиолярии (см. табл. I, *3*); в некоторых слоях присутствуют остатки хитинового планктона (см. табл. II, *1*), а в ордовикских и силурийских толщах, кроме того, остатки граптолитов.

Во фтанитах нередко наблюдаются линзочки, прослойки и конкреции, состоящие из фосфата кальция, особенно заметные на выветрелой поверхности, где они белым цветом резко выделяются на темном фоне породы.

От яшм фтаниты отличаются, как мы видели, некоторыми особенностями химического состава, а именно: закисной формой аутигенного железа, в среднем повышенным значением фосфора и углерода и ничтожным — марганца.

Важные данные о различии в структуре кремнезема яшм и фтанитов получены при электронномикроскопических исследованиях (метод угольных реплик) А. Д. Петровским и В. А. Шитовым (1966). По их данным, яшмы характеризуются исключительной равнозернистостью в пределах каждой реплики и постоянным кварцевым составом, во фтанитах же преобладает халцедон, и они неравномерно раскристаллизованы. Реплики яшм весьма сходны с таковыми новакулита (Folk, Weaver, 1952). Было высказано предположение, что последний является продуктом замещения известняка. Так как электронномикроскопическое исследование кремней продвинулось мало, пока опасно распространять подобные выводы на всю группу пород и, конечно, на яшмы, но, вероятно, в дальнейшем этот метод в комплексе с другими будет способствовать выяснению генезиса разных типов кремней.

Фтаниты представлены как чистыми, так и глинистыми разностями, причем последние развиты более широко, чем глинистые яшмы. Глинистая примесь гидрослюдистая или гидрослюдисто-хлоритовая, и при ее большом количестве порода переходит в черный кремнисто-глинистый сланец, или кремнистый аргиллит. Последний иногда имеет костыльчатую отдельность, характерную для туфов (туфогенный аргиллит).

Диатомиты и их измененные аналоги[3] *(опоки, порцеланиты и трепелы)*. Это легкие, существенно опаловые породы, как светлые, часто с желтоватым или зеленоватым оттенком, так и темные — коричневатые, вплоть до черных. В мало измененных разностях кремнистая составляющая почти нацело представлена панцирями диатомей (см. табл. II, *3*), но при постседиментационном изменении они постепенно исчезают, как мы видели на примере отложений монтерейской формации, и порода переходит в пористую опаловую породу, называемую порцеланитом, опокой или трепелом. В отличие от яшм и фтанитов все эти поро-

[1] Синонимы: лидит, темный роговик, иногда кремень или флинт.

[2] При преобладании опала породу можно назвать фтанитоподобным радиоляритом.

[3] Рассматриваются только породы из туфовых формаций.

ды обогащены пеплом (или продуктами его изменения), часто карбонатны и содержат раковинки фораминифер; но главное отличие — это состав кремневого планктона. В диатомитах из туфовых толщ радиолярии либо отсутствуют, либо их мало, а яшмы и фтаниты представляли собою осадки существенно радиоляриевые, хотя диатомовые тоже могли принимать участие в их образовании.

Основная масса SiO_2 в рассматриваемых породах биогенная, но в толщах, испытавших значительное погружение, возможно присутствие и кремнезема, освобождающегося при глинизации пеплов (особенно кислых), прослои которых обычны среди диатомитов.

При увеличении пепловой примеси диатомиты переходят в пеплистые (или туффитистые) диатомиты, туфо-диатомиты и диатомовые (кремнистые) туффиты. Все эти разности четко устанавливаются в третичных отложениях и встречаются в меловых. В более древних породах остатки диатомовых, как известно, отсутствуют, причем нет твердой уверенности, вызвано ли это отсутствие тем, что их панцири не сохраняются, или тем, что диатомовые в массовом количестве появились только с мелового периода или, может быть, с поздней юры.

Кремни[1] *и кремнистые сланцы.* Так обычно называют кремнистые породы, когда они не имеют типичного для яшм и фтанитов облика. Цвета их разные — серые, голубоватые, розовые, зеленые или темные. Органогенные кремнистые остатки (радиолярии, губки) могут быть и могут не быть. Чаще всего такие породы похожи на фтаниты (или глинистые их разности), и, вероятно, поэтому не раз возникала дискуссия, следует ли рассматривать их как разные типы пород или это синонимы. Дискуссия (Heritsch, Heritsch, 1943) внесла мало ясности в вопрос, потому что не были найдены четкие объективные критерии для диагностики первичного облика различных кремнистых пород. Имея это в виду, пока целесообразно использовать «формационную» принадлежность пород для решения номенклатурного вопроса, хотя, несомненно, это не лучший выход из положения. Яшмы и фтаниты имеют характерный химический состав, в них обязательно присутствуют обильные, хотя и неравномерно распределенные, остатки радиолярий: породы эти связаны с определенными структурными условиями и с определенными магматическими породами. Если мы встречаем яшмоподобные или фтанитоподобные силициты без остатков радиолярий, или с иной химической характеристикой, или находящиеся в другом парагенезе, то лучше называть их не яшмами или фтанитами, а кремнями или кремнистыми сланцами, как это часто и делается.

Вероятно, в эту группу попадут породы, разные по происхождению: диатомиты, в которых полностью стерта органогенная структура, окремнелые известняки, измененные кислые туфы, туффиты и разнообразные катагенетические кремни, в том числе и возникающие за счет SiO_2, освобождающегося при глинизации пепла. Конечно, если не возникает сомнения, что мы имеем дело с кремнистым туффитом или окремненным туфом, то мы так и назовем породу, сохраняя термин «кремень» для отложений, в генезисе которых не уверены. Рассмотрим в связи с этим некоторые примеры.

1. В нижней части монтерейской формации присутствуют, как мы видели, черные плотные кремнистые породы, похожие внешне и по составу на фтанит, но не содержащие остатков радиолярий. Этот признак, а также присутствие карбонатов, остатков фораминифер и развитие пород среди туфового комплекса не позволяет считать породу фтанитом.

---

[1] Синоним — флинт (употребляется редко, преимущественно для разностей с раковистым изломом).

2. В некоторых горизонтах рассмотренной выше менилитовой серии Восточных Карпат, состоящей из битуминозных аргиллитов с прослоями алевролитов и бентонитов, присутствуют пачки фтанитоподобных кремнистых пород (халцедонолиты). В них отмечаются немногочисленные остатки радиолярий, спикулы губок и крупных диатомей. По косвенным данным, породу считают измененным диатомитом, хотя по высокому содержанию SiO_2 (см. фиг. 34, *В*) она отличается от обычных диатомитов из туфовых толщ и в этом отношении приближается к фтанитам. Очевидно, такую породу следует отнести к группе кремней или кремнистых сланцев, но не к фтанитам или диатомитам.

3. В яшмовой формации Ферганы наряду с типичными яшмами встречаются яшмовидные красные и зеленые кремнистые сланцы, в которых содержание P_2O_5 выше, чем MnO; по этому признаку, как увидим, породы ближе к фтанитам, чем к яшмам, хотя внешне похожи на последние. Такие породы лучше называть яшмовидными кремнями, чем яшмами.

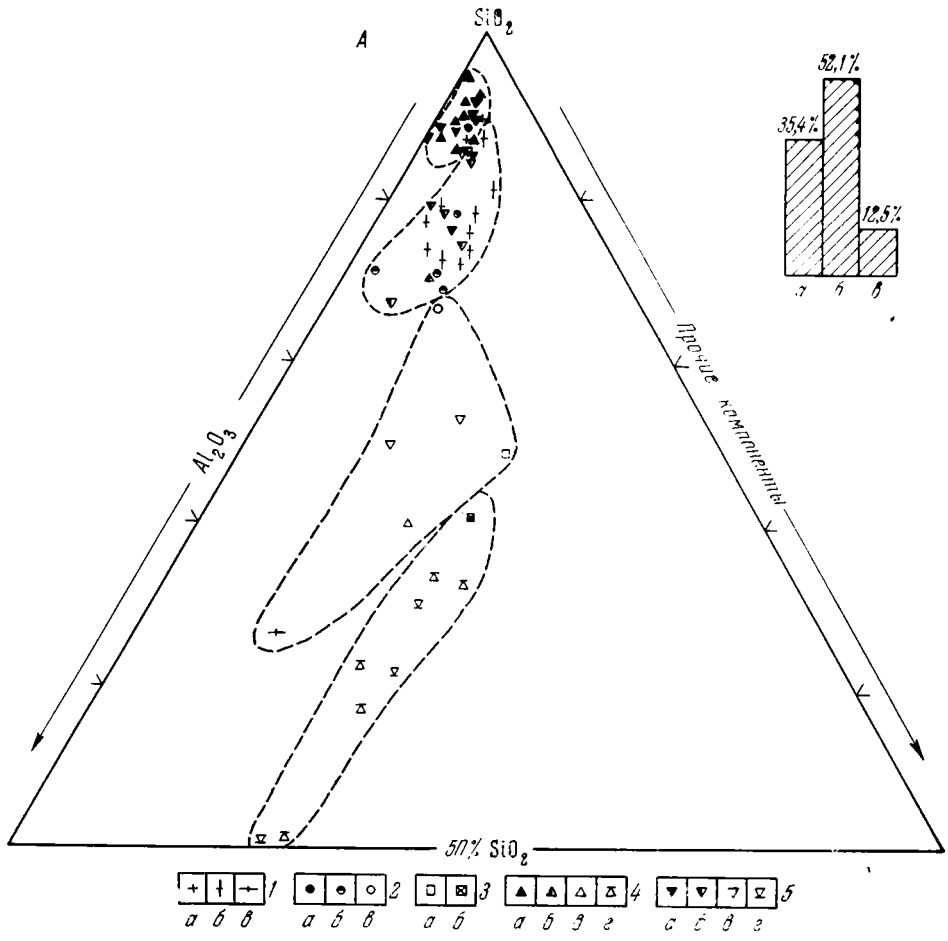
Спонголиты. В отличие от других типов кремнистых пород спонголиты в геосинклинальных формациях встречаются сравнительно редко. Они представлены как яшмовидными, так и фтанитоподобными разностями. В терригенно-карбонатно-кремнистых ассоциациях эти породы имеют довольно грубую структуру, обусловленную скоплением крупных спикул; в палеозойских вулканогенно-кремнистых формациях спонголиты обычно состоят из тончайших игол губок (см. табл. III, *1*), очень похожих на встречающиеся в некоторых третичных диатомитах (см. табл. III, *2*). Такие спонголиты обычно чередуются с тонкими витрическими туфами и туффитами (см. табл. IV, *1*, *2*). Возможно, что в палеозое губковые кремнистые породы появлялись в условиях, близких к тем, при которых в мелу и кайнозое имел место расцвет диатомовой флоры.

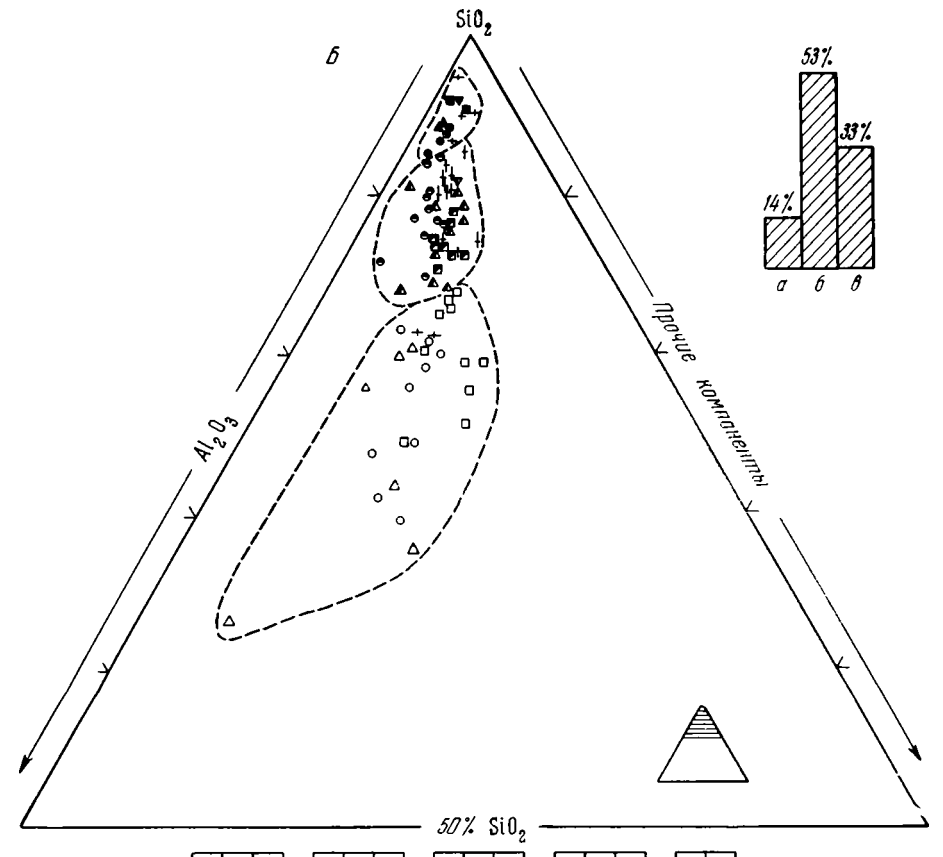
Новакулиты. Особой разновидностью кремней являются новакулиты. Название это происходит от латинского слова «nevacula» — бритвенный оселок. Термин имеет ограниченное распространение и встречается лишь в американской литературе. Так обозначают светлую, очень плотную и однородную микрокристаллическую кварцевую породу. Среди других кремней она выделяется светлым цветом и исключительно чистым кварцевым составом. Порода почти лишена глинистой и другой примеси и на диаграммах, иллюстрирующих химический состав разных типов силицитов, занимает особое место (см. фиг. 34, *В;* 35).

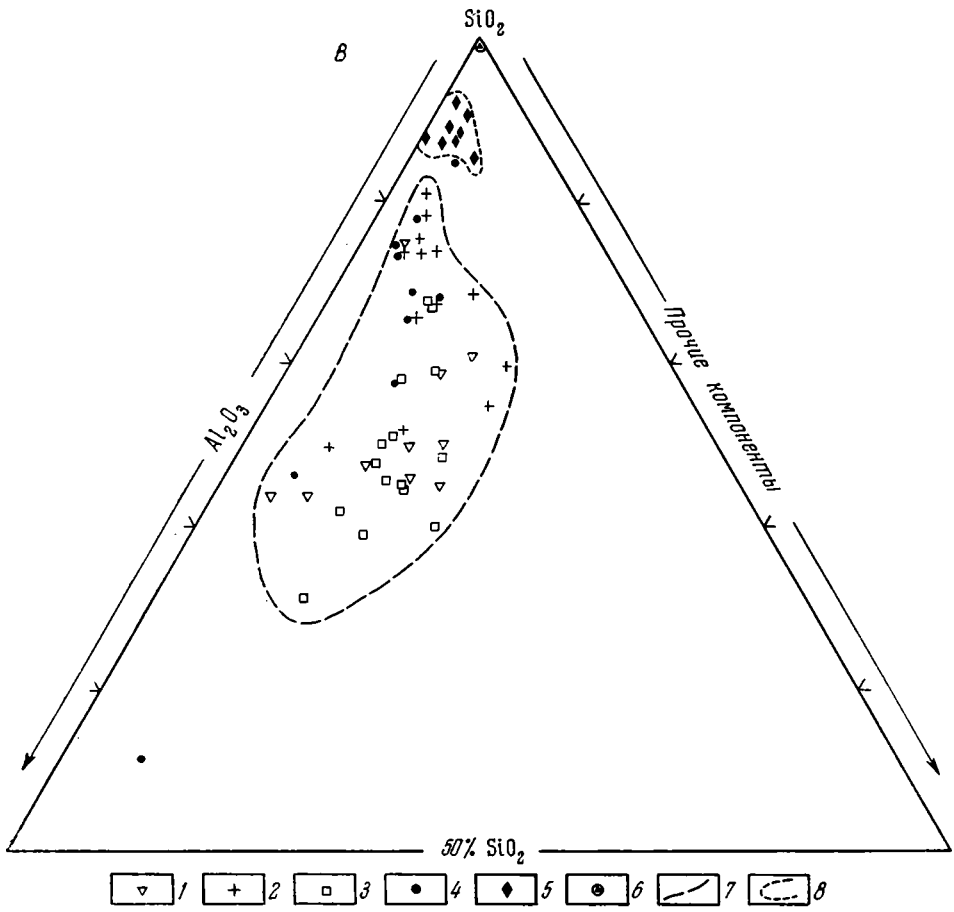
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Основной химический состав у всех геосинклинальных кремнистых пород сходен. Главные их компоненты: свободный кремнезем и алюмосиликатная примесь (обычно глина или пепел), соотношение которых меняется в широких пределах. Существует непрерывный ряд силицит — глина (силицит — туф), подобный ряду известняк — глина. Применив с незначительными изменениями известную схему С. Г. Вишнякова, принятую для классификации известняков, в кремнистом ряду можно выделить следующие пять типов пород (табл. 5).

Использование приведенной классификации требует, как само собою понятно, установления в породе относительного количества свободного кремнезема. Прямым химическим анализом это сделать нельзя. Обычное определение форм SiO_2 даст явно неверные результаты; сильно заниженным оказывается содержание свободной SiO_2 и настолько завышенным алюмосиликатный кремнезем, что пересчитать его ни на один из присутствующих минералов невозможно. Поэтому приходится лишь приближенно оценивать количество несвязанной SiO_2 путем пересчета данных анализа на минералы. Система такого пересчета была







Фиг. 34. Диаграммы, иллюстрирующие основной состав яшм (*А*), фтанитов (*Б*) и кремнистых пород из туфовых толщ (*В*)

А: *1* — девон Южного Урала; *2* — ордовик Южного Урала; *3* — кульм Центральной Европы; *4* — юра-мел Калифорнии (францискан); *5* — другие толщи

Б: *1* — силур Южного Урала; *2* — девон Южного Урала; *3* — палеозой Невады; *4* — силур и карбон Центральной Европы; *5* — другие толщи

В: *1* — диатомиты; *2* — опоки, трепелы, порцеланиты; *3* — туффиты и туфогенные силициты; *4* — кремни менилитовой серии; *6* — новакулит Арканзаса; *7* — контур туфово-диатомитового поля; *8* — контур поля менилитовых кремней.

Содержание свободной SiO_2: *а* — 90%, *б* — 75—90%, *в* — 50—75%, *г* — < 50%

Вверху справа — диаграммы, иллюстрирующие частоту встречаемости чистых (*а*), глинистых (*б*) и сильно глинистых (*в*) разностей

Таблица 5

Классификация кремнистых пород по составу*

№ п п	Порода	Содержание свободного SiO_2, %	Основная примесь	
			глина	пепел
1	Силицит (яшма, фтанит и др.)	>90 **	+	+
2а	Глинистый силицит	75—90	+	—
2б	Пепловый (тефровый) силицит	75—90	—	+
3а	Сильно глинистый силицит	50—75	+	—
3б	Туфосилицит (туфо-диатомит и др.) . .	50—75	—	+

* Классификация эта применима лишь к породам бескарбонатным или с незначительным количеством карбонатов.

** Напомним, что для карбонатных пород соответствующая градация имеет значение > 95%. Изменение здесь вызвано тем, что столь чистые кремни встречаются редко в отличие от известняков и доломитов. По-видимому, это определяется более медленной седиментацией кремнистого материала по сравнению с карбонатным.

предложена Дж. Имбри и А. Полдервартом (Imbrie, Poldervaart, 1959); точность ее 5%. Пересчет довольно сложный и для нашей задачи может быть сильно упрощен. Ограничимся приблизительным определением SiO_2, входящего в алюмосиликаты, и по разности вычислим содержание несвязанного кремнезема [1].

При расчете воспользуемся следующими данными. На 1 часть Al_2O_3 приходится SiO_2: в сериците — 1,2 части (Бетехтин, 1950); в гидрослюдах — от 1,5 до 2; в хлорите — от 1 до 1,9; в монтмориллоните — 2,5—3 (Гримм, 1956; табл. В, Д, Е), а в риолите — около 5 (Заварицкий, 1956; табл. 25). Пользуясь этими цифрами, можно приблизительно оценить содержание свободного кремнезема и соответственно квалифицировать породу. Для фтанитов и яшм при расчете примем коэффициент 1.5, а для кремней из туфовых толщ — 3 (монтмориллонит) или 5 (стекло). Расчет этот приблизительный и применим лишь к породам без заметной алевритово-песчаной примеси. Присутствие значительного количества обломочного кварца сделало бы все расчеты неверными по существу.

Обратимся теперь к фактическому материалу. В литературе можно найти значительное количество химических анализов различных типов кремнистых пород. Для яшмовой группы собрано 57 анализов (табл. 6), для фтанитовой — 83 (табл. 7), а для кремнистых пород из туфовых толщ — около 56 (табл. 8), причем некоторые из них представляют среднее из многих анализов. К сожалению, значительное количество данных представляют результат неполного анализа.

Фтаниты и яшмы характеризуются бескарбонатностью, для силицитов из туфовых серий этот признак не постоянен: многие из них тоже почти лишены карбонатной примеси, в других она значительна.

Распределение различных компонентов в породах рассмотрено ниже [2].

[1] Выборочный пересчет анализов по системе Имбри и Полдерварта показал, что полученные значения свободной SiO_2 отличны от наших в пределах 5%, т. е. на допускаемую по системе ошибку.

[2] Использованы лишь данные по основным компонентам, так как анализы «малых элементов» выполнялись разными методами и трудно сравнимы.

№ пп	Местонахождение, возраст	Тип породы	№ обр.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O
1	Южный Урал, девон	1	1572	93,64	2,22	2,83				
2			1574	94,79	2,5	1,07				
3		2	1309	88,69	2,6	9,04				
4			1573	93,78	3,04	1,56				
5			1319	87,04	3,45	7,39				
6			1576	85,91	5,86	4,62				
7	Южный Урал (Орский район), девон	2		90,65	5,21	2,92		0,11	0,21	
8				89,50	3,06	0,81		0,14	1,50	
9				89,33	4,93	2,07		0,25	1,62	
10				83,30	4,65	6,15		0,13	1,16	
11				86,95	5,83	2,34		0,25	2,15	
12				88,03	5,36	2,32		0,24	2,55	
13		3		63,55	7,40	11,45		0,26	8,38	
14	Южный Урал, ордовик	1	1847	94,22	1,97	1,08	0,53	0,41	0,64	0,27
15		2	1735	85,5	1,4	9,11	0,72	0,52	0,61	0,07
16			835	89,16	3,91	1,06	0,96	1,59	0,63	0,5
17			163	85,41	4,77	2,36	0,77	0,9	0,81	0,38
18			710	84,6	5,58	0,87	0,41	0,6	2,13	0,76
19		3	846	83,22	6,0	1,81	0,7	1,3	0,91	0,58
20	Центральный Казахстан	1	118а	94,68	1,84	1,49	0,32	0,10	0,62	0,14
21		2	118б	89,76	2,37	3,07	0,43	0,26	1,56	0,14
22		4	336	60,92	15,06	8,09	1,61	3,03	1,54	3,00
23	Хабаровский край, кембрий	2	А	87,43	5,13	2,11	0,44	1,03	0,41	0,73
24	Гарц, карбон	3	51	74,5	14,0	1,8	1,0	0,8	0,2	0,1
25		4	8589	70,6	14,2	4,5	0,0	1,0	0,1	0,06
26	Калифорния, юра	1	6	97,4	0,47	1,3	0,26	Нет	0,05	0,01
27			2	93,5	0,96	2,8	Сл.	0,1	0,42	0,01
28			3	95,9	1,1	1,7	0,34	0,1	0,5	0,02
29			4	94,7	1,1	2,7	0,22	0,14	0,06	0,01
30			7	96,5	1,5	0,34	0,38	0,16	0,17	0,11
31			21	95,0	1,7	0,78	0,11	0,23	0,41	0,09
32			5	93 0	2,0	2,4	Ст.	0,13	0,11	0,11
33			1	93,54	2,26	0,48	0,79	0,66	0,09	0,37
34		2	9	84,9	4,8	2,1	1,8	1,2	0,46	0,7
35		3	1	69,98	11,69	6,23	1,08	1,29	0,38	0,73

Таблица 6

из различных толщ (в вес. %)

K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	H_2O	C	CO_2	Сумма	Свободная SiO_2	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$Fe_{эл}$	$Mn_{эл}$	$\frac{Fe}{Mn}$
	0,08	0,073	0,14		Нет			90,30	42,18	1,96	0,108	18,1
	0,12	0,0027	0,083		0,01			91,04	37,91	0,74	0,03	249,0
	0,08	0,008	0,25		Нет			84,79	34,11	6,31	0,19	33,2
	0,12	0,012	0,038		»			89,22	30,82	1,09	0,03	36,33
	0,19	0,084	0,038		»			81,87	25,22	5,16	0,03	172,0
	0,19	0,068	0,079		»			77,12	14,66	3,22	0,06	53,67
			Нет	0,14		0,33	99,57	82,84	17,40	2,04	—	
			Сл.	0,07		0,83	95,91	84,91	29,24	0,57	—	
			»	0,18		0,50	98,88	81,94	18,11	1,45	—	
			»	0,15		0,61	99,85	79,33	18,56	4,30	—	
			0,84	0,08		0,35	98,79	78,21	14,91	1,64	0,65	2,5
			0,34	0,12		0,40	99,36	77,99	16,42	1,62	0,6	2,7
			7,73	0,25		0,38	99,67	52,44	8,6	8,00	5,99	1,33
0,55	0,08	0,09	0,17	0,54	Нет	0,08	100,63	91,27	47,82	1,16	0,13	8,92
0,11	0,12	0,08	0,45	1,47	0,03	0,06	100,25	83,4	61,07	6,92	0,35	19,77
0,31	0,2	0,09	0,12	2,03	0,2	0,02	100,78	83,30	22,80	1,46	0,09	16,22
1,06	0,3	0,04	0,17	2,4	0,19	Нет	99,56	78,26	17,9	2,23	0,13	17,15
0,94	0,33	0,04	0,14	2,15	0,22	0,08	99,85	76,23	15,14	0,92	0,108	8,51
0,94	0,28	0,09	0,14	3,72	0,27	Нет	99,96	74,22	13,87	1,79	0,108	16,57
0,28	0,08	0,01	0,09	0,24	0,03	Нет	99,92	91,92	51,46	0,25	0,07	3,5
0,40	0,08	0,04	0,20	0,69	Нет	0,80	99,80	86,21	37,87	0,33	0,16	2
2,28	0,85	0,01	0,20	3,29	Нет	0,06	99,94	38,33	4,05	1,24	0,16	8
1,24	0,33	0,03	0,13	1,02	Нет	0,42	100,45	79,74	17,04	0,34	0,10	3,4
3,2	0,22	0,02	0,06	4,8			100,7	53,5	5,32	2,02	0,046	43,91
3,2	0,2	0,09	0,07	5,4			99,42	49,3	4,97	3,14	0,05	62,8
0,04	0,03	0,04	0,02	0,62			100,2	96,7	207,2	1,09	0,015	72,65
0,08	0,04	0,03	1,3	0,94			100,2	92,06	97,39	1,95	1,007	1,93
0,26	0,06	0,02	0,05	0,81			100,9	94,25	87,18	1,44	0,038	37,89
0,37	0,06	0,03	0,05	0,79			100,2	93,05	86,09	2,05	0,038	53,94
0,26	0,08	0,04	0,03	0,8			100,4	94,25	64,33	0,53	0,02	26,5
0,33				0,79		0,03	99,97	92,45	55,88	0,63	0,14	4,5
0,41	0,12	0,05	0,4	1,26			100,0	90,0	46,5	1,67	0,3	5,56
0,51			0,23	0,93			99,86	90,15	41,38	0,93	0,18	5,16
0,31	0,18	0,02	0,46	2,72			99,7	77,7	17,68	2,84	0,35	8,11
3,72		0,05	0,49	3,95			99,59	52,45	5,98	5,17	0,38	13,60

№ пп	Местонахождение, возраст	Тип породы	№ обр.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O
36	Калифорния, юра	4	4	60,9	13,1	9,2	1,0	2,3		0,08
37			6	66,7	14,1	6,5	0,58	1,6	0,05	0,1
38			5	58,4	14,3	7,4	—	3,3	2,0	1,7
39			2	50,58	14,35	15,64	0,65	3,08	1,77	0,7
40			7	66,3	15,9	3,3	0,96	1,8	0,05	0,18
41	Сахалин, мезозой	2	530/3	93,05	2,48	0,83	0,54	0,23	0,59	0,39
42			110/63	92,10	3,12	0,76	0,52	0,42	0,47	0,34
43		4	93/63	50,43	13,07	15,77	1,83	2,92	2,24	1,09
44	Югославия, мезозой	1	А	95,74	1,77	0,68	0,44	0,23	0,58	0,19
45		2	Б	92,59	2,97	0,74	0,13	0,54	0,61	0,19
46	Борнео, юра	1	11	94,9	2,31	1,19		0,3	0,3	0,5
47	Швейцария, юра	1	5	93,58	0,00	0,85		Сл.	2,28	0,00
48		2	10	83,67	3,3	7,74		0,5	0,4	1,0
49	Невада, пермь	2	8	89,15	3,45	0,58	2,19	1,05	0,24	0,22
50	Италия, юра		12	88,2	4,4	3,91		1,25	0,3	0,6
51	Швейцария, юра	3	9	76,54	10,65	4,02		0,79	0,48	4,4
52			3	74,90	7,72	5,57		1,68	2,18	1,22
53		4	2	65,08	14,19	8,70		1,00	0,14	8,53
54	Сихотэ-Алинь, карбон	1		94,25	0,51	1,94	1,75	0,37	0,38	0,05
55				93,58	1,47	0,91	1,52	0,34	0,42	0,03
56		2		92,98	2,25	0,77	1,28	0,63	0,50	0,08
57				92,92	2,60	0,81	0,89	0,17	0,47	0,13

Примечание. Пропуски в табл. 6, 7 и 8 означают, что данный окисел или элемент не
№ 1—6, 20—23, 41—45 — проанализированы в химической лаборатории ГИН АН СССР (аналитики 41—43 — Н. А. Богдановым; 44—45 — Б. Чиричем; 54—57 — Е. А. Киреевой; 7—13 — из работы Малахова 1957); 26—40 — из работы Бейли и др. (Bailey et al., 1964), а также Максвелла (Maxwell, 1963);

Кремний и алюминий

Содержание и соотношение SiO_2 и Al_2O_3 во фтанитах и яшмах сходно, что хорошо выражают диаграммы (фиг. 34, *А, Б*) и график (фиг. 35). По соотношению этих компонентов все образцы составляют единый ряд, причем чем больше анализов (фтаниты), тем он непрерывнее. Это хорошо иллюстрирует формальность принятых границ между типами пород в системе силицит—глина.

Собранный аналитический материал показывает, что относительное количество высококремнистых разностей во фтанитовых и яшмовых породах неодинаково. Так, среди первых чистые фтаниты составляют

Таблицы 6 *(окончание)*

K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	H_2O	C	CO_2	Сумма	Свободная SiO_2	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$Fe_{эл}$	$Mn_{эл}$	$\frac{Fe}{Mn}$
4,9	0,92	0,14	0,11	6,6			99,2	41,25	4,64	7,20	0,085	84,70
3,8	0,81	0,09	0,10	5,2			99,6	45,6	4,73	4,98	0,077	64,64
3,9	0,66	1,3	1,4	5,1			99,5	37,0	4,08	5,17	1,08	4,78
3,84	0,55	—	0,36	8,49			100,01	29,06	3,52	11,42	0,27	42,27
4,9	0,76	0,27	0,08	5,6			100,01	42,5	4,16	3,03	0,06	50,5
0,64	0,28	0,03	0,04	0,77	Нет	0,40	100,27	89,33	37,9	0,42	0,03	14,0
0,71	0,19	0,04	0,06	0,95	»	0,36	100,04	87,42	29,77	0,40	0,05	8,0
4,75	1,18	0,45	0,64	4,20	Нет	0,40	99,77	30,83	3,85	1,41	0,50	2,8
0,35	0,09	0,01	0,02	0,39	Нет	Нет	100,49	93,08	54,09	0,82	0,016	51,25
0,60	0,12	0,01	0,18	1,10	Нет	Нет	99,78	88,13	31,18	0,62	0,14	4,43
	0,1	Сл.		1,35				91,44	41,08	0,83		
0,63	Сл.	Сл.	0,05	1,65		1,01	100,06	93,58	—	0,59	0,038	15,5
1,42	0,4	0,1	0,3	0,95				78,72	25,35	5,41	0,23	23,52
0,53	0,22	0,4	0,3	1,17	0,11			83,98	25,84	2,07	0,23	9,0
	0,2	Сл.		1,25				81,6	20,04	2,72		
1,03	0,57	0,13	0,61	0,7		0,0		60,57	7,18	2,80	0,46	6,08
2,56	0,62	0,24	0,15	2,32		1,13	100,29	63,32	9,7	3,89	0,11	35,36
0,00	0,71	0,18	1,14	0,39		0,00	100,06	43,80	4,51	6,08	0,88	6,9
0,26	0,11	Не опр.	0,05	0,04	0,44		100,15	93,49	184,8	2,71	0,039	69,5
0,32	0,13	» »	0,08	0,03	0,67		99,5	91,38	63,66	1,81	0,062	29,2
0,40	0,09	Нет	0,05	0,07	0,70		99,8	89,60	41,32	1,52	0,039	39,0
0,75	0,09	»	0,03	0,17	1,01		100,04	89,02	35,74	1,25	0,023	54,3

определялся или его содержание в использованном литературном материале не указано.
М. А Канакина, Н. Н. Шатская); 20—22 — собраны С. Г. Самыгиным; 23 — В. З. Блисковским; и Неделяева (1940); 14—19 — из работы А. А. Гаврилова (1967); 24—25 — из работы Х. Хосса (Hoss, 46—51 — из работы Крессмана (Cressman, 1962); 52—53 — из работы Якобы (Jakob 1925).

только 15,6%, глинистые — 50,6%, а сильно глинистые — 33,8%; для яшм эти цифры будут соответственно равны 35,4%, 52,1% и 12,5%. Увеличение числа анализов яшм, по-видимому, изменит эти соотношения лишь в сторону роста первых чисел. Таким образом, в вулканогенно-яшмовых формациях чисто кремнистых пород больше, чем в вулканогенно-фтанитовых.

На графике соотношения SiO_2 и Al_2O_3 образцы и фтанитов, и яшм концентрируются в полосе, следующей в общих чертах за линией А[1].

[1] Принцип построения графика и кривая А на нем взяты из работы Е. Р. Крессмана (Cressman, 1962).

№ п п	Местонахождение, возраст	Тип породы	№ обр.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O
1	Южный Урал, силур	1	3522	94,40	1,70	0,43				
2			3520	93,81	1,69	0,56				
3			3523	93,60	1,47	0,39				
4			3529	92,46	1,36	0,52				
5		2	2946	92,55	1,83	1,23				
6			2720	92,07	1,54	1,66				
7			2838	90,30	2,73	1,05				
8			3537	89,90	2,74	0,48				
9			2781	89,18	3,11	0,87				
10			3453	88,69	2,62	0,82				
11			2944	88,57	4,06	1,64				
12			3521	88,35	4,31	0,99				
13			2903	87,48	3,78	1,58				
14			2799	85,90	2,07	1,10				
15			3444	84,85	5,0	0,78				
16		3	2724	81,65	5,34	3,32				
17			3912а	80,94	7,23	0,30	2,37	1,41	1,06	1,35
18			2727	80,01	8,33	2,53				
19			3076	79,12	7,91	2,30				
20			4118	77,95	7,57	1,46	0,41	0,96	0,48	0,18
21			3317	74,31	9,65	2,32				
22			2697	73,94	7,55	5,23				
23			2899	70,90	9,28	4,40				
24			3821	69,48	11,28	2,22	1,33	2,33	2,23	0,72
25	Южный Урал, девон	1	2775	93,39	2,19	0,28	0,76			
26			431а	97,31	0,88	0,29	0,41			
27			22	95,13	2,59	0,32	0,27			
28			112	95,04	1,91	Нет	0,88			
29		2	2668а	92,75	3,24	Нет	0,36			
30			2793а	91,91	2,73	0,92	0,44			
31			21	91,45	3,58	Нет	1,87			
32			2793	91,29	3,31	0,32	0,42			
33			2663	91,26	2,84	0,01	0,59			
34			2646	90,58	3,42	0,16	0,23			
35			2647	90,44	3,68	0,48	0,28			
36			2803	87,02	4,72	Нет	1,13			
37			2424	90,15	3,21	0,05	3,13			
38			2474	87,39	4,83	Нет	3,43			
39			36	87,31	6,79	0,22	0,36			
40			35	86,49	5,92	1,05	1,14			
41		3	112а	81,53	6,17	3,20	0,74			
42			1352	81,20	7,28	2,71	0,85			

Таблица 7

кремнистых пород из различных толщ (в вес. %)

K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	П. п. п.	C	CO_2	Сумма	Свободная SiO_2	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$Fe_{эл}$	$Mn_{эл}$	$\frac{Fe}{Mn}$
	0,12	0,02	Нет		0,58			91,85	55,53	0,30	—	—
	0,13	0,02	0,007		1,03			91,28	55,51	0,39	0,005	78, 0
	0,13	0,02	Нет		1,36			91,40	63,66	0,27	—	—
	0,12	0,08	»		1,83			90,42	67,98	0,36	—	—
	0,10	0,42	Сл.		1,36			89,81	50,57	0,86	Сл.	—
	Сл.	1,10	Нет		0,83			89,76	59,70	1,16	—	—
	»	0,68	»		1,28			86,21	33,07	0,73	—	—
	0,20	0,09	»		1,91			85,74	32,8	0,34	—	—
	Сл.	0,91	»		2,08			84,52	28,6	0,61	—	—
	0,23	0,04	0,007		1,79			84,76	33,73	0,57	0,005	114,0
	Сл.	0,96	0,01		0,23			82,48	21,77	1,15	0,007	149,3
	0,25	0,04	0,007		1,96			81,89	20,49	0,69	0,005	138,0
	0,23	0,93	Сл.		1,06			81,81	23,14	1,10	Сл.	—
	0,19	0,56	»		5,08			82,8	41,49	0,77	»	—
	0,30	0,09	Нет		2,41			77,35	16,97	0,52	—	—
	0,25	0,67	0,08		2,65			73,04	15,29	2,32	0,06	38,5
1,48	0,40	0,92	0,13		0,68	0,20		70,08	11,19	2,03	0,10	203,0
	0,43	0,77	Сл.		0,20			67,52	9,60	1,77	Сл.	
	0,43	0,32	0,007		1,20			67,26	10,0	1,60	0,005	320,0
1,97	0,50	0,55	Нет		3,32	0,04		66,60	10,29	1,33	—	
	0,49	1,06	0,01		1,03			59,84	7,70	1,62	0,007	210,5
	0,43	0,77	0,08		0,42			62,62	9,79	3,65	0,06	60,8
	0,43	0,97	0,01		2,47			55,98	7,64	3,07	0,007	398,5
2,70	0,60	1,37	0,02		2,10	Нет	100,66	52,56	6,16	2,56	0,015	170,5
	0,08	0,32	0,02		0,19			90,11	42,64	0,77	0,015	51,3
	Нет	0,23	Нет		0,34			95,99	110,57	0,51	—	
	0,08	0,23	»		0,03			91,25	36,74	0,42	—	
	0,12	0,40	0,01		0,45			92,18	49,75	0,67	0,007	96,1
	Нет	0,16	Нет		0,57			87,89	28,62	0,27	—	
	0,16	0,16	Сл.		0,10			87,82	33,66	0,98	Сл.	
	0,16	0,23	0,03		0,11			86,08	25,54	1,43	0,02	71,5
	0,20	0,18	Сл.		0,48			86,33	27,55	0,54	Сл.	
	Нет	0,14	Нет		1,96			87,00	32,13	0,45	—	
	0,24	0,14	»		0,78			85,45	26,46	0,28	—	
	0,20	0,14	Сл.		0,93			84,92	24,57	0,54	—	
	0,24	1,20	Нет		2,13			79,54	18,43	0,86	—	
	0,20	0,27	0,27		0,23			86,31	28,08	2,43	0,21	116,1
	0,28	0,32	0,09		0,19			80,15	18,09	2,63	0,07	37,5
	0,41	0,03	0,01		0,30			77,13	12,85	0,42	0,007	60,6
	0,27	0,14	0,63		0,10			77,61	14,60	1,60	0,48	3,3
	0,30	0,18	1,05		0,24			72,48	13,21	2,79	0,81	3,4
	0,32	0,37	0,02		1,15			70,28	11,15	2,54	0,015	169,0

№ пп	Местонахождение, возраст	Тип породы	№ обр.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O
43	Невада, палеозой	1	818	94,4	1,1	0,18	0,28	0,11	0,27	0,4
44			577	94,5	1,1	0,41	0,19	0,08	0,14	0,06
45		2	564	90,2	4,2	0,36	0,11	0,39	0,1	0,11
46			508	87,8	5,0	0,63	0,14	0,49	0,12	0,13
47			825	88,2	5,4	0,34	0,17	0,39	0,17	0,06
48			822-B	90,6	1,5	0,22	0,28	0,15	1,1	0,07
49			822-A	84,4	5,7	1,8	0,16	0,43	0,14	0,10
50			218	89,3	3,2	0,89	0,37	0,47	0,29	0,12
51			161	89,4	4,9	0,16	0,26	0,35	0,10	0,12
52			872	86,4	4,8	0,36	0,22	0,4	0,02	0,12
53		3	823-B	84,2	6,6	0,72	0,15	0,43	0,04	0,14
54			525	84,0	4,0	0,38	0,56	0,74	0,67	0,12
55			553-Д	79,7	6,1	1,0	0,42	0,36	0,47	0,08
56			553-C	77,8	5,3	0,8	0,27	1,1	1,8	0,08
57			553-E	63,0	5,1	1,0	0,86	3,6	5,6	0,08
58			506	80,4	6,6	1,5	0,4	0,33	0,12	0,08
59			132	67,6	13,0	4,1	1,4	1,9	0,52	0,73
60			580	71,7	9,9	2,4	2,8	1,9	1,2	0,24
61	Франкенвальд, силур	1		96,0	0,8	0,3		Сл.		0,04
62				95,5	1,9	0,8		0,2	0,07	0,2
63	Гессен, нижний карбон	2	3	87,3	4,4	2,3		0,8	0,2	0,6
64			2	86,9	4,6	2,7		0,8	0,1	0,4
65			7	89,0	4,6	1,8		0,5	0,1	0,4
66			4	87,0	4,7	2,5		0,7	0,1	0,6
67			5	88,1	4,8	2,6		0,7	0,1	0,6
68			9	87,9	4,9	2,8		0,8	0,2	0,4
69			1	85,4	5,3	2,3		0,9	0,3	0,5
70			10	86,1	5,9	1,4		0,8	0,3	0,5
71			13	86,3	6,3	2,2		0,6	0,1	0,9
72		3	12	83,5	7,0	2,9		1,4	0,3	0,9
73			8	82,6	7,1	2,8		1,0	0,1	0,6
74			11	84,0	7,2	2,7		0,6	0,3	0,7
75			14	80,5	7,2	4,1		1,7	0,2	0,4
76			6	83,0	7,3	2,3		0,8	0,2	0,8
77			15	74,5	9,0	6,4		1,8	0,1	0,6
78			18	79,5	9,8	2,4		0,9	0,2	1,2
79			19	79,5	10,8	2,4		0,5	0,2	0,4
80			17	77,6	11,0	2,7		1,5	0,2	0,4
81			16	75,5	12,0	3,3		1,1	0,3	0,5
82	Карнийские Альпы, силур	1	3	95,94	1,39	0,69	0,05	0,26	Нет	0,13
83	Австралия, девон	2	5	91,06	3,79	2,01		0,46	0,45	0,28

Анализы № 1-42 произведены в Геологическом институте АН СССР (аналитики: Карасева Г. И., Хосса-(Hoss, 1957); 82—83—из работы Крессмана (Cressman, 1962).

Таблица 7 (*продолжение*)

K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	П. п. п.	C	CO_2	Сумма	Свободная SiO_2	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$Fe_{эл}$	$Mn_{эл}$	$\frac{Fe}{Mn}$
0,25	0,06	0,1	0,01	1,9	0,73	0,05	99,05	91,75	85,81	0,33	0,007	43,8
0,19	0,04	0,06	0,01	2,0	0,69	0,05	98,78	92,85	85,90	0,43	0,007	56,0
1,1	0,22	0,07	0,00	2,2	0,15	0,06	99,06	83,9	21,47	0,33	—	
1,3	0,25	0,08	0,00	3,1	0,23	0,05	99,04	80,3	17,56	0,54	—	
2,0	0,3	0,08	0,01	2,0	0,2	0,05	99,12	80,1	16,33	0,36	0,007	47,3
0,26	0,06	1,2	0,01	3,3	1,37	0,05	98,75	88,35	60,4	0,36	0,007	47
1,8	0,32	0,16	0,02	3,8	0,36	0,05	98,83	76,05	14,8	1,38	0,015	92
0,63	0,16	0,17	0,02	1,7	0,7	0,06	97,32	84,05	27,9	0,90	0,015	60
1,3	0,23	0,10	0,02	1,7	0,39	0,05	98,64	82,05	18,24	0,31	0,015	20
1,2	0,29	0,08	0,00	3,5	0,43	0,05	97,39	79,2	17,99	0,42	—	
1,6	0,33	0,12	0,00	4,7	0,16	0,05	99,03	74,3	12,75	0,61	—	
0,89	0,22	0,13	0,01	7,0	3,54	0,06	98,72	72,0	21,0	0,69	0,007	89
1,1	0,28	1,2	0,01	8,2	2,46	0,05	98,92	70,55	13,06	1,02	0,007	132,0
1,9	0,25	1,4	0,02	8,1	3,42	1,8	98,82	69,85	14,67	0,76	0,015	50,5
1,4	0,24	2,0	0,04	14,9	5,12	7,6	97,81	55,35	12,35	1,36	0,03	45,3
2,3	0,34	0,12	0,00	7,1	1,81	0,05	99,29	71,4	12,18	1,36	—	
3,2	0,82	0,3	0,02	6,1	0,51	0,07	99,69	65,65	5,20	3,93	0,015	26,0
2,6	0,69	0,27	0,04	5,4	0,73	0,92	99,14	56,85	7,24	4,09	0,03	136,3
0,2	0,02	0,07	Сл.	0,47	1,62		99,52	94,8	120,0	0,21	Сл.	
0,5	0,04	0,05	0,04	0,9	0,17		100,26	92,65	50,26	0,56	0,03	19,0
0,9	0,12	0,06	0,04	2,4	1,29		100,41	80,7	19,84	1,60	0,03	53,3
1,0	0,14	0,04	0,03	2,6	0,65		99,96	80,0	18,89	1,88	0,02	94,0
1,0	0,09	0,04	0,05	2,5	0,35		100,45	82,1	19,34	1,26	0,04	33,1
0,9	0,13	0,04	0,04	2,3	0,93		99,94	80,0	18,51	1,74	0,03	58,0
0,9	0,09	0,09	0,04	2,1	0,6		100,72	80,9	18,35	1,81	0,03	60,0
1,0	0,05	0,03	0,02	2,4	0,08	0,15	100,69	80,6	17,93	1,95	0,015	103,0
1,1	0,11	0,06	0,04	2,6	1,09	0,15	99,85	77,5	16,11	1,60	0,03	53,0
1,2	0,11	0,08	0,06	3,0	0,96		100,41	77,3	14,59	0,98	0,046	21,3
1,1	0,11	0,09	0,06	2,2	0,71		100,67	76,9	13,69	1,53	0,046	33,0
1,4	0,09	0,04	0,04	2,7	0,17		100,44	73,0	11,9	2,02	0,03	67,3
1,7	0,13	0,03	0,07	3,1	1,5		100,72	72,0	11,63	1,95	0,05	39,0
1,5	0,13	0,06	0,05	2,8	0,1		100,16	73,2	11,6	1,88	0,04	49,0
1,4	0,18	0,04	0,05	4,3	0,31	0,01	100,38	69,7	11,18	2,86	0,04	75
1,7	0,11	0,08	0,05	2,7	0,52		99,56	72,1	11,3	1,60	0,04	42
1,8	0,16	0,08	0,12	5,1	1,02		100,68	61,0	8,3	4,47	0,09	49
1,8	0,12	0,23	0,04	3,2	1,34		100,90	64,8	8,1	1,67	0,03	56
2,8	0,16	0,02	0,10	3,7	0,31		100,73	63,3	7,36	1,67	0,07	24
2,0	0,13	0,03	0,07	4,0	0,8		100,43	61,1	7,1	1,88	0,05	38
1,9	0,28	0,07	0,04	5,1	0,85		100,94	57,5	6,3	2,30	0,03	77
0,53	Сл.	0,02	0,01	0,6	0,3	Нет	99,80	92,8	69,0	0,52	0,007	74
0,84	—	Сл.	Сл.	1,29	Сл.		100,18	85,38	24,0	1,39	Сл.	—

Черкасова Е. В.); 43—60—из работы Кетнера и Смита (Kethner, Smith, 1963); 61—81—из работы

№ пп	Местонахождение, возраст	Порода	№ обр.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO
1	Калифорния, миоцен (формация Монтерей)	Диатомитовые сланцы	1	71,80	5,02	2,45	0,35	1,69	1,45
2			2	73,71	7,25	2,63	0,44	1,47	1,72
3			3	72,50	11,71	2,35		0,83	0,32
4		Порцеланитовый сланец	10	86,92	4,27			Сл.	1,6
5		Кремнистые сланцы	6	78,7	5,83	1,92	0,62	0,71	2,59
6			4	87,2	1,86	1,06	0,33	1,14	0,05
7			8	88,9	2,28	0,87	0,2		1,05
8			9	86,89	2,32	1,28		Сл.	1,43
9			11	92,37	2,46				1,7
10			5	84,45	4,14	1,48	0,51	0,52	1,25
11			7	82,55	4,82	0,9	0,13		1,3
12	Калифорния, верхний миоцен («формация Модело»)	Кремнистые сланцы	2	73,04 (17,22)	3,58	1,28	0,44	0,45	8,63
13			3	55,80 (18,52)	4,13	1,36	0,44	0,50	18,14
14	Вайоминг, верхний мел (Моури)	Кремнистый сланец	1	84,14	5,75	1,21	0,0	0,41	0,13
15	Южный Урал, силур	Туффиты и «туфогенные силициты»	3874	83,55	5,93	1,70	2,60	1,25	0,84
16			3888	84,10	5,35	2,87	1,08	0,87	1,13
17			4014	72,40	9,74	4,0	1,93	2,13	1,14
18			3932	74,36	10,86	2,63	0,92	1,95	0,99
19			4233б	79,53	7,95	2,81	1,41	1,25	0,75
20	Южный Урал, силур	Туффиты и «туфогенные силициты»	4233а	70,0	12,56	2,59	1,54	1,63	1,08
21		Опока	3306	90,56	2,06	2,26	0,14	Нет	0,80
22	Камчатка, миоцен	Диатомит	3309	87,48	2,35	1,80	0,14	Нет	0,80
23		Опока	3304	87,27	2,54	0,59	0,21	0,20	0,76
24		»	3303	89,12	2,68	0,51	0,42	0,20	0,74
25		»	3303а	87,72	3,04	1,80	0,28	0,12	0,80
26		»	3307	86,95	3,19	0,74	0,36	Нет	1,26
27		»	3311	82,86	5,23	1,98	0,43	0,41	0,69
28		Туфодиатомит	3369	73,81	7,58	5,24	0,43	0,62	0,92
29		Песчаная опока	3271	75,96	7,99	3,28	0,57	0,70	1,14
30		Опока	3275	74,83	8,61	2,47	0,57	0,91	0,86
31		Песчаный диатомит	3357а	75,08	8,82	4,15	0,43	0,86	0,85
32		Диатомит	3348	72,96	9,81	2,46	0,57	1,32	2,57
33	Сахалин, миоцен	«Туфогенный силицит»	3369	75,15 (10,2)	7,49	1,68			
34			3348а	70,86 (2,66)	7,22	2,59			
35			3241	78,89 (2,06)	6,53	2,50			

Таблица 8

туфово-кремнистых комплексов в вес. %)

Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	H_2O + п.п.п.	C	CO_2	Сумма	Свободная SiO_2	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$Fe_{эл.}$	$Mn_{эл.}$	$\frac{Fe}{Mn}$
1,81	3,55		0,17					99,77	64,27	14,3	1,96		
1,19	1,0	0,5	0,24					100,13	62,84	10,1	2,16		
1,88								99,13	54,94	6,19	1,63		
2,48								100,4	80,52	20,3			
0,56	1,06	0,35	0,34					100,81	70,0	13,5	1,81		
0,53	2,75		0,22					100,31	84,4	46,88	0,99		
0,49								100,06	85,48	38,9	0,76		
3,58								100,39	83,41	37,4	0,89		
								99,27	88,68	37,5			
0,46	0,64	0,35	0,28					100,74	78,24	20,4	1,48		
1,09								100,03	75,32	17,1	0,72		
0,40	0,55	0,30	0,15		5,51	0,10	5,96	100,43	67,67	20,6	1,23		
0,40	0,75	0,25	0,24		5,60	0,16	12,81	100,58	49,61	13,5	1,28		
0,99	0,50	0,22	0,40		5,56		0,0	100,03	72,52	14,6	0,84		
0,31	1,08	0,33	0,16	0,04	2,29	0,0	0,0	100,03		14,089	3,18	0,03	
0,61	1,08	0,28	0,16	0,06	3,03	0,0	0,0	100,62		15,719	2,82	0,046	
1,19	1,56	0,51	0,21	0,14	4,69	0,1	0,0	99,74		7,43	4,27	0,11	
0,88	1,39	0,51	0,11	0,04	5,39	0,0	0,0	100,03		6,84	2,53	0,03	
1,51	2,0	0,41	0,09	0,07	2,68	0,22	0,04	100,13		10,00	2,63	0,05	
2,08	3,30	2,72	0,16	0,08	4,10	0,00	0,06	99,90		5,57	2,98	0,06	
0,24	0,43	0,20	Нет	0,01	4,31	0,45	Нет	99,51		43,96	0,18	0,00775	
0,31	0,66	0,24	0,02	0,01	4,99	0,65	Нет	99,45		37,2	1,26	0,00775	
0,27	0,58	0,20	0,01	0,01	6,24	0,58	»	99,46		34,3	0,41	0,00775	
0,31	0,62	0,20	0,01	0,01	4,27	0,47	»	99,56		33,2	0,36	0,00775	
0,34	0,68	0,28	0,02	0,01	4,39	0,40	»	99,88		28,8	1,26	0,00775	
0,34	0,64	0,25	0,02	0,01	5,71	0,40	»	99,87		27,2	0,52	0,00775	
0,54	1,12	0,41	0,02	0,01	6,82	Нет	»	100,52		15,6	1,38	0,00775	
1,03	1,62	0,53	0,07	0,01	8,02	0,43	»	100,63		9,73	3,66	0,00775	
1,00	1,62	0,53	0,05	0,01	6,98	0,38	»	100,78		9,38	2,29	0,00775	
0,68	1,38	0,53	0,07	0,01	9,02	0,29	»	100,54		8,69	1,73	0,00775	
1,24	1,62	0,57	0,04	0,01	6,45	0,36	»	100,48		8,50	2,9	0,00775	
1,24	1,43	0,61	0,05	0,01	7,11	0,19	»	100,33		7,43	1,7	0,00775	
		0,12			30,2*	0,1				10,3	1,17		
		0,3			44,86	0,25				9,81	1,81		
		0,2			35,63	0,15				12,08	1,74		

№ пп	Местонахождение, возраст	Порода	№ обр.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO
36	Сахалин, миоцен	„Туфогенные силицилиты“	937	75,16 (3,06)	7,80	3,00			
37			908	65,80 (2,06)	8,00	4,79			
38			1591	69,52 (2,96)	9,20	0,75			
39			3289	72,32 (1,38)	9,91	4,53			
40		Опоковидные трепелы	594	77,83	11,88	3,01		0,41	0,59
41	Сахалин, миоцен	Опоковидные трепелы	596	79,93	11,46	2,73		0,50	0,71
42			744	83,79	7,95	2,77		0,84	0,26
43	Сахалин, нижний плиоцен	Опоковидные трепелы; среднее из 13 обр.		84,42	7,59	1,98		0,82	0,91
44		Диатомит; среднее из 17 обр.		74,98	10,72	3,33		1,15	1,20
45	Сахалин, п-ов Шмидта, нижний плиоцен	Диатомит; среднее из 8 обр.		80,47	9,53	2,38		0,69	0,83
46	Восточные Карпаты, Менилитовая серия (олигоцен)	Кремнистые сланцы (халцедонолиты)	13	95,95	0,58	0,80		0,07	0,25
47			13а	93,81	2,03	0,60		0,10	0,35
48			18	94,96	1,71	0,60		0,17	0,30
49			18а	93,36	1,22	1,00		0,05	0,21
50			18б	94,62	0,98	1,00		0,04	0,13
51			40	93,76	1,98	0,44	0,72	0,42	0,20
52			546	93,81	0,08	0,88	0,17	0,18	0,96
53			4а	92,43	3,42	0,82		0,23	0,37
54	Мэрилэнд, третичные	Диатомит	6	79,55	8,18	2,62		1,30	0,25
55	Алжир, миоцен	Диатомит	7	71,99	3,00	1,12		2,30	8,15
56	Кавказ, мел	«Туфогенный силицит»		72,77 (3,70)	8,80	3,78			
57	Арканзас, девон	Белый новакулит		99,82	0,11	0,00	0,07	0,0	0,0

* Потеря при прокаливании

№ 1—11—из работы Брамлетта (Bramlette, 1946); 12—13—из работы Хотса (Hoots, 1931); 14—из 46—53—из работы Габинет (1961); 54—из работы Максвелла и Хостермана (Maxwell, Hosterman, 21—33 (материал Бродской) — анализировались в лаборатории ГИН АН СССР (аналитик Шуми-

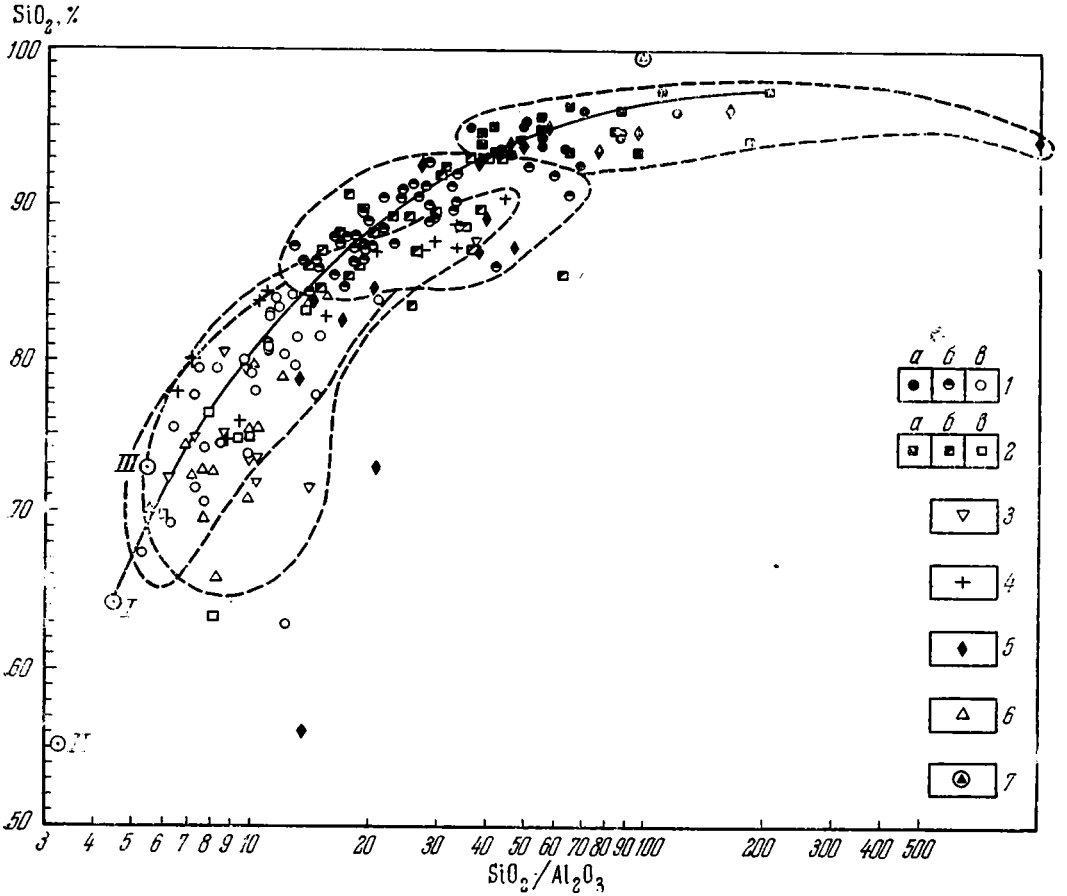
построенной на расчетных данных, полученных прибавлением SiO_2 к среднему составу современных кремнистых илов (объем на объем). Отдельные образцы значительно «отскакивают» от этой линии вправо, что связано с обогащением пород либо железом (яшмы), либо карбонатами или углеродом. Из рассмотрения графика видно резкое различие в

Таблица 8 (*окончание*)

Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	H_2O + п.п.п.	C	CO_2	Сумма	Свободная SiO_2	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$Fe_{эл.}$	$Mn_{эл.}$	$\frac{Fe}{Mn}$
		0,1			43,98	0,20				9,63	2,09		
		0,4			28,40	0,10				8,10	3,34		
		0,35			27,96	0,04				7,50	0,52		
		0,56			33,68	0,00				7,00	3,16		
					3,82			97,69		6,5	2,1		
					2,90			98,27		6,9	1,91		
					3,54			99,23		10,5	1,93		
					3,56					11,21	1,38		
					4,78					6,99	2,32		
					3,73					8,44	1,66		
0,19	0,17	Нет		Нет	0,9	0,71	Нет	99,72	94,08	165,4	0,559	—	
0,24	0,25	»		»	2,61	Нет	0,02	100,08	90,76	46,21	0,419	—	
0,16	0,14	»		»	0,44	1,17	0,15	100,07	92,30	55,53	0,419	—	
0,23	0,26	Сл.		»	3,30	Нет	0,02	99,85	91,53	76,5	0,699	—	
0,10	0,14	Нет		»	2,65	»	Нет	99,87	93,15	96,55	0,699	—	
0,24	0,43	0,04	Сл.	0,83	0,25	0,78	0,57	99,87	90,79	47,3	0,308	0,64	0,48
0,09	0,14	0,05	0,06	Нет	3,50	3,06	0,19	100,38	93,69	1172,6	0,62	—	
0,36	0,34	Сл.	Сл.	»	1,83	Нет	0,37	100,24	87,30	27,02	0,57	—	
1,31		0,70			5,80*			99,71	67,28	9,7	1,83		
0,63		0,13			12,68*			100,00	67,49	10,3	0,78		
		0,46		0,11		0,14	0,00		59,57	8,0	2,64	0,085	31,05
0,0	0,03				0,03	0,00	0,00	100,06					

работы Руби (Rubey, 1929); 32—39—из работы Бродской (1966); 40—45—из работы Анодина (1961); 1965); 56—из работы Бродской (1966); 55, 57—из работы Крессмана (Cressman, 1962); 15—20 и хина И. В.)

основном составе океанических кремнистых илов и силицитов; чистые разности последних и современные илы расположены на противоположных сторонах графика, и даже породы, определяемые как сильно глинистые фтаниты или яшмы, богаче этих илов кремнеземом. Характерно, что кремнистые породы кульма и франциска́на, развитые среди сланцево-



Фиг. 35. График соотношения между SiO_2 и SiO_2/Al_2O_3 в различных кремнистых породах.

1 — фтаниты; *2* — яшмы; *3* — диатомиты; *4* — порцеланиты и опоки; *5* — кремни и кремнистые сланцы; *6* — кремнистые туффиты и туфогенные силициты; *7* — новакулит. Содержание свободной SiO_2: *а* — > 90%; *б* — 75—90%; *в* — < 75%

I — среднее из 6 образцов кремнистых океанических илов; *II* — среднее из 9 пелагических глин (на сухой остаток, Revelle, 1944); *III* — риолитовый туф (по Заварицкому, 1956)

грауваковых толщ, тоже представлены высококремнистыми разностями. Это свидетельствует о том, что указанное отличие силицитов и океанических кремнистых илов нельзя объяснить большей ролью терригенной седиментации в океанах. Невозможно, по-видимому, также связывать чистоту силицитов с постседиментационным перераспределением кремнезема (очищением от глины), как это иногда делают. Мы обычно наблюдаем мощные пласты и пачки фтанитов и яшм, разделенных очень тонкими прослойками кремнисто-глинистого материала. Чередование кремнистых и глинистых пород при этом имеет обычный «седиментационный» облик. Но даже и там, где наблюдается линзовидное и конкреционное строение кремнистых толщ (францискан) и где перераспределение SiO_2 несомненно имело место, первичные осадки не могли быть такими же малокремнистыми, как современные океанические илы; общая масса кремнезема в первом случае много выше, чем во втором.

Очевидно, в геосинклинальных бассейнах прошлого кремнистая седиментация существенно отличалась от современной океанической.

Кремнистые породы, развитые среди туфовых толщ, мож-

но разделить на три типа: 1) существенно биогенные (диатомиты, порцеланиты, опоки и трепелы), 2) существенно пепловые (туффитовые) и 3) кремни или кремнистые сланцы, природа которых неясна и разными исследователями объясняется по-разному. Отметим, что среди всех этих пород часто встречаются разновидности, обогащенные мелкообломочным кварцем, полевым шпатом и стеклом; глинистая составляющая в них представлена смесью хлорита, монтмориллонита и гидрослюды. Такая многокомпонентность не позволяет определять расчетом свободную SiO_2, поэтому разделение пород на три градации, в зависимости от содержания последней, для этой группы не дано.

Биогенные и существенно пепловые силициты по содержанию SiO_2 и Al_2O_3 составляют единую группу: их «точки» на диаграмме размещаются в пределах одного поля (см. фиг. 34, *В*, очерчено крупным пунктиром). Как показывают петрографические наблюдения, это «единство» объясняется широким развитием смешанных диатомово-пепловых разностей. По сравнению с яшмами и фтанитами даже наиболее чистые диатомиты из кремнисто-туфовых толщ содержат меньше кремнезема, и в верхний угол треугольной диаграммы их точки не попадают. График соотношения кремнезема и алюминия показывает, что «туфо-диатомитовое поле» в общем совпадает с «полем сильно глинистых» и частично с «полем глинистых» яшм и фтанитов, не соприкасаясь с полем чистых их разностей (см. фиг. 35). Из всего этого можно заключить, что пышное развитие диатомовой флоры в геосинклинальных морях совпадало с интенсивной пепловой седиментацией, где «чистый» кремнистый осадок возникал очень редко. Вместе с тем все кремнистые породы туфовых толщ резко отличаются от океанических диатомовых илов много более высоким значением SiO_2 и SiO_2/Al_2O_3; как правило, они отличны по этим показателям (особенно по второму) и от риолитового туфа (см. фиг. 35).

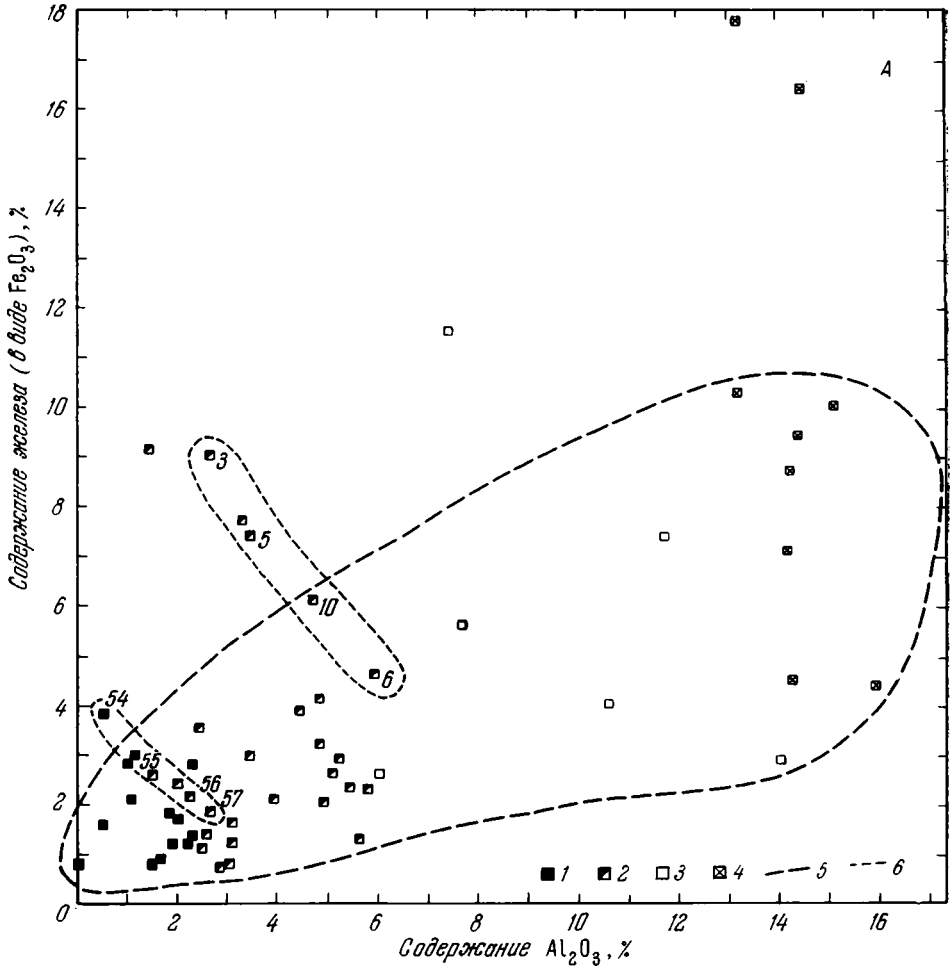
Третий тип — кремни и кремнистые сланцы — дает большой разброс точек на диаграмме; частично они попадают в туфово-диатомитовое поле, а частично отрываются от него вследствие более высокого отношения SiO_2 к Al_2O_3 и ложатся на диаграмме и графике сходно с фтанитовыми и яшмовыми «точками». Это можно объяснить тем, что кремни и кремнистые сланцы из туфовых толщ имеют разное происхожение: одни из них — продукт изменения туффитовых диатомитов, а другие — аналог фтанитов, как глинистых, так и чистых. Характерно, что почти все высококремнистые разности рассматриваемых пород оказались из одной формации — менилитовой, образуя небольшое поле, обособленное от туфово-диатомитового (см. фиг. 34, *В*, очерчено мелким пунктиром).

Особое положение на диаграммах занимает образец новакулита, отличающийся от всех других геосинклинальных кремнистых пород необычной чистотой (см. фиг. 34, *В*, 35). В нем практически отсутствуют такие элементы, как Al, Fe, Ti, щелочи. По этому признаку новакулит близок к кремнистым конкрециям и прослоям, развитым среди карбонатных пород.

Железо

Процентное содержание железа почти во всех кремнистых породах ниже среднего в глинистых сланцах. Яшмы, особенно чистые, несколько богаче железом, чем фтаниты (табл. 9).

Железо входит в состав хлорита (глинистая и пепловая составляющая) и образует аутигенные минералы. В яшмах последние представлены окислами (гематит), во фтанитах — сульфидами, а в силицитах из



Фиг. 36. График соотношения Fe_2O_3 и Al_2O_3 в кремнистых породах

А — яшмовая группа: *1* — яшмы; *2* — глинистые яшмы; *3* — сильно глинистые яшмы; *4* — красные аргиллиты; *5* — контур основного поля точек; *6* — контуры полей образцов с обратным соотношением железа и алюминия (цифры соответствуют порядковым номерам образцов в табл. 6)

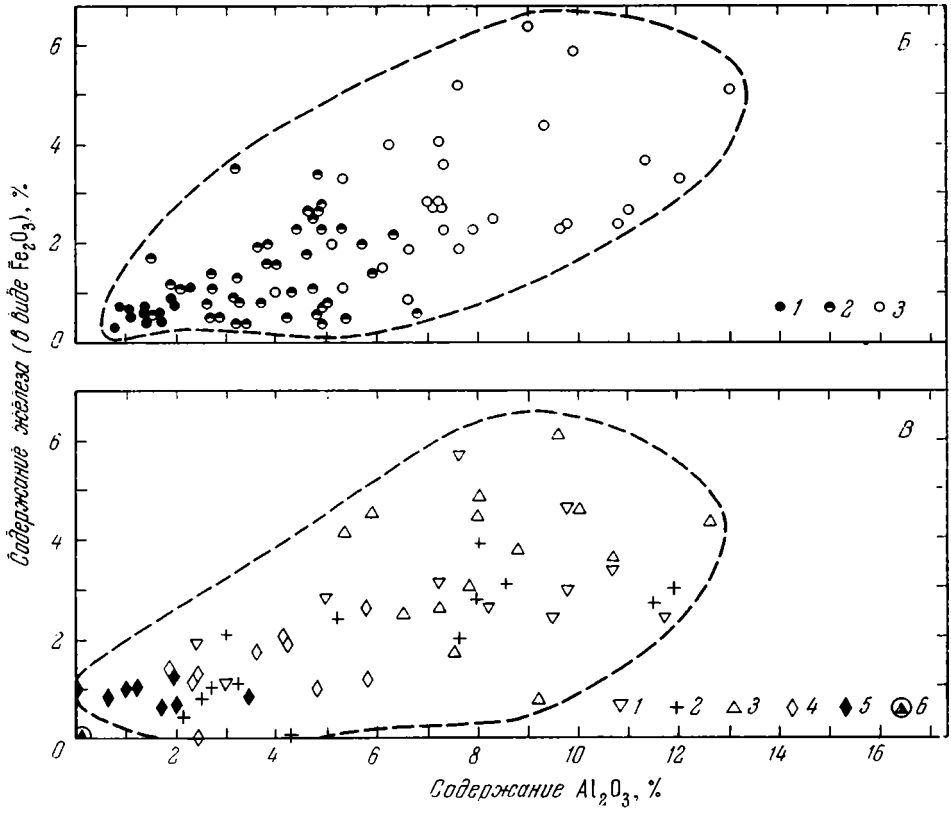
Таблица 9

Среднее содержание элементарного железа и MgO во фтанитах и яшмах (%)

Компоненты	Яшмы			Фтаниты			Силициты из туфовых толщ		
	чистые	глинистые	сильно глинистые	чистые	глинистые	сильно глинистые	диатомиты, опоки, порцеланиты	«туфогенные силициты»	кремнистые сланцы
Fe	1,11 (15 обр.)	2,35 (23 обр.)	3,94 (6 обр.)	0,48 (13 обр.)	1,14 (43 обр.)	2,29 (27 обр.)	1,56 (49 обр.)	2,49 (14 обр.)	0,85 (17 обр.)
MgO	0,23 (11 обр.)	0,59 (19 обр.)	1,02 (6 обр.)	0,11 (5 обр.)	0,45 (20 обр.)	1,41 (19 обр.)	0,64 (24 обр.)	1,51 (6 обр.)	0,22 (18 обр.)

туфовых толщ — сульфидами и глауконитом. Об относительном содержании хлористого железа в разных типах пород можно судить по значению MgO. Разное происхождение железа приводит к пестрой картине его распределения в породах.

В яшмах зависимость между содержанием железа и алюмосиликат-



Фиг. 36 (продолжение).

Б — фтанитовая группа: *1* — фтаниты; *2* — глинистые фтаниты; *3* — сильно глинистые фтаниты
В — туффитово-кремнистая группа: *1* — диатомиты; *2* — порцеланиты, опоки, трепелы; *3* — туффиты и «туфогенные силициты»; *4* — кремни и кремнистые сланцы; *5* — кремнисты сланцы менилитовой формации; *6* — арканзасский новакулит

ной примесью наименее четкая; на графике соотношения Fe_2O_3 и Al_2O_3 (фиг. 36, *А*) можно уловить тенденцию роста первого с увеличением второго, но поле точек здесь широкое, что отражает слабую корреляцию между этими окислами. Кроме того, некоторые точки «отрываются» от основного поля, по-видимому, выражая зачаток рудной концентрации железа. Для нескольких образцов из карамалыташской формации и каменноугольных отложений Сихотэ-Алиня намечается даже обратная тенденция: уменьшение содержания Fe с ростом Al_2O_3 (см. фиг. 36, *А*, № 3, 5, 6, 10).

Во фтанитах рассматриваемая зависимость проявляется четче (см. фиг. 36, *Б*); с ростом алюмосиликатной примеси количество железа растет, хотя часто и в глинистых разностях его ничтожно мало.

Обращаясь к третьей группе кремнистых пород (из туфовых толщ), мы видим, что содержание и железа, и магния в биогенных (диатомиты) и туффитистых силицитах выше, чем в кремнистых сланцах, которые ближе всего по этим показателям к фтанитам. Таким образом, опять мы констатируем, что так называемые кремни и кремнистые сланцы из туфовых толщ часто ближе по химической характеристике к фтанитам, чем к туфово-диатомитовым породам. Последние в целом богаче Al, Fe и Mg, что указывает на присутствие в них большого количества хлорита. Подчеркнем, что это характерно не только для туффитистых силицитов, но и диатомитов.

Марганец

Ограничимся анализом распределения Mn во фтанитах и яшмах, так как для силицитов из туфовых толщ не удалось собрать достаточного материала. По содержанию Mn фтаниты и яшмы заметно отличаются (табл. 10).

Таблица 10

Среднее содержание марганца во фтанитах и яшмах (в %)

Фтаниты			Яшмы		
чистые	глинистые	сильно глинистые	чистые	глинистые	сильно глинистые
13 0,008	50 0,033	31 0,026	14 0,152	18 0,196	6 1,182

Примечание. Цифры первого ряда показывают количество образцов, а второго — содержание Mn.

В яшмах содержание марганца очень изменчиво, но обычно превышает средние значения на один или даже два порядка. Характерно при этом, что в яшмовых формациях часто присутствуют марганцевые руды. Во фтанитах количество Mn, как правило, ниже среднего; в 39 образцах из 94 Mn аналитически не определен из-за ничтожного содержания; в 52— его <0,1% и лишь в трех он превышает эту цифру.

Четко выраженной корреляции между Mn и глинистой примесью, а также между Mn и Fe нет ни во фтанитах, ни в яшмах (фиг. 37). Отношение Fe/Mn изменяется в больших пределах: во фтанитах — от 3,3 до 398, а в яшмах — от 1,3 до 249, при этом во вторых чаще, чем в первых, встречаются низкие значения этого отношения (табл. 11). Таким образом, хотя яшмы обогащены по сравнению с фтанитами и железом, и марганцем, но в целом увеличение второго превышает увеличение первого.

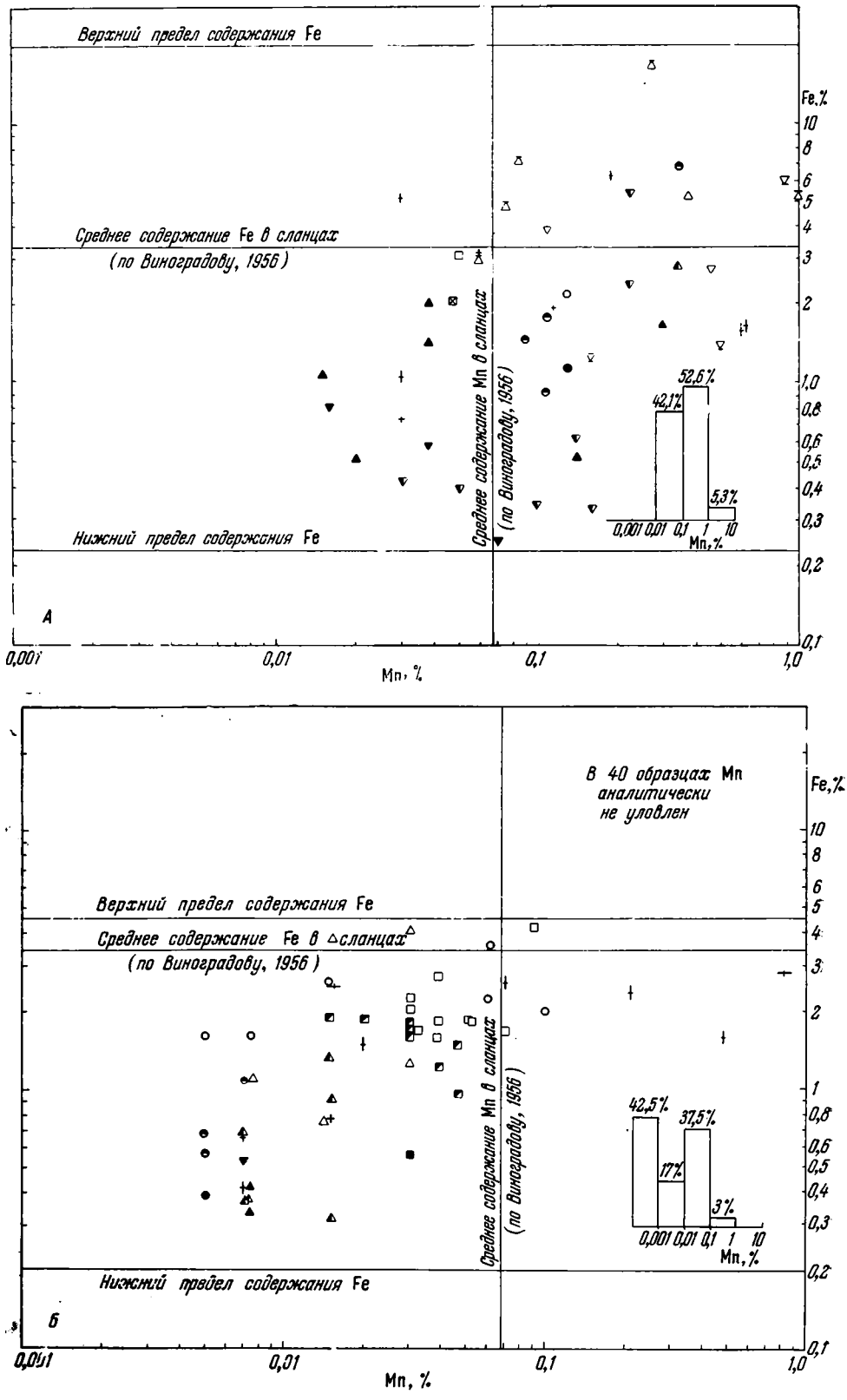
Таблица 11

Частота встречаемости разных значений отношения Fe/Mn

Породы	Пределы					
	1—10	10—20	20—50	50—75	75—100	>100
Фтаниты	2 (3,7%)	1 (1,8%)	17 (31,5%)	14 (26%)	7 (13%)	13 (24%)
Яшмы	17 (44,7%)	8 (21,1%)	7 (18,4%)	4 (10,5%)	0 —	2 (5,3%)

Для сравнения приводятся значения отношения Fe/Mn для современных илов Атлантического океана (табл. 12), взятые из работы Э. Крессмана (пересчитаны данные Корренса).

Если основываться на этих данных, то рассматриваемые кремнистые породы представляют отложения разных глубин, причем среди яшм больше глубоководных образований.



Фиг. 37. График соотношения железа и марганца в породах яшмовой (*А*) и фтанитовой (*Б*) групп.

Условные обозначения, как на фиг. 34. *А*, *Б*. Справа внизу помещены диаграммы частоты встречаемости пород с разным содержанием Mn

Таблица 12

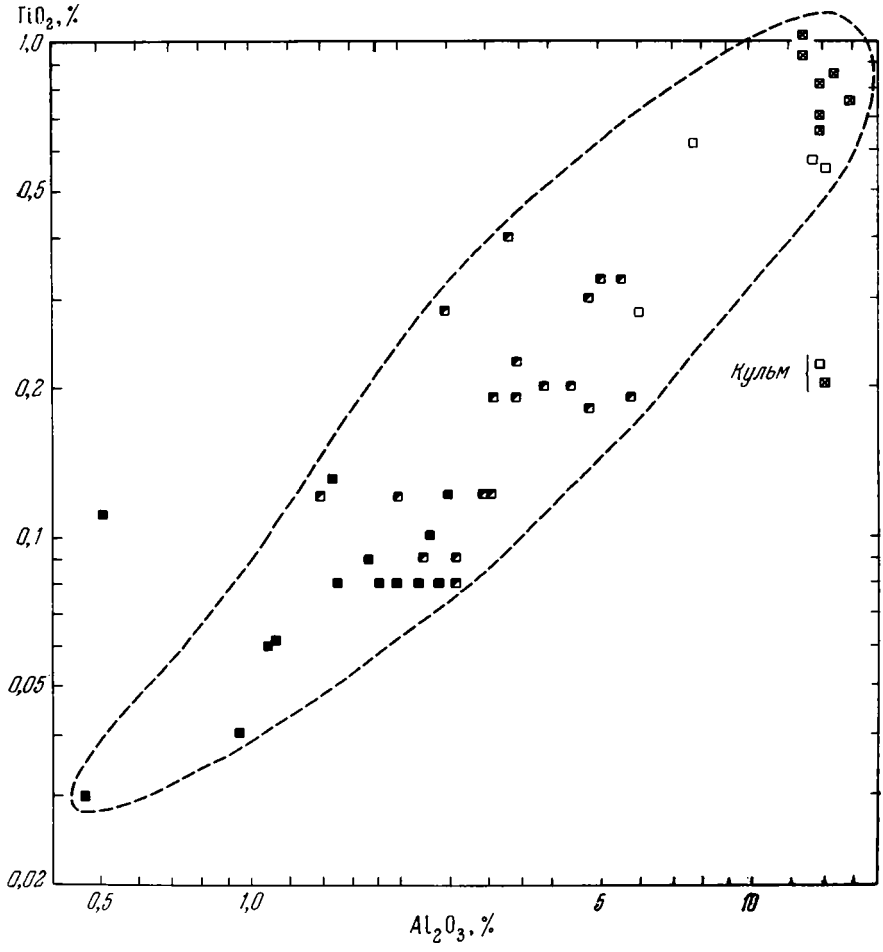
Отношение Fe/Mn в осадках экваториальной Атлантики, взятых с разных глубин

Элементы	Глубина, м					
	0—200	200—2000	2000—3000	3000—4000	4000—5000	5000—6000
Fe	2,60	4,27	4,98	5,64	4,77	4,79
Mn	0,0294	0,0573	0,394	0,320	0,238	0,525
Fe/Mn	88	75	12,6	17,6	20	9

* Cressman, 1962, tabl. 9.

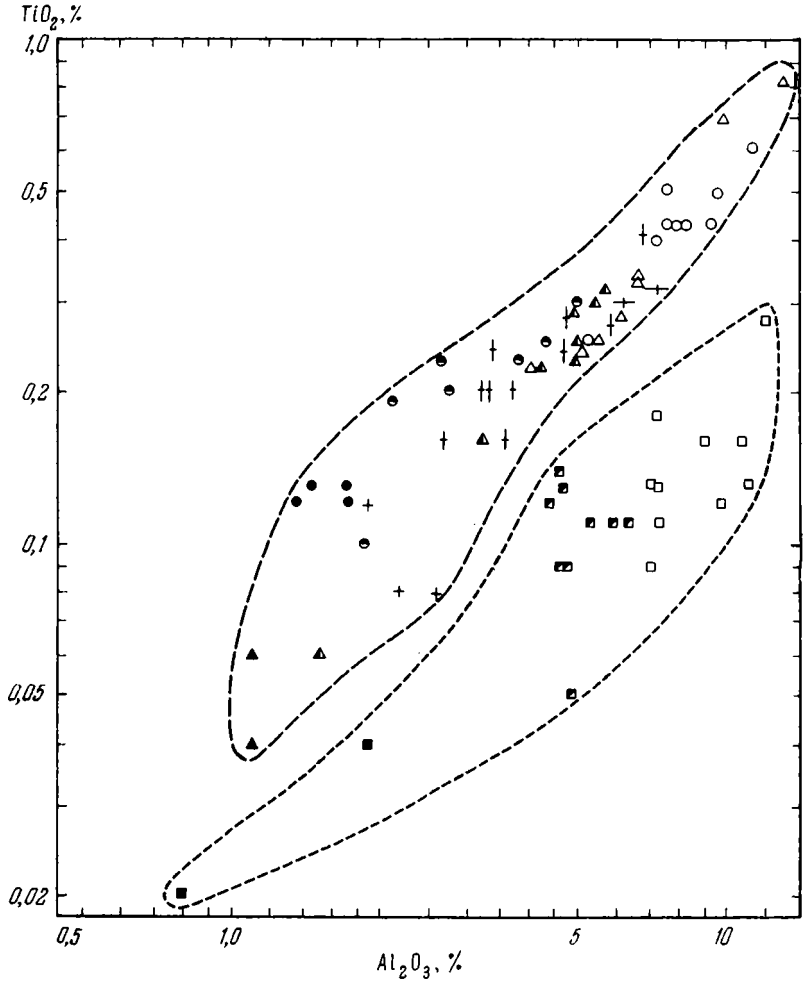
Титан

Значение TiO_2 для пород всех трех групп близки (табл. 13), и распределение его подчинено одной закономерности: с ростом Al_2O_3 увеличивается содержание TiO_2 (фиг. 38—40).



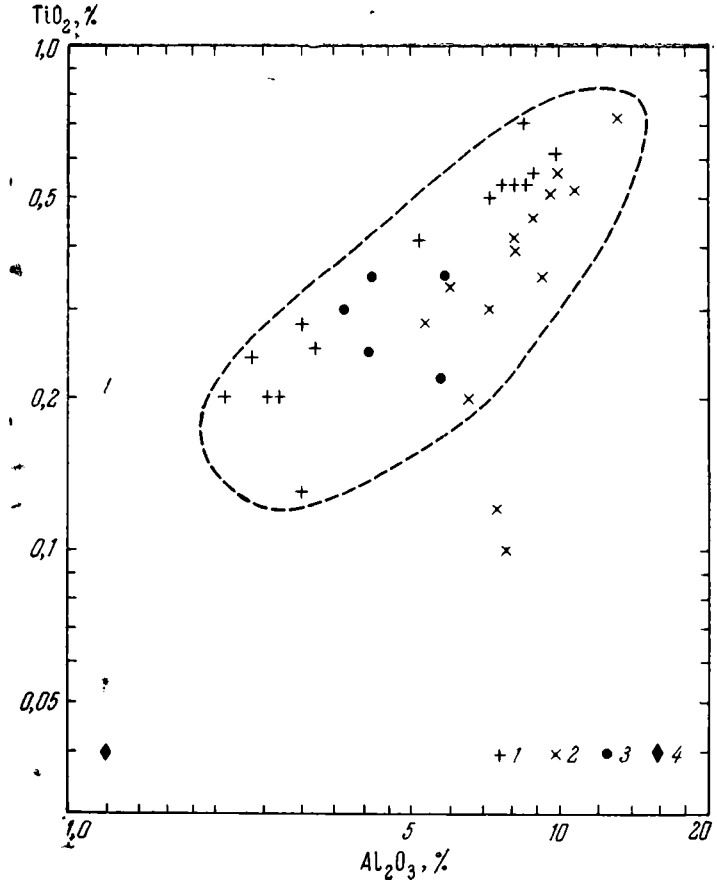
Фиг. 38. График соотношения TiO_2 и Al_2O_3 в яшмах

Условные обозначения, как на фиг. 36, *А*



Фиг. 39. График соотношения TiO_2 и Al_2O_3 во фтанитах.

Условные обозначения, как на фиг. 34, *Б*; мелким пунктиром обведено поле размещения знаков, относящихся к кульму Центральной Европы, а крупным — к другим формациям



Фиг. 40. График соотношения TiO_2 и Al_2O_3 в силицитах из туфовых толщ

1 — диатомиты и опоки; *2* — кремнистые туффиты и «туфогенные силициты»; *3* — кремни и кремнистые сланцы; *4* — кремни из менилитовой формации

Таблица 13

Содержание TiO_2 в разных типах пород (%)

Характеристика содержания	Фтаниты			Яшмы			Силициты (из туфовых толщ)		
	чистые	глинистые	сильно глинистые	чистые	глинистые	сильно глинистые	диатомиты, опоки, порцеланиты	«туфогенные силициты»	кремнистые сланцы (без меницитовых)
Среднее	0,061	0,14	0,31	0,078	0,22	0,42	0,32	0,37	0,11
Пределы	0—0,13	0—0,33	0,09—0,82	0,03—0,12	0,08—0,4	0,22—0,62	0—0,7	0,1—0,72	0—0,35
Количество анализов	13	40	29	12	17	4	18	14	10

Рассматривая график соотношения TiO_2 и Al_2O_3 во фтанитах, нетрудно заметить, что в кульме Центральной Европы в целом содержание TiO_2 ниже, чем в других отложениях. Чтобы понять, с чем это связано, представлялось необходимым выяснить примерный состав алюмосиликатной примеси (соотношение хлорита и гидрослюды) в породах кульма и остальных формаций. Для этого были высчитаны средние значения MgO и K_2O (табл. 14). Оказалось, что в кульмских фтанитах содержание MgO выше, чем K_2O, а в остальных имеет место обратная зависимость. Характерно, что яшмы кульма, как и фтаниты, отличаются от яшм других формаций пониженным содержанием титана (см. фиг. 38), причем количество K_2O в них в 3—4 раза превышает MgO. Такие соотношения TiO_2, K_2O и MgO либо случайны и определяются особенностями питания «кульмового бассейна» (провинциальные особенности), либо в областях формирования фтанитовых и яшмовых осадков титан теснее связан со слюдистой примесью, чем с хлоритом.

Таблица 14

Средние значения TiO_2, MgO и K_2O во фтанитовых породах кульма и других формаций

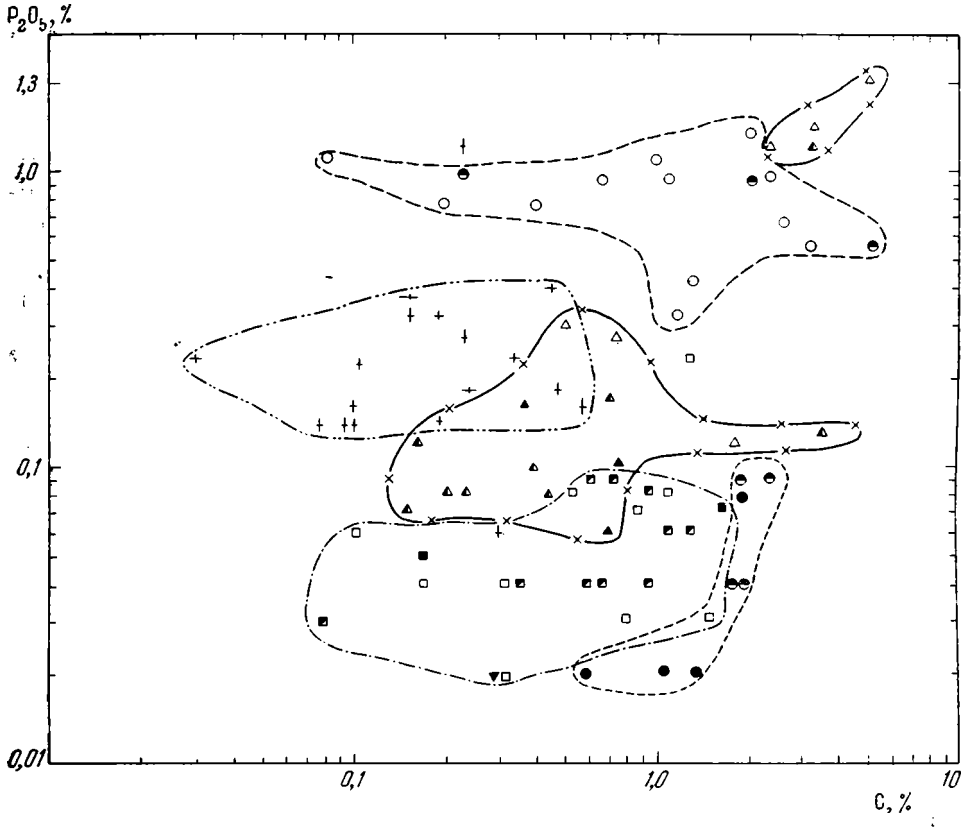
Окислы	Урал, Невада и др.			Центральная Европа		
	фтаниты	глинистые фтаниты	сильно глинистые фтаниты	фтаниты	глинистые фтаниты	сильно глинистые фтаниты
TiO_2	0,06 (3)*	0,17 (11)	0,39 (9)	0,03 (2)	0,105 (9)	0,15 (10)
MgO	0,15	0,43	1,54	0,1	0,73	1,13
K_2O	0,32	1,27	2,05	0,12	0,54	0,65

* В скобках указано количество анализов.

Что касается кремнистых пород из туфовых толщ, то поведение в них титана сходно с таковым во фтанитах и яшмах.

Углерод и фосфор

Содержание углерода в различных типах пород существенно отлично. В яшмах и туффитистых силицитах оно очень низкое и во многих образцах не улавливается анализом. Для фтанитов характерна некоторая обогащенность углеродом по сравнению с другими кремнистыми породами. Распределение углерода во фтанитах очень неравномерно: в



Фиг. 41. График соотношения P_2O_5 и углерода во фтанитах из различных формаций. Условные обозначения, как на фиг 34, *Б*. Разными линиями оконтурены поля образцов различных формаций

некоторых образцах его содержание ничтожно (0,1%), в других оно превышает 5%, а в отдельных случаях достигает 21%. Как и для большинства других элементов, его количество возрастает с увеличением глинистости, о чем свидетельствуют следующие цифры:

	в %
Чистые фтаниты (среднее из 13 анализов)	0,55
Глинистые фтаниты (среднее из 43 анализов)	0,73
Сильно глинистые фтаниты (среднее из 27 анализов)	1,32

Следует, однако, отметить большие колебания в содержании углерода для каждого типа пород, в частности, очень высокие его концентрации связаны с глинистыми, но не с сильно глинистыми разностями.

Содержание фосфора сильно меняется от образца к образцу, но в среднем его содержание во фтанитах и силицитах из туфовых толщ заметно выше, чем в яшмах (табл. 15).

Мы видим, что хотя среднее значение фосфора растет с увеличением глинистости, но нижний предел содержаний одинаков в каждом типе пород. Резкие колебания в распределении фосфора связаны с его диагенетическим перераспределением. Этим объясняется и то, что во всех рассмотренных фтанитовых толщах наблюдаются линзочки, микростяжения и крупные конкреции фосфоритов. Чаще они рассеяны, но иногда, как, например, в силуре Тюрингии и Фогтланда (Freyer, Tröger, 1959) образуют довольно выдержанные горизонты мощностью до 50 *см*.

Таблица 15

Содержание P_2O_5 в различных типах пород (в %)

Характеристика содержания	Яшмы			Фтаниты			Силициты из туфовых толщ		
	чистые	глинистые	сильно глинистые	чистые	глинистые	сильно глинистые	диатомиты, опоки	«туфогенные силициты»	кремнистые сланцы (без меланитовых)
Среднее . . .	0,030	0,064	0,106	0,13	0,22	0,51	0,05	0,15	0,15
Пределы . . .	0—0,09	0—0,4	0,02—0,24	0,02—0,4	Сл. —1,2	Сл.—2	0—0,24	0,09—0,21	0—0,40
Количество анализов . . .	13	17	5	13	43	27	16	6	11

Конкреции присутствуют и в чистых, и в сильно глинистых фтанитах, иногда при этом пиритизированных (квасцовые сланцы).

Интересно выяснить, существует ли прямая корреляционная зависимость между фосфором и углеродом[1], так как оба эти элемента могут рассматриваться как биогенные. Из соответствующего графика (фиг. 41) видно, что такой зависимости нет. Подобного разброса точек не было ни на одном из приведенных выше графиков. Кроме того, на данном графике видно, как мало зависит содержание фосфора от примеси глинистого материала. Действительно, на горизонтальных линиях графика лежат значки разных типов пород (и чистых фтанитов, и глинистых их разностей), то же можно сказать и о вертикальных линиях, хотя в распределении углерода улавливается некоторая закономерность (на самых правых линиях нет значков чистых фтанитов). Вместе с тем если отвлечься от нескольких исключений, то в кажущемся хаосе точек замечается известный порядок. Значки, соответствующие породам каждой отдельной формации, концентрируются в пределах обособленных полей, лишь немного перекрывающих одно другое. Для некоторых толщ вырисовывается два поля: главное и второстепенное. Так, палеозойские породы Невады дали дополнительное небольшое сгущение точек в правом верхнем углу графика. Вероятно, оно отражает зачаток высокой диагенетической концентрации фосфора в осадке, обогащенном углеродом. Для сакмарских фтанитов второстепенное поле лежит в области относительно низких значений фосфора и повышенных — углерода. Причина «отрыва» этого поля от главного неясна. Если принять во внимание, что во второстепенное поле попали все образцы чистых фтанитов, то можно предположить, что на понижении относительного содержания фосфора здесь сказалось более сильное разбавление осадка кремнеземом. Интересно (см. табл. 7), что во всех образцах этого поля содержание железа тоже ниже, чем в других.

Возвращаясь к главным полям графика, мы можем прочесть следующее: во-первых, все они расположены на разных уровнях, т. е. породы каждой формации в разной степени обогащены фосфором; во-вторых, все поля вытянуты в горизонтальном направлении, что указывает на более узкий предел изменения в содержании фосфора по сравнению с углеродом и на отсутствие координации между ними; в-третьих, внутри каждого поля образцы с разным содержанием глинистой примеси располагаются не закономерно, иначе говоря, она не контролирует относительное количество в породах как фосфора, так и углерода.

[1] Так как для силицитов из туфовых толщ мало определений фосфора и углерода, то ограничимся рассмотрением фтанитов.

Глава III

СРАВНЕНИЕ СОВРЕМЕННОГО И ДРЕВНЕГО КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ

Геосинклинальные кремнистые породы, как мы видели, существенно отличны по составу от современных морских и океанических кремнистых илов. Различны также физико-географические условия их образования и размещение на планете.

СОВРЕМЕННОЕ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ

Кремненакопление сейчас концентрируется в океанах и некоторых тесно связанных с ними заливах и окраинных морях[1]. Весь аутигенный кремнезем (или главная его масса) представляет собою биогенное образование; колломорфные частицы не обнаружены ни во взвеси, ни в илах. Главная роль в формировании кремнистых осадков принадлежит диатомовым водорослям, второе место занимают радиолярии и, по существу, незначительное — губки.

Диатомовые обитают в верхнем 100-метровом слое воды и развиты как в неритической, так и в океанической обстановках; в первой они мельче и имеют более тонкие и легко растворимые панцири, чем во второй. В целом остатки диатомовых легко растворяются после гибели, и придонных слоев достигают от 0,9 до 8% их исходного количества. На устойчивость панцирей влияет сорбция ряда элементов (особенно Al), замедляющая их растворение.

Диатомовые развиты во всех климатических поясах, при этом тропическая и экваториальная зоны выделяются резким преобладанием «гигантского» этмодискуса.

Радиолярии существуют на всех глубинах до 5 *км*, но основной батиметрический интервал их обитания — от 100 до 500 *м*. Они встречаются на всех широтах, хотя главный ареал их развития — тропическо-экваториальная зона. В отличие от диатомовых, «...радиолярии сохраняются очень хорошо и достигают дна без особых потерь» (Лисицын и др., 1966, стр. 78).

Кремневые губки обитают в местах с большим содержанием подвижной взвеси, и вместе с ними обычно присутствуют мшанки, брахиоподы и моллюски. Представители класса Hyalospongia обычно встречаются на глубинах более 1000 *м*, а представители класса Demospongia — на разных глубинах, но чаще на мелководье (до 50 *м*).

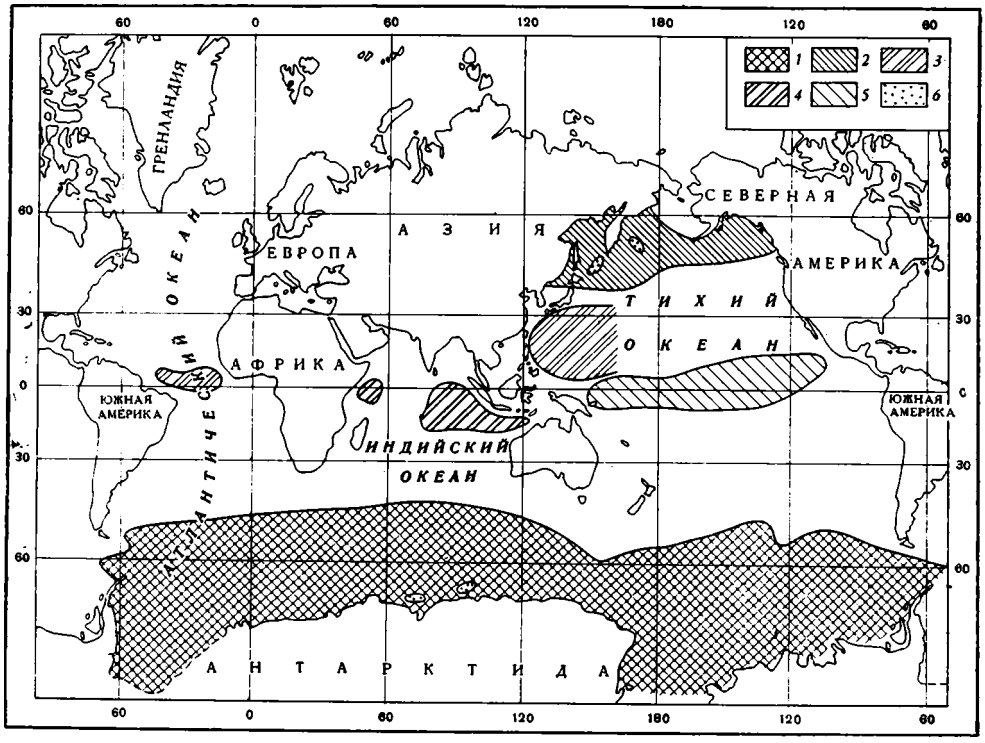
Обогащенные кремнеземом осадки сосредоточены в трех широтных поясах: Антарктическом, Северном Тихоокеанском, включающем дальневосточные моря, в Экваториальном, четко выраженном только в Тихом и Индийском океанах (фиг. 42). В первых двух осадки существенно диатомовые, в последнем — радиоляриевые.

В пределах Антарктического пояса сосредоточены наиболее высококремнистые илы; содержание аморфного кремнезема здесь меняется от нескольких процентов до 70% (считая на сухое вещество осадка); высококремнистые осадки сосредоточены на дне глубоких котловин и в затишных участках шельфа.

В океанической части Северного пояса развиты слабокремнистые илы, лишь в отдельных точках содержание SiO_2 (аморф.) несколько превышает 30%. Осадки Берингова и Охотского морей богаче кремнеземом, содержание которого достигает в глубоких участках 40 и даже 56%.

---

[1] Сведения заимствованы из работ А. П. Лисицына и др. (1966), А. П. Лисицына (1966).



Фиг. 42. Типы современных кремнистых океанических осадков (Лисицын, 1966, фиг. 14).

1 — диатомовые илы южного пояса кремненакопления; *2* — диатомовые илы северного пояса кремненакопления; *3* — экваториальные диатомовые (этмодискусовые) илы; *4* — радиоляриевые илы; *5* — радиоляриево-диатомовые илы; *6* — кремнегубковые илы

В Экваториальном поясе распространены слабокремнистые (< 30% SiO_2) и кремнистые (до 50%) илы. Характерно, что здесь они имеют не повсеместное, а пятнистое развитие. Кремнистые осадки присутствуют на глубинах более 4600—4900 *м*, сменяясь на меньшей глубине карбонатными илами, которые местами «опускаются» до 6000 *м*. На участках, лежащих ниже уровня распространения карбонатов, кремнистые осадки встречаются не везде, замещаясь нередко красной глубоководной глиной. Факт этот заслуживает внимания и изучения. Что же определяет неравномерное распределение кремнистых илов в абиссальных условиях? На таких глубинах трудно предположить роль гидродинамического фактора в распределении глинистой и кремнистой (радиоляриевой) составляющих. Возникает подозрение, что в рассматриваемой полосе происходила локальная подача SiO_2 снизу, что стимулировало местное необычно богатое развитие радиолярий.

Для поясов современного кремненакопления в целом характерны б о л ь ш а я ш и р и н а (измеряемая многими сотнями и первыми тысячами километров), расплывчатые границы и неравномерное распределение кремнезема на площади.

Размещение кремнистых илов, как установили океанологи, в конечном счете определяется глобальной циркуляцией вод, выносом ими в зону фотосинтеза питательных веществ из глубин океана. Источники кремнезема (речной сток и видимый вулканический вынос) оторваны от мест

накопления кремнистых илов; в динамическом резервуаре Мирового океана, как показал А. П. Лисицын (1966), кремнезем «обезличен». Более того, указанный исследователь неоднократно подчеркивал, что вблизи вулканических центров, так же как и вблизи устьев рек, содержание кремнезема в осадках не возрастает, а уменьшается.

Интересные данные получены относительно распределения абсолютных масс кремнезема в четвертичных морях котловинного типа (на примере Берингова моря). Оказалось, что наибольшие их значения отмечаются в периферических частях, у основания материкового склона.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ КРЕМНИСТЫХ ОСАДКОВ

Мы ограничимся здесь рассмотрением геосинклинальных радиоляриевых кремнистых пород, так как они развиты и в мезозое, и в палеозое, легко диагностируются и часто их (особенно яшмы) отождествляют с океаническими радиоляриевыми илами.

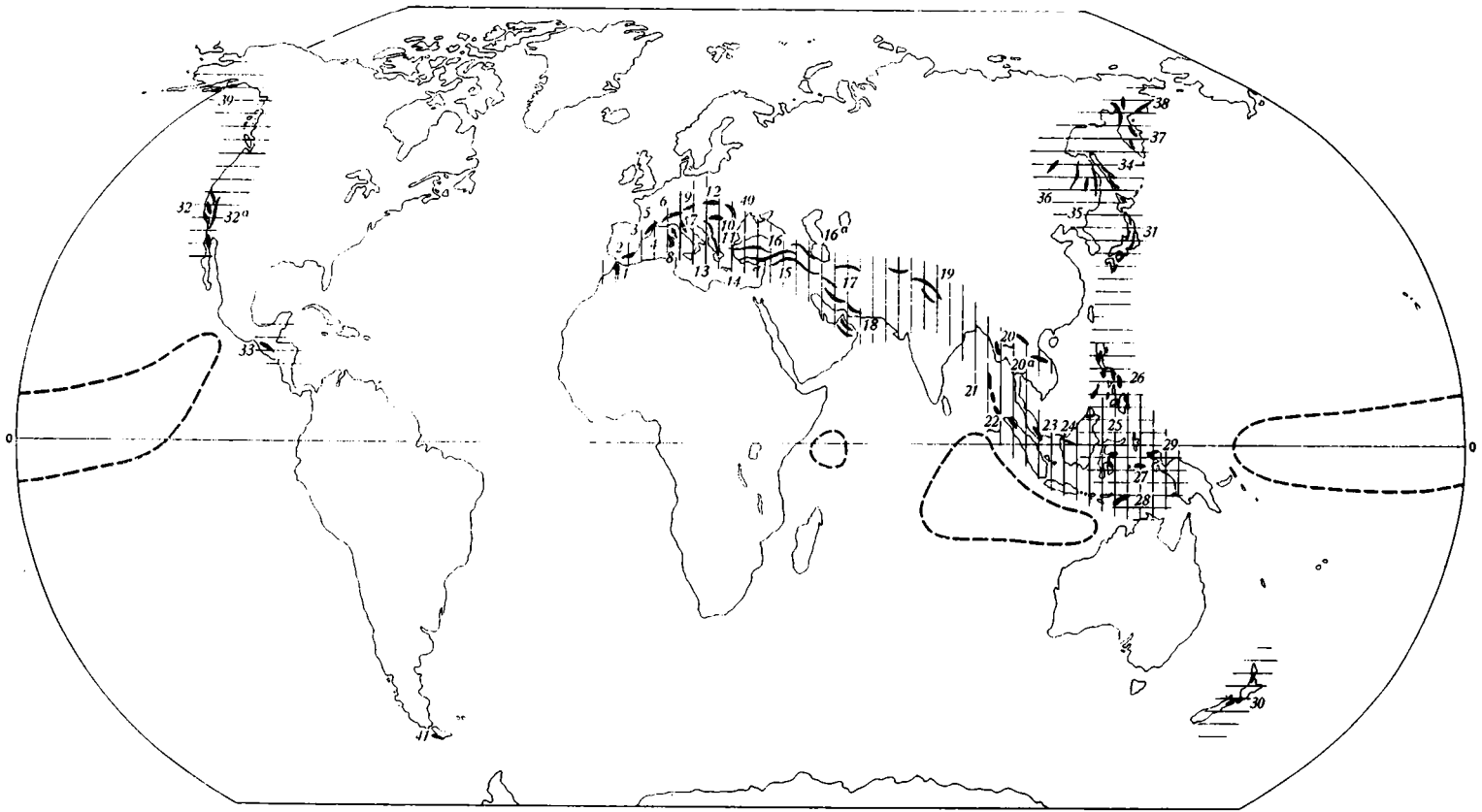
Мезозойские кремнистые осадки

Распространение мезозойских кремнистых осадков, ассоциирующих с вулканическими породами, показано на карте, заимствованной из работы Г. Грюнау (Grünau, 1965) и дополненной главным образом материалом по Советскому Союзу (фиг. 43). Карта эта, несомненно, не исчерпывающе полная, но она дает представление об особенностях размещения мезозойского геосинклинального кремненакопления.

Кремнистые породы концентрируются в основном в двух поясах: в зоне Тетиса и в Тихоокеанском обрамлении.

Первый пояс прослеживается от Испании и Марокко до Новой Гвинеи. Протяженность его свыше 15 000 *км*, а ширина может быть определена лишь очень приближенно из-за сложной тектоники; судя по приводимой схематической карте, она меняется от первых сотен до 1000—1500 *км*, причем в этих пределах кремнистые осадки развиты не сплошь, а приурочены к сравнительно узким полосам. Судя по фациальному анализу, они накапливались в глубоких трогах, разделенных подводными и надводными (островными) поднятиями. Определить точно ширину трогов практически невозможно из-за сложности альпийской тектоники с характерными для нее крупными покровными перекрытиями. Для Восточноальпийской области Грюнау (Grünau, 1959) определил, что поперечный размер одного из таких трогов не превышал 20—25 *км*, но, вероятно, эта цифра сильно занижена. Оценить ширину трога, даже очень приближенно, можно в небольшом количестве мест, там, где сохранились отложения, переходные от кремнистых к мелководным карбонатным смежного поднятия (например, в Эллинидах, где она приблизительно равна 100 *км*). Если здесь нет большой ошибки, то троги будут соответствовать по ширине таким современным образованиям, как крупные глубоководные желоба, как рифтовая долина в центральной части Красного моря или как узкие геосинклинальные котловины, подобные Молуккской (залив Томини). Если увеличить упомянутую цифру вдвое, то ширина трога будет равна приблизительно ширине Адриатического моря, но будет меньшей, чем ширина Красного моря. Несмотря на условность определения размеров и формы бассейнов кремненакопления пояса Тетис, представляется, что они отличны от обычных котловинных морей типа Берингова и Охотского, где сейчас формируются кремнистые осадки.

Сложное строение мезозойского пояса Тетис привело к контрастному распределению осадков. В одних трогах здесь происходило накопление кремнистых илов с тем или иным количеством красных глин, в других преобладали терригенные (глинистые, флишоидные) или туфо-



Фиг. 43. Географическое размещение мезозойских геосинклинальных радиоляриевых кремней и ассоциирующих пород

1 — Марокко, J_3; *2* — Испания, J_3; *3* — Французские Альпы, J_3 — Cr; *4* — Корсика, J_3 — Cr_1; *5—6* — Швейцария и Италия, Центральные Альпы, J_3; *7* — Италия, Апеннины, J_3; *8* — Эльба, J_3; *9* — Австрия и ФРГ, Восточные Альпы, J_2, J_3; *10* — Венгрия, J_3; *11* — Югославия, Динариды, T, J_3; *12* — Польша, Карпаты, J_2 — J_3; *13* — Греция, Эллиниды, J; *14* — Кипр, Cr (?); *15* — Сирия, T — J (?); Cr_2 (?); *16* — Турция, Cr_2; *16a* — Кавказ, Cr_2; *17* — Иран, J; *18* — Оман, Cr_2; *19* — Индия, Тибет, Центральные Гималаи (аллахтон,) Cr_2 (?); *20* — Бирма, Cr_2; *20a* — Вьетнам, T; *21*—Андоманские и Никобарские о-ва, Cr_2 (?); *22* — Суматра (?); *23* — Малайский п-ов, T (?); *24* — Борнео, Cr_2; *25* — Целебес, J_3; *26* — Филиппины, Cr_2; *27* — Керам, T; *28* — Тимор, Cr_2; *29* — Новая Гвинея, Cr_2; *30* — Новая Зеландия, J (?); *31* — Япония, T, J; *32* — Калифорния, J_3 — Cr_2; *32a* — Сьерра Невада, T — J_1; *33* — Гватемала, Cr_1 (?); *34* — Сахалин, Cr_2; *35* — Сихотэ-Алинь, T_3 — J_1; J_2; J_3; *36* — Верховья р. Буреи, T_3; *37* — Центральная и Восточная Камчатка, Cr_2; *38* — Корякское нагорье, J_3 — Cr_1 (?); *39* — Аляска, T_{1+2}, T_3; *40* — СССР и Румыния, Восточные Карпаты, T_1, J_3; *41* — о-в Новарино, Cr. Оконтурены области развития современных радиоляриевых и радиоляриево-диатомовых илов. Вертикальная штриховка — кремнистый пояс Тетиса; горизонтальная — кремнистый пояс Тихоокеанского обрамления

генные отложения; на поднятиях имели широкое распространение карбонатные, часто очень мелководные образования. Обращает на себя внимание тот факт, что в некоторых трогах (например, Восточноальпийских) карбонатонакопление практически отсутствовало и кремнеобразование было единственным аутигенным седиментационным процессом в течение длительного периода времени, в других же, как мы видели, происходило чередование кремнистых и карбонатных отложений (образование толщ переслаивания). Характерно при этом, что смешанные карбонатно-кремнистые осадки практически отсутствовали. Такое разделение этих двух составляющих в одних случаях объясняется периодическим сносом известкового материала с соседнего поднятия и быстрым накоплением слоя, в других — разделением карбоната кальция и кремнезема в диагенезе. Грюнау (Grünau, 1965), рассматривая отличия Южно- и Восточноальпийских разрезов, обратил внимание, что последние отличаются от первых не только отсутствием известняков, но и обилием магматических пород.

Кремненакопление в пределах пояса не синхронно; в одних трогах оно охватывает почти весь юрский период, в других сосредоточено в поздней юре или даже в мелу. В целом в Средиземноморской части Тетиса оно древнее, чем в Азиатской.

Итак, в рассматриваемом поясе кремнистые осадки имели не сплошное развитие, а были ограничены узкими трогами, с которыми, как мы видели, обычно, хотя не всегда, связаны и магматические породы.

Второй, Тихоокеанский пояс мезозойского кремненакопления прослеживается вдоль как западного, так и восточного обрамления океана. На западе вулканогенно-кремнистые (преимущественно яшмовые) формации известны в Новой Зеландии, Филиппинах, Японии, на Сихотэ-Алине, Сахалине и в Корякско-Камчатской складчатой зоне (см. фиг. 43). На Сихотэ-Алине[1] и в Корякском нагорье кремнистые породы ассоциируют с офиолитами (Авдейко, 1966; Кайгородцев, 1961; Михайлов, Заединова, 1960; Гладенков, 1963 и др.). Много кремнистых пород в Северо-Вьетнамской складчатой зоне, правда в большинстве случаев они ассоциируют с туфами и известняками, но в некоторых зонах (Сонг-Хонг, Хоань-Сон) присутствуют и основные эффузивы, иногда спилиты (Довжиков и др., 1965).

В пределах восточного обрамления кремнистый пояс проявляется не столь четко, вероятно, вследствие обилия здесь терригенных и вулканокластических накоплений. Кремнистые породы с подушечными лавами, вулканическими брекчиями и туфами известны на Аляске (п-ов Кенаи, о-в Кодьяк), где возраст их определяется как триасовый (Burk, 1965). Южнее, в Калифорнии, развита знаменитая францисканская формация, а в предгорьях Сьерры-Невады — «формация Аммадор», состоящая из вулканических и кремнистых пород; восточнее, в Северной Неваде радиоляриты и основные эффузивы слагают «формацию Милтон» (триас — нижняя юра). В Гватемале присутствуют нижнемеловые яшмы и офиолиты. В Кордильерах Южной Америки, несмотря на обилие мезозойских вулканитов, кремнистые толщи либо отсутствуют, либо не выявлены. Показательно отсутствие здесь офиолитов. Лишь на самом юге Патагонских Кордильер, на о-ве Новарино, известна мощная формация (Yahgan) мелового возраста, состоящая из граувакк, темных аргиллитов и фтанитов, которым синхронны зеленокаменно-измененные основные эффузивы (Katz, Watters, 1966).

Как и в Тетисе, кремнистые осадки Тихоокеанского обрамления не образуют сплошной полосы, а приурочены к отдельным прогибам.

[1] Сведения о мезозойских вулканогенно-кремнистых толщах Востока СССР взяты в основном из книги «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса». Отв. ред. Л. И. Красный, 1966.

В Сихотэ-Алиньской складчатой зоне, например, ширина которой, по данным Л. И. Красного (Красный и др., 1966), равна 270—350 *км*, расположено три прогиба (синклинория): Горинский, Нижнебикинский и Восточно-Сихотэ-Алиньский. В каждом из них присутствуют вулканогенно-кремнистые толщи.

В различных геосинклинальных прогибах Тихоокеанского обрамления возраст кремнистых отложений неодинаков. В одних они относятся к триасу и нижней юре, в других — к верхней юре и нижнему мелу, в третьих — к верхнему мелу; известны также вулканогенно-кремнистые толщи третичного возраста (п-ов Олимпик, Колумбия, Новая Каледония). В мезозойском разрезе некоторых прогибов вулканические и кремнистые породы присутствуют на нескольких стратиграфических уровнях. Так, в Горинском синклинории главная масса кремнистых и вулканических пород сосредоточена в верхнем триасе — нижней юре (киселевская свита); выше по разрезу они появляются дважды в средней юре, и отдельные пачки их развиты в падалинской свите верхней юры.

По составу кремнистые породы Тихоокеанского обрамления, как мы видели, сходны с соответствующими породами Тетиса, но комплексы отложений, с которыми они сочетаются в формациях, заметно различны. Для прогибов Тихоокеанского обрамления характерна насыщенность формаций терригенным и вулканокластическим материалом, что, по-видимому, связано с большей мобильностью пояса и контрастностью движений, а также с присутствием в пределах поднятий эксплозивных вулканов. Все это сказалось не только на составе, но и на мощности отложений, намного большей в поясе Тихоокеанского обрамления, чем в Тетисе. Именно слабое заполнение осадками многих прогибов в Тетисе породило представление об особом типе геосинклинальных прогибов — лептогеосинклиналях. В рассматриваемых структурах Тихоокеанского обрамления, несомненно, тоже существовали некомпенсированные троги, но они сравнительно быстро заполнялись обломочными осадками, и поэтому структуры, которые можно квалифицировать как типичные лептогеосинклинали, здесь четко не выражены.

Палеозойские кремнистые осадки

В палеозое кремнистые осадки (яшмовые и фтанитовые), ассоциирующие с вулканическими, были распространены широко. Восстановить картину их размещения много труднее, чем для мезозойских отложений, так как площади их первоначального развития сильнее сокращены, сами породы нередко настолько метаморфизованы, что нельзя уверенно отнести их к рассматриваемой группе пород (радиоляритам), а, главное, во многих случаях трудно установить стратиграфическое соотношение кремнистых и вулканических толщ. Вероятно, в результате этих причин на упоминавшейся выше карте Грюнау показано так мало районов развития палеозойских вулканогенно-кремнистых ассоциаций. Несмотря на перечисленные трудности, возможно, привлекая дополнительные данные, дать две карты распространения этих ассоциаций, первую — для нижнего и вторую — для среднего и верхнего палеозоя[1]. Несомненно, они далеко не полные, и надо иметь в виду, что возраст некоторых толщ дискуссионен. Тем не менее представляется, что составленные карты позволяют вскрыть некоторые закономерности палеозойского кремненакопления.

Средний и верхний палеозой. Вулканогенно-кремнистые толщи этого возраста не образуют таких протяженных поясов, как мезозойские,

[1] Ввиду того, что в работе Грюнау (Grünau, 1965) сведения о палеозойских кремнистых породах очень скудные, фактические данные о них здесь приводятся в большем объеме, чем для мезозойских.

хотя объем кремнистых пород в первом случае не меньше, а может быть и больше, чем во втором.

Наиболее молодые представители палеозойских вулканогенно-кремнистых толщ — каменноугольно-пермские — сосредоточены в основном на востоке Азии (фиг. 44, *9—13*). Они известны в Забайкалье[1], в пределах Агинского палеозойского поля, где входят в состав двух одновозрастных свит: киркунской и уртуйской (визе). Свиты эти были отнесены к кремнисто-терригенным формациям. В них преобладают песчаники и алевролиты; в большом количестве присутствуют андезиты и диабазы, с которыми ассоциируют яшмы; местами встречаются биогермные известняки. Характерно, что в восточном направлении, где исчезают эффузивы, выклиниваются и кремнистые породы.

Обширной областью каменноугольного и пермского кремненакопления является Дальний Восток. В Сихотэ-Алиньской складчатой области эффузивно-кремнистые толщи известны в Кур-Урмийском районе, в Центральном Сихотэ-Алине и в Ольга-Тетюхинском районе. Всюду здесь эти толщи чередуются и латерально замещаются терригенными отложениями (песчаными и песчано-глинистыми), которые обычно доминируют в разрезе верхнего палеозоя; местами присутствуют также туфы и известняки; последних, однако, сравнительно мало. Мощности отложений очень большие (например, карбон Центрального Сихотэ-Алиня около 5 *км*), и отдельные эффузивно-кремнистые толщи достигают 250—350 *м*. Основная масса кремнистых пород, по-видимому, принадлежит к фтанитовой группе. Эффузивы, яшмы и яшмовидные кремни известны в восточной части Сахалина (например, палевская свита перми) и в Корякском нагорье, где, однако, палеозойский возраст их подвергается сомнению.

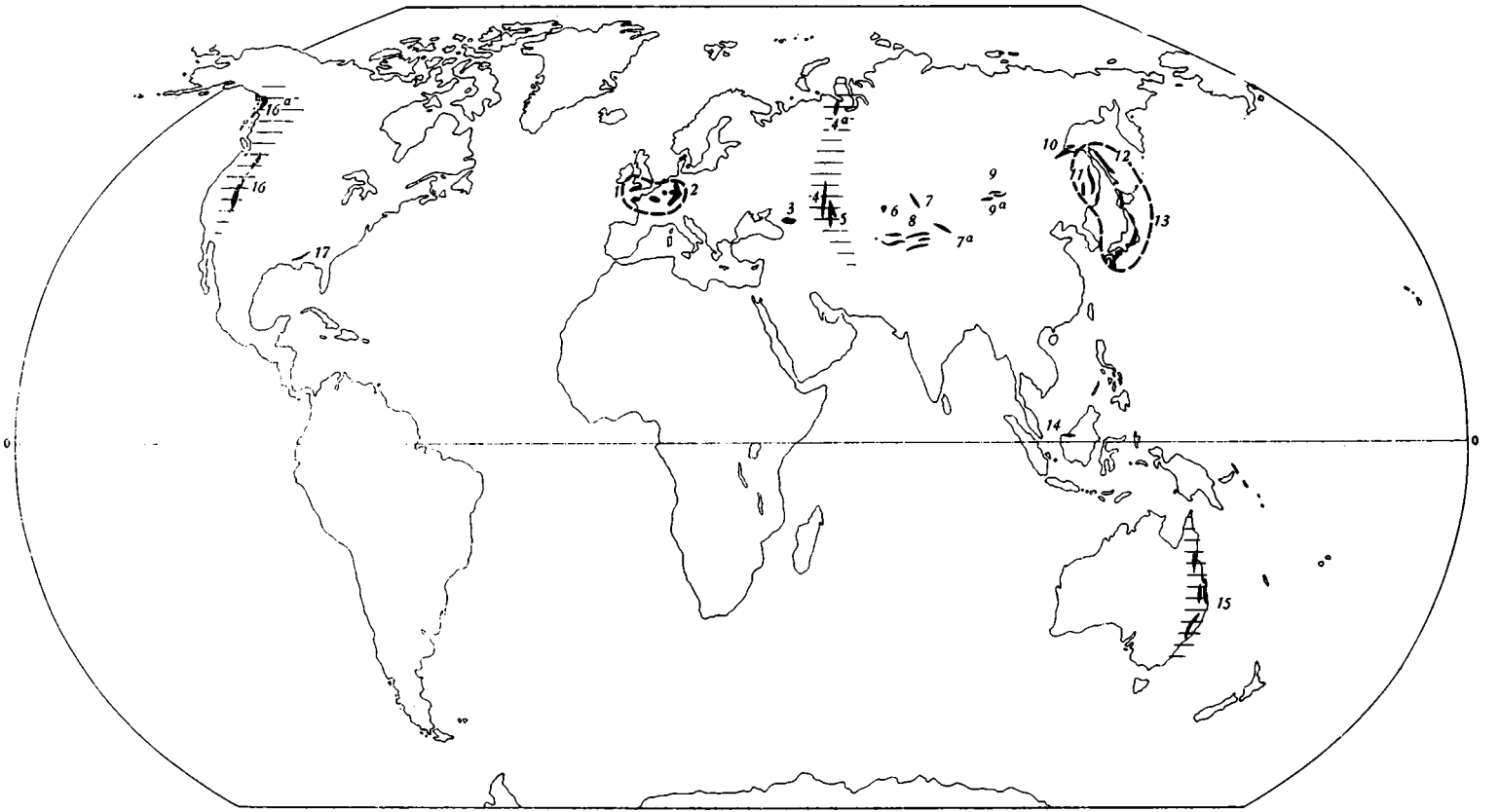
В Японии яшмы и вулканические породы развиты среди мощных терригенных толщ геосинклинали Чичибу, прослеживающейся через западную часть Хоккайдо, северо-восточную Японию и внешнюю зону юго-западной Японии (Takai et al., 1963). Есть указание на присутствие каменноугольных кремнистых пород на Борнео, хотя возраст их недостаточно обоснован.

Значительная область динантского кремненакопления, как мы видели, располагалась в Центральной и Западной Европе. Здесь в геосинклинальных прогибах среди сланцево-граувакковых отложений местами появляются диабазы, фтаниты и кремнистые сланцы (кульм), среди которых лишь изредка встречаются породы типа яшм. Кремнистые осадки кульма известны в Тюрингии, Гарце, Гессене, в Рейнских Сланцевых горах, Арденнах и на юге Англии. Они, несомненно, были развиты и южнее (так, например, их присутствие отмечается в Южных Вогезах и на юге Центрального Французского массива; Бубнов, 1935), но обилие герцинских гранитов и метаморфизм затрудняют определение контуров их былого развития.

Каменноугольно-пермские вулканогенно-кремнистые ассоциации присутствуют в Кордильерской геосинклинали, где они входят в состав мощных существенно терригенных комплексов («формаций»). К ним относятся, например, «формации» шуновер, памперникл (Pumpernickel) — миссисипий, хаваллах (Havallah) — пенсильваний и нижняя пермь, развитые в Центральной Неваде и «группа Калаверас», распространенная западнее, в Сьерре-Неваде. Кремнистые породы здесь представлены преимущественно фтанитами, хотя в «формации» памперникл присутствуют и красные яшмы.

---

[1] Здесь и далее данные о палеозойских вулканогенно-кремнистых толщах Востока СССР взяты из книги «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса». Отв. ред. Л. И. Красный, 1966.



Фиг. 44. Географическое распространение средне-верхнепалеозойских геосинклинальных пород с радиоляриями

1 — область распространения кремнистого кульма Западной и Центральной Европы (оконтурено); *2* — Франкенвальд, S, D; *3* — Кавказ, D—C; *4* — Западный склон Урала, S, D; *4а* — Полярный Урал, S_2; *5* — восточный склон Урала: Магнитогорский и Брединско-Челябинский синклинории, D_{1-2}; *6* — Жаман-Сарысуйский антиклинорий, S (?); *7* — Предчингизская зона, D_2^2; *7а* — Синьзянь, D_3; *8* — Восточно-Ферганская провинция, S_2^2 — D; *9* — Агинское палеозойское поле, D_2^2 — C_1; *9а* — Северо-Восточная Монголия, D_2, D_3; *10* — хребет Джагды, Шантарские о-ва, S, D_3^1, C_1; *11* — Сихотэ-Алинь, C_1, P; *12* — Сахалин, P; *13* — Япония, S, C — P; *14* — Борнео, C (?); *15* — Австралия, S (?), D; *16* — Кордильеры — преимущественно Невада, S, D, C; *16а* — Юго-Восточная Аляска, D_3, C_1; *17* — горы Уачита, D — C_1^1. Заштрихованы протяженные геосинклинальные пояса с интенсивным кремненакоплением

На Северном Кавказе, в Передовом хребте, яшмы входят в состав худесской формации, возраст которой одними исследователями определяется как каменноугольный, другими — как девонский. Вулканические породы формации представлены спилитами, вариолитами и альбитовыми диабазами; в верху формации появляются более кислые андезито-дацитовые эффузивы. Яшмы образуют линзы, пласты и выполняют промежутки между лавовыми подушками (Скрипченко, 1966).

Силурийско-девонские вулканогенно-кремнистые ассоциации широко распространены в герцинских складчатых сооружениях.

В среднем и верхнем девоне Корнуэлла среди сланцево-песчаных толщ присутствуют спилиты, с которыми ассоциируют радиоляриевые кремни. Они встречаются как в виде слоев, так и в промежутках между лавовыми подушками. В Центральной Европе кремни сосредоточены главным образом во Франкенвальде, где приурочены к двум стратиграфическим интервалам: к силуру и верхнему девону. В обоих случаях кремнистые породы представлены фтанитами. В силуре последние ассоциируют с вулканическими породами и глинистыми сланцами, а в верхнем девоне развиты среди граувакк, где встречаются и диабазы.

Уральская геосинклиналь была местом интенсивного среднепалеозойского кремненакопления. В силуре фтаниты, ассоциирующие с вулканитами, сосредоточены на юге — в Зилаирском синклинории и западной части Магнитогорского (см. стр. 33), а также в Брединско-Челябинском (Мамаев, 1965). Кремнисто-глинистые сланцы и яшмовидные породы верхнего лудлова, связанные с эффузивами, известны на Полярном Урале, в Щучьинском синклинории (Стратиграфия СССР, Силурийская система, 1965). Кроме того, фтанитоподобные кремни и глинисто-кремнистые сланцы развиты в Левминской зоне, в центральном и восточном Пай-Хое и на севере Новой Земли; однако ввиду того, что здесь не обнаружены вулканиты, образование этих кремнистых осадков нельзя безоговорочно связывать с вулканизмом, хотя вполне возможно, что они относятся к группе отдаленно-вулканогенных.

Девонские кремнистые породы представлены как фтанитами, так и яшмами. Яшмы (нижний — средний девон) широко развиты в Магнитогорском синклинории и в меньшей степени в Брединско-Челябинском. Фтаниты присутствуют в разных частях девонского разреза, но особенно характерны для франского яруса Южного Урала и Северных Мугоджар.

Районом широкого распространения ямш и яшмовидных пород, ассоциирующих с эффузивами, являются геосинклинальные прогибы Южного Тянь-Шаня. Вулканогенно-кремнистые ассоциации здесь имеют, как мы видели, верхнелудловско-нижнедевонский возраст.

Вопрос о том, присутствуют ли в Казахстане среднепалеозойские кремни, связанные с вулканитами, остается неясным. Некоторые исследователи (Ненашев и др., 1965) относят к силуру яшмово-диабазовые толщи Жаман-Сарысуйского антиклинория (см. фиг. 44, *6*), которые, однако, другие считают ордовикскими. Хотя возраст этих толщ дискуссионен, сами они представляют исключительный интерес для понимания условий кремненакопления. Толщи эти состоят из спилитов, диабазов, яшм и терригенных пород, среди которых много грубых разностей, в том числе конгломератов. Такой набор пород иллюстрирует, с одной стороны, тесную связь яшм с основными эффузивами, с другой — позволяет считать, что формирование отложений происходило в относительно мелководных условиях.

Кроме указанного района, среднепалеозойские яшмовидные породы (живетские) указываются для Предчингизской зоны, где они развиты в виде линз и прослоев среди основных эффузивов, претерпевших интенсивную альбитизацию (Никитина, 1964).

Южнее кремнистые породы с радиоляриями известны в Синьзяне, на северном склоне хребта Борохоро, где они развиты в серии Цзинехе (D_3), представленной метаморфизованными зеленокаменными породами, среди которых отмечаются миндалекаменные разности (Региональная стратиграфия Китая, 1960).

Кремнистые породы присутствуют местами в девоне Монголо-Охотской складчатой области. Они известны: 1) в Забайкалье, в устьборзинской свите (D_{2+3}), состоящей из терригенных и кремнистых пород, спилитов, кератофиров и альбитофиров; 2) в северо-восточной Монголии — хребет Эрен-Дабан (эйфель) и на левобережье Керулен (D_3); 3) на Дальнем Востоке — в хребте Джагды и на Шантарских островах, где вулканогенно-кремнистые толщи ассоциируют с терригенными, часто грубообломочными породами.

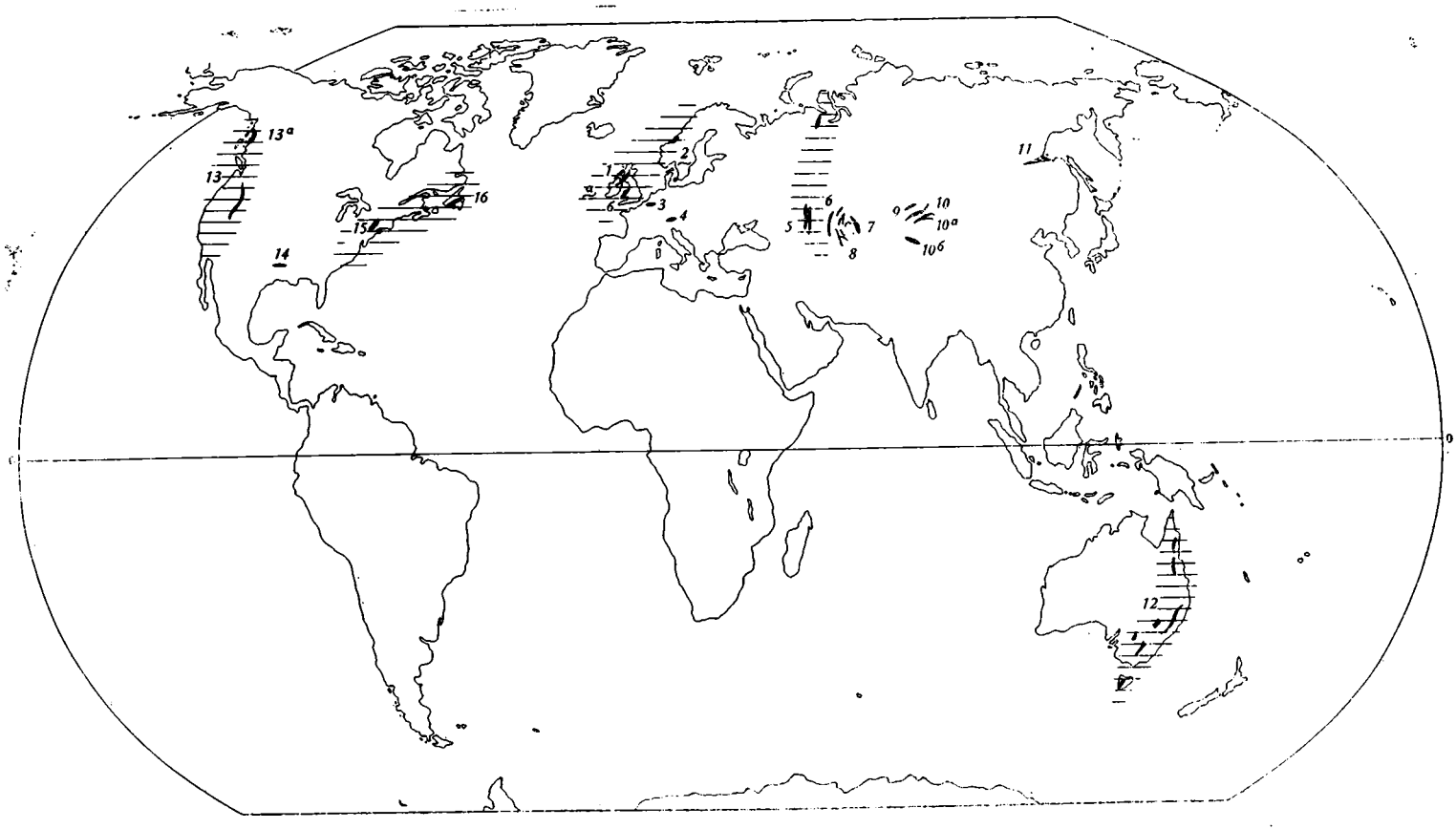
В Японии, в горах Китаками, красные и зеленые кремнистые породы с радиоляриями (яшмы) и шальштейны слагают небольшую по мощности серию Такаинари, относимую к лудлову (Takai et al., 1963).

В Австралии[1], в пределах Тасманской геосинклинали (см. фиг. 44, *15*), широко распространены среднепалеозойские вулканогенно-кремнисто-терригенные серии. Они известны в силуре, но особенно много их в девоне. Силурийские кремнистые породы (серии Neranleigh, Fernvale, Chillagoe) развиты в Квинсланде и северной части Нового Южного Уэльса; они представлены красными марганценосными яшмами, чередующимися с железистыми кварцитами, туфами, граувакками, глинистыми сланцами и редкими известняками. Отложениям этим синхронны разнообразные вулканические породы, в том числе местами и ультраосновные. Во многих районах силурийские образования прорваны серпентинитами. Девонский период на востоке Австралии характеризовался длительной и широко распространенной вулканической деятельностью, как подводной (подушечные спилиты), так и наземной, и накоплением мощных толщ радиоляриевых кремней. Особенно обильны они в серии Тамворс (Tamworth), развитой в горах Нью-Ингленд, а также в сериях Этна и Барраба. Серия Тамворс представляет особый интерес в том отношении, что в ней присутствуют довольно мощные линзы и пачки органогенных мелководных известняков, а радиолярии имеют мелководный облик. Все это позволило Т. У. Дэвиду (David, 1950) отнести указанную серию к образованиям мелководным.

На Североамериканском континенте среднепалеозойские кремнистые породы сосредоточены в двух геосинклиналях: в Кордильерской (пояс Фрезер) и Уачита. В первой они в основном приурочены к девону, хотя встречаются и в силуре и в нижнем карбоне, а во второй — к девону и низам карбона (Арканзасский новакулит).

Нижний палеозой. Вулканогенно-кремнистые ассоциации распространены в районах, показанных на карте (фиг. 45). В каледонской складчатой системе Скандинавии и Британских островов они известны в Трондьемском районе Норвегии (O_2), в Шотландии и Северной Ирландии (геосинклиналь Моффат), в Корнуэлле и Уэльсе. На Южно-Шотландской возвышенности развито два вулканогенно-кремнистых комплекса: серия баллантри (арениг) и серия гленкилн (карадок)[2]. Первая образована мощными диабазами и спилитами, часто подушечными, сосредоточенными преимущественно внизу яруса. Выше развиты красные и зеленые яшмы, серые кремни, вулканические брекчии и черные глинистые сланцы с граптолитами. Вулканические брекчии состоят из фрагментов пузыристой лавы и, судя по описанию, представляют аквагенные брекчии. Их накопления, как здесь считают, представляют собою остат-

[1] Сведения взяты из работы Дэвида (David, 1950).
[2] Сведения взяты из работы Ж. Прингла (Pringle, 1948) и Блэка (Black, 1957).



Фиг. 45. Географическое распространение нижнепалеозойских геосинклинальных кремнистых пород с радиоляриями

1 — Британские о-ва: *а* — Шотландия, Ирландия, О, *б* — Уэльс, Корнуэлл, Cm, O; *2* — Норвегия, O; *3* — Армориканский массив, Cm; *4* — Австрийские Альпы, O; *5* — Урал, Cm, O; *6* — север и восток Центрального Казахстана, Cm_1; *7* — Чингизский и Тарбагатайский хребты, Cm, O; *8* — Бет-Пак-Дала, Джалаир-Найманский, Западно-Балхашский прогибы, Cm_1; *9* — Горная Шория, Cm_1; *10* — Западный Саян, Cm_1; *10а* — Тува, Cm_1; *11* — хребет Джагды, Cm_1; *12* — Восточная Австралия, Cm, O; *13* — Североамериканские Кордильеры, Cm, O; *13а* — Юго-Восточная Аляска, O; *14* — горы Уачита, O; *15* — штат Нью-Йорк, O; *16* — Ньюфаундленд, Cm, O.

Горизонтальной штриховкой показаны четко выраженные геосинклинальные пояса с кремненакоплением

около 30% ее объема. Внизу развиты в основном спилиты и диабазы, а вверху — кератофиры, альбитофиры и другие кислые вулканиты. Среди осадочных пород преобладают терригенные и кремнистые (красные яшмы, яшмокварциты). Характерно, что в формации относительно мало яшм, хотя вулканиты присутствуют в очень большом количестве. Здесь место яшм, обычно залегающих выше спилитов, как бы заняли кислые вулканические породы.

В Бет-Пак-Дале кремнистые породы известны в Джалаир-Найманской и Западно-Балхашской геосинклиналях, где приурочены к джамбульской и бурубайтальской свитам (кембрий). Джалаир-Найманская геосинклиналь представляла собою в кембрии, по данным Н. Г. Марковой (1961), грабенообразный прогиб, ограниченный разломами. Джамбульская свита здесь состоит из терригенных пород, среди которых много кварцевых и аркозовых песчаников; в ней развиты пласты красных и зеленых яшм. Со свитой ассоциируют спилиты, а также кислые эффузивы; присутствуют силлы и мелкие тела диабазов. Структурные и палеогеографические условия кремненакопления хорошо иллюстрируют приводимые карты (фиг. 46, 47). Важно отметить, что кембрийская история прогиба, как показала Н. Г. Маркова, сопровождалась заложением ряда новых глубинных разломов, по которым позднее внедрялись ультрабазиты.

Следующая вспышка кремненакопления на территории Казахстана относится к ордовику, преимущественно к среднему и верхнему (?). Яшмы распространены в южной части Кокчетавского поднятия. Они известны в Предчингизской зоне, где их относят к ашгилию. Здесь развиты спилиты и альбитовые диабазы, среди которых присутствуют слои и линзы пестрых яшм и спикуловых кремнистых алевролитов (средняя часть жорсорской свиты). Над эффузивным комплексом залегает мощный яшмовый горизонт — акдомбакская подсвита (Заравняева и др., 1965). Яшмы, ассоциирующие с вулканитами, известны также в ордовике Чингизского и Тарбагатайского хребтов.

Юго-восточнее, в хребте Куруктаг (Синьзянь) кремнистые породы и основные эффузивы присутствуют в серии туршагтач верхнекембрийского возраста (Региональная стратиграфия Китая, 1960).

В Алтае-Саянской геосинклинальной области кремнистые осадки, ассоциирующие с вулканитами, возникали в наиболее погруженной части прогибов и относятся к рифейско-нижнекембрийскому этапу их развития. Так, в Горной Шории выделена спилитово-кератофировая формация (нижнемонокская и мундыбашская свиты), в которой среди осадочных пород присутствуют кремнистые сланцы, кремни (фтаниты?), туфы и рифовые известняки. В каледонском сооружении Западного Саяна установлена зеленокаменно-сланцевая формация (Cm_1), представленная измененными основными вулканическими породами, с которыми ассоциируют глинистые, глинисто-карбонатные, кремнистые (фтаниты) и углисто-кремнистые сланцы. Породы формации прорваны многочисленными телами гипербазитов. Спилитово-кератофировая формация с кремнями (фтаниты) известна в салаирском складчатом сооружении Тувы, где тоже встречаются гипербазиты. Кремнистые породы присутствуют, кроме того, среди выше залегающих граувакковых формаций (Cm_2), там, где в них появляются основные эффузивы.

Фтаниты, яшмы и спилиты развиты среди очень мощных терригенных толщ нижнего кембрия Джагдинского хребта (улигданская и оннетокская свиты). Отложения эти возникли в узком геосинклинальном прогибе, заложение которого относится еще к рифею.

Возможно, что нижнепалеозойские вулканогенно-кремнистые комплексы развиты и вдоль северо-западного обрамления Тихого океана (Япония, Сахалин и т. д.), но породы этого возраста здесь не обнажены

В восточной части Австралии (Тасманская геосинклиналь) кремни и вулканиты присутствуют среди кембрийских и ордовикских отложений. Кремни представлены фтанитовыми разностями; они переслоены черными граптолитовыми сланцами и иногда содержат пласты и линзы фосфоритов. Среди вулканитов преобладают спилиты и диабазы (David, 1950).

Ассоциация кремнистых, вулканических и терригенных пород характерна для Кордильерской геосинклинали Северной Америки (см. фиг. 45). Кремнистые породы, как мы видели (стр. 40), представлены здесь фтанитами. Сейчас они хорошо сохранились и изучены только в Неваде и прилежащих районах, но по всем данным в большем или меньшем количестве возникали в пределах всей западной части геосинклинали. В частности, они широко распространены в юго-западной Аляске (архипелаг Александра), где особенно обильны в ордовике (личное сообщение М. Чуркина).

Фтанитоподобные кремнистые породы, как мы видели, присутствуют в горах Уачита, где среди ордовикских отложений образуют выдержанный горизонт — «формацию бигфорк».

Аппалачская геосинклиналь тоже была местом накопления кремнистых осадков, которые можно сейчас наблюдать в двух районах.

В штате Нью-Йорк развит ордовикский сланцево-кремнистый комплекс мощностью около 600 *м*. Он состоит из темных глинистых сланцев (граптолитовых), чередующихся с кремнистыми породами, представленными как фтанитами, иногда с пиритовыми конкрециями, так и красными и зелеными яшмами.

Вторым районом развития кремнистых пород является Нью-Фаундленд (район залива Нотр-Дам) [1]. В кембрии и ордовике здесь сосредоточены большие массы вулканических пород, преимущественно андезитов (?), часто подушечных. Кремнистые породы представлены зелеными и красными, иногда марганценосными яшмами. Яшмы выполняют промежутки между лавовыми подушками, а также образуют тонкие и мощные (до 9 *м*) пласты, переслоенные кремнисто-глинистыми сланцами и кислыми туфами.

В восточной части Северной Америки выявлено лишь два района развития кремнисто-вулканических ассоциаций (см. фиг. 45, *15—16*); на самом деле они имели более широкое распространение в пределах эвгеосинклинального прогиба Аппалачской складчатой зоны. Сложная тектоника, в частности надвиги, а также обилие интрузий (в том числе серпентинитовых) затрудняют восстановление здесь размеров и характера нижнепалеозойского кремненакопления, хотя имеются указания на присутствие кремней среди осадочных толщ в разных частях Аппалачей.

Приведенный материал позволяет заключить, что условия образования и особенности размещения геосинклинальных кремнистых осадков прошлого и современных океанических осадков различны.

Области современного кремненакопления имеют широтную ориентировку, причем интересующие нас в данном случае радиоляриевые илы ограничены тропическо-экваториальной зоной.

Кремнистые пояса прошлого прослеживаются в соответствии с простиранием геосинклинальных систем, а не в соответствии с основной планетарной климатической зональностью, как бы ее ни реконструировать. Это иллюстрируют, например, пояса нижнепалеозойского кремненакоп-

[1] Взято из работы Э. Сэмпсона (Sampson, 1923).

ления Северной Америки: один из них (Кордильерский) расположен меридионально, второй (Аппалачский) — под углом около 60° к первому. Пояс Уральского среднепалеозойского кремненакопления лежит почти под прямым углом по отношению к Среднеазиатскому (см. фиг. 44). Мезозойский кремнистый пояс Тетиса тоже почти нормально подходит к западной ветви Тихоокеанского пояса. Одним словом, закономерности пространственного размещения геосинклинального кремненакопления прошлого принципиально иные, чем современные. Разные факторы определяют это размещение: в одном случае фактор динамический — наличие определенной планетарной системы течений, в другом — тектоно-магматический (инициальный магматизм начальных стадий геосинклинальных циклов). Современное кремненакопление «обезличено», оторвано от источников кремнезема, древнее же геосинклинальное — сохранило в этом отношении свое «лицо», хотя некоторый пространственный и временный «отрыв» отмечается и здесь.

Различно распределение кремнистых осадков и внутри рассматриваемых зон или поясов. В Экваториальном поясе кремнистые осадки распределены неравномерно, пятнисто, но, насколько позволяют судить опубликованные материалы, это распределение не связано со «структурным рисунком» области. Наоборот, в геосинклинальных системах прошлого кремненакопление концентрируется в определенных структурах — в узких трогах (компенсированных и некомпенсированных прогибах), к которым часто приурочены скопления основных магматических пород. Отметим также, что в пределах разных прогибов одной системы возраст кремнистых образований не всегда одинаков. Для Тетиса намечается определенная тенденция — возраст кремненакопления по направлению на восток становится более молодым.

Различия современного и древнего кремненакопления отражаются не только в их пространственном размещении, но также в составе как самих кремнистых осадков, так и тех, с которыми они парагенетически связаны. Радиоляриевые илы, как было показано, в целом характеризуются много более низким содержанием SiO_2, чем радиоляриты. Кроме того, среди последних одинаково много разностей с окисными (яшмы) и закисными (фтаниты) формами железа, в современных же радиоляриевых илах железо обычно окисное, и лишь изредка встречаются черные разности (Лисицын, 1966). Наконец, яшмы и фтаниты почти не содержат карбоната кальция, тогда как в радиоляриевых илах его содержание достигает 20%, и довольно обычны смешанные радиоляриево-фораминиферовые осадки (Кругликова, 1966).

Набор пород, сопутствующих кремнистым, в геосинклинальных формациях разнообразен и во многих случаях резко отличен от осадков, ассоциирующих с современными радиоляриевыми илами. Однако существует ассоциация, в общем близкая к океанической и нередко отождествляемая с нею. Это отложения мезозойского пояса Тетис и некоторые их аналоги. В обоих случаях радиоляриевые осадки латерально переходят в красные глины и известняки. Последние, однако, в океанической ассоциации состоят из фораминифер, кокколитофорид и тонкозернистого кальцита, представляющего собою продукт разложения их раковин, а в поясе Тетис среди известняков присутствуют не только фораминиферовые и пелитоморфные, но также оолитовые и обломочные (брекчии).

Из всего изложенного можно сделать вывод, что геосинклинальные существенно радиоляриевые породы (яшмы, фтаниты) не являются гомологом современных океанических радиоляриевых илов.

Размещение геосинклинальных диатомитов здесь не рассматривается, так как для этого не удалось собрать достаточный материал. Однако из описания формаций очевидно, что области с интенсивной пепловой седиментацией были благоприятными для развития диатомей, следова-

тельно, положение вулканов оказывало влияние на размещение диатомитов. Это отличает геосинклинальное диатомовое кремненакопление от современного океанического.

Выходя несколько за рамки темы, следует отметить, что кроме морских диатомитов широко развиты их озерные накопления, причем, как неоднократно указывалось (Taliaferro, 1933; Cressman, 1962), они встречаются в разных частях мира и, за исключением нескольких плейстоценовых озер, почти неизменно ассоциируют с вулканическими туфами.

Глава IV

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД (ФАКТЫ И ГИПОТЕЗЫ)

По поводу происхождения кремнистых пород высказано много взглядов, история которых неоднократно излагалась. Здесь мы ограничимся кратким рассмотрением состояния проблемы и коснемся некоторых вопросов, имеющих отношение к самой ее постановке.

В дискуссии о происхождении геосинклинальных кремней наметилось два наиболее спорных вопроса: первый — о роли вулканического выноса (источника) в формировании кремнистых осадков и второй — о способе осаждения кремнезема (о возможности и масштабах его химической садки). Иногда дискуссия о вулканическом источнике кремнезема сбивается на дискуссию о способе его осаждения и гипотезе «вулканогенной» противопоставляется гипотеза «биогенная». Согласиться с таким противопоставлением нельзя. Вопросы эти в известной степени самостоятельные, во всяком случае решение первого не зависит от решения второго.

В основе идеи о генетической связи кремнеобразования с вулканизмом лежит факт частого сонахождения кремнистых пород с офиолитами. Основоположниками этой идеи считаются итальянские геологи Пантанелли (Pantanelli, 1880) и Лотти (Lotti, 1886); следующий этап ее развития связан с именами Штейнмана (Steinmann, 1905) и Дэвиса (Davis, 1918). Именно их исследования заложили фундамент «вулканогенной» гипотезы, развивавшейся потом многими. Различные исследователи при этом по-разному рисовали механизм кремнеобразования. Одни поступление кремнезема объясняли присутствием на дне моря горячих источников, другие — диффузией из лавовых покровов, третьи — взаимодействием горячей лавы с морской водой, четвертые — разложением пепла. Все эти взгляды (может быть за исключением последнего) основаны на общих соображениях и косвенных данных, так как, естественно, нельзя получить прямых доказательств относительно способа выноса вещества в прошлом.

При рассмотрении возможного значения вулканогенного кремнезема в формировании геосинклинальных кремней представляется необходимым решить, во-первых, влиял ли существенно и непосредственно вулканический вынос на образование кремнистых осадков или «вулканогенный кремнезем» поглощался гидросферой и шел в общий запас и круговорот ее растворенных веществ и, во-вторых, всегда ли вулканические проявления сопровождаются выносом больших масс кремнезема или он связан только с определенным типом вулканизма.

Анализ изложенного фактического материала позволяет наметить три типа связей между кремненакоплением и вулканизмом (если рассматривать последний широко): I — кремненакопление и эксплозии, II — кремненакопление и подводные эффузии и III — кремненакопление, оторванное в пространстве и во времени от поступления твердых вулканических продуктов («отдаленно-вулканогенное» и «скрытовулканическое»).

I. В областях интенсивной пепловой седиментации, как мы видели, пышно развивались диатомовые водоросли, поставлявшие в осадок большие массы кремнезема. Петрохимический состав пирокластики при этом не имел значения, но ее характер существенно сказывался на продуктивности планктона. Последний в огромном количестве появлялся там, где пирокластика была тонкой и витрической. В местах быстрого накопления сравнительно грубого (псаммитового) вулканокластического и вулканомиктового материала кремнистые осадки либо отсутствовали, либо их было мало.

Столь необычный расцвет планктона в рассматриваемой обстановке может объясняться следующими причинами. Во-первых, сам пепел служит питательным материалом для диатомей, способных разлагать алюмосиликаты (Виноградов, Бойченко, 1942). Во-вторых, тончайшая пирокластика, долго находящаяся во взвеси или на дне моря, частично растворяется, обогащая воду кремнеземом, что тоже способствует развитию кремнистых организмов. В-третьих, надо иметь в виду, что интенсивная морская пепловая седиментация происходит обычно по соседству с активной вулканической сушей; поступающие с последней водотоки, особенно питаемые минерализованными источниками, вносят много веществ, способствующих развитию планктона. Модель формирования диатомитов в водоемах, питаемых термальными источниками, дают некоторые озера вулканического ландшафта (Горецкий, 1945).

II. Накопление мощных кремнистых осадков — яшмовых и фтанитовых — повсеместно сопровождает определенный тип подводных лавовых излияний. Следующие особенности вулканических пород, сопряженных с кремнистыми, выступают особенно ярко.

Резко преобладают основные эффузивные породы. В одних формациях они являются практически единственной составляющей вулканических комплексов и сопровождаются огромной массой основных и ультраосновных интрузивных пород. Можно считать, что эффузивы здесь представляют собой продукт выплавления ультрабазитовой магмы (офиолиты). В других формациях, кроме основных эффузивов, присутствуют и кислые породы (кварцевые кератофиры), концентрирующиеся, как правило, в верху формации. Здесь же сосредоточена и главная масса кремней (карамалыташская формация). Несмотря на синхронность кремненакопления и «кислого вулканизма», последний нельзя считать источником SiO_2 для формирования кремнистых пород. Представляется, что и кислый вулканический материал и кремнезем, прошедший осадочную фазу, являются разными продуктами развития одного базальтоидного магматического расплава, возникавшими параллельно. Некоторые исследователи (например, Брамлетт) в качестве главного аргумента против вулканогенного источника SiO_2 выдвигают факт сонахождения кремней с основными эффузивами. Последние, будучи недонасыщенными SiO_2, не могут, по их мнению, дать большой объем кремнистых эманаций. Возражение это несостоятельно по существу. Поступление больших масс эксгаляционного кремнезема нельзя рассматривать в прямой связи с составом излившегося расплава. Здесь связь иная, определяемая магматической дифференциацией, при

которой идет разделение на «основную» составляющую и богатую кремнием летучую часть. Именно поэтому кремнистые породы почти всегда ассоциируют с основными эффузивами.

Большие накопления кремнистых осадков не всегда являются спутниками базальтов. Эти осадки, как известно, тяготеют к тем формациям, где вулканические породы представлены спилитовой группой. Происхождение спилитов до сих пор остается дискуссионным, вероятно, в известной степени потому, что генезис пород, относимых к спилитам, в разных случаях различен, как недавно это показал В. И. Лебединский (1964). Неодинаковое происхождение альбитизации (спилитизации) объясняет и то обстоятельство, что не всегда осадочные кремни присутствуют среди альбитизированных вулканических толщ. Понятно, что с поздней регионально-метаморфической альбитизацией образование осадочных кремней не имеет ничего общего. Рассматривать такой сложный петрологический вопрос, как проблема спилитов, не входит в нашу задачу. Однако мы можем констатировать, что геологические данные все больше подтверждают закономерность сонахождения определенного типа кремнистых пород и спилитов. По-видимому, альбитизация и поступление кремнезема в область осадконакопления причинно связаны и определяются развитием самого магматического очага, ведущим к накоплению кремнезема и щелочей в виде легкоподвижных (летучих) компонентов. Эти представления вполне согласуются с выводом Г. С. Дзоценидзе, что «...спилитизация происходит не после излияния, а в самом очаге, где минерализаторы, мигрируя к верхней части очага еще до начала извержений, создают там условия для образования альбита...» (1965, стр. 122). Понятной в свете таких представлений становится приуроченность спилитовых свит к определенным этапам геосинклинальных тектоно-магматических циклов.

Таким образом, образование вулканогенных кремнистых осадков хорошо согласуется с некоторыми гипотезами магматического генезиса спилитов.

О способе поступления вулканического кремнезема в бассейн можно лишь догадываться, и, как указывалось, оно рисуется разными исследователями по-разному.

В советской литературе этот вопрос был разобран М. А. Петровой (1958). Она рассмотрела следующие три возможных способа поступления кремнезема в вулканических областях.

1. *Принос* SiO_2 *с парами и газами в момент извержения вулкана (магматический кремнезем).* Используя экспериментальные данные о растворимости SiO_2 в жидкой и флюидной фазах воды при разных температурах и давлениях, М. А. Петрова показала, что поступление кремнезема при этом процессе невелико. По ее подсчетам, эксплозия средней силы даст всего лишь около 3000 *т* SiO_2. Хотя расчет этот приближенный, но вывод вполне согласуется с геологическими наблюдениями: большие массы кремнистых пород, как правило, в активный период эрупции не формируются.

2. *Поступление кремнезема в составе фумарол и горячих источников в промежутках между эрупциями и после них.* Этот способ выноса SiO_2, как известно, предполагался многими и многими оспаривался.

Аргументы, приводимые против фумарольно-гидротермального выноса кремнезема при подводном вулканизме, различны. Часто этот вынос отвергают, основываясь на особенностях современных наземных горячих источников. Некоторые из них хотя и отлагают в местах выхода кремнистые осадки (гейзериты), но, как установили гидрогеологи, воды этих источников в большинстве случаев водозовые, а не ювенильные, и выносимый ими кремнезем выщелочен из вмещающих пород (*кремнезем выщелачивания*). Ювенильные источники относятся к малодебитным и

недолговременным. Так как в подводных условиях гидрогеологическая обстановка не позволяет предполагать существования источников первого типа (водозовых), а ювенильные не выносят больших количеств SiO_2, то делается вывод о малой роли фумарол и гидротерм в формировании морских кремнистых осадков. Однако нельзя считать бесспорным указанный аргумент, несмотря на его кажущуюся силу, так как состав расплава и тип извержения при подводном вулканизме тех этапов развития геосинклиналей, с которыми связано образование кремнистых толщ, резко отличаются от таковых при современном наземном вулканизме.

Некоторые исследователи оспаривают гидротермально-фумарольный вынос кремнезема, ссылаясь на отсутствие «кондуитов». Действительно, мы их не встречаем, хотя изредка попадаются колломорфно-плойчатые кремнистые «тела», которые иногда считают местом высачивания гидротерм. Вопрос о «кондуитах» может решаться двояко. Либо они были, но их трудно обнаружить из-за метаморфизма пород, сложных дислокаций и обилия интрузий, свойственных складчатым зонам, либо они вообще отсутствовали в том виде, как мы их себе представляем. Обычно по всей толще эффузивных пород, с которыми ассоциируют яшмы или фтаниты, отмечаются следы движения кремнистых растворов в виде гематитово-кварцевых прожилков, а сами эффузивы неравномерно импрегнированы кремнеземом и гематитом. Это позволяет предполагать не рассеянное, точечное расположение фумарол и источников, а площадное их развитие. Иными словами, резко обособленных «кондуитов» могло и не быть, а высачивание газов и растворов происходило либо по всей площади подводного лавового поля, либо вдоль тех трещин, по которым лава поступала.

В итоге можно сказать, что аргументы, выдвигаемые против гипотезы подводного гидротермально-фумарольного выноса SiO_2, недостаточно убедительны, чтобы отказаться от нее, и пока она остается правомерной. Может быть, дальнейшее изучение подводного вулканизма внесет больше ясности в этот вопрос.

3. *Образование кремнезема при подводных извержениях в результате взаимодействия раскаленной лавы и пирокластов с морской водой (кремнезем взаимодействия — по М. А. Петровой).* Подобная гипотеза постулировалась многими, но обычно в общем виде, без каких-либо доказательств. В последнее время она подтверждена некоторыми фактами и расчетами.

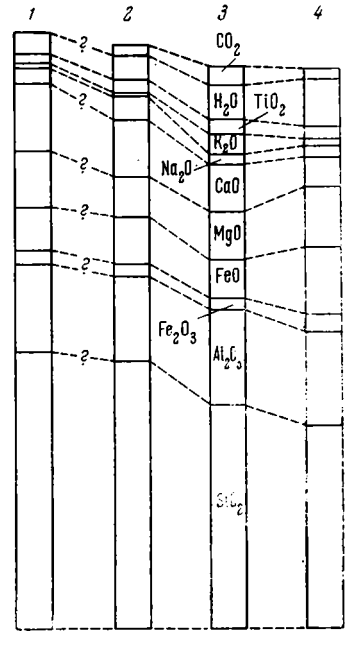
Так, М. А. Петрова, основываясь на опытах Н. И. Хитарова, считает, что взаимодействие горячей лавы и особенно пирокластики с морской водой является главным процессом, поставляющим растворенный кремнезем (вулканогенный). Указанные опыты показали, что при высокой температуре (430—460° С) и давлении (400—500 *амт*) чистая вода за короткий срок из полиминерального материала (гранодиориты, аркозы) извлекает значительное количество веществ и больше всего SiO_2. Интенсивность выщелачивания зависит от поверхности соприкосновения частиц с водой, поэтому мелкораздробленный материал должен легче отдать в морскую воду SiO_2, чем лавовый покров.

Из рассмотрения вулканогенно-кремнистых формаций мы видим, что яшмы и фтаниты ассоциируют с вулканическими толщами, часто почти лишенными пирокластики. Это обстоятельство несколько ограничивает применение данной гипотезы к образованию рассматриваемого типа кремней. Правда, среди вулканических толщ встречаются подушечные и глобулярные лавы, с которыми нередко ассоциируют аквагенные гиалокластические накопления. Сходные образования были встречены в нескольких районах юго-восточной части Тихого океана, где они приурочены к подводным возвышенностям. Э. Бонатти (1966) даже выделил два типа глубоководного вулканизма: 1) спокойное излияние лав и

2) «гиалокластическое» извержение. Горячие гиалокласты быстро гидратируются, образуя палагонит, и легко подвергаются выщелачиванию, отдавая в морскую воду ряд элементов. Э. Бонатти считает, что гиалокластический вулканизм оказывает большое влияние на состав осадков в районах, прилегающих к местам его проявления.

Таким образом, хотя для вулканогенно-яшмовых (фтанитовых) формаций обычные пирокластические образования не характерны, в них присутствуют аквагенные гиалокласты, которые можно рассматривать как источник некоторого количества кремнезема взаимодействия.

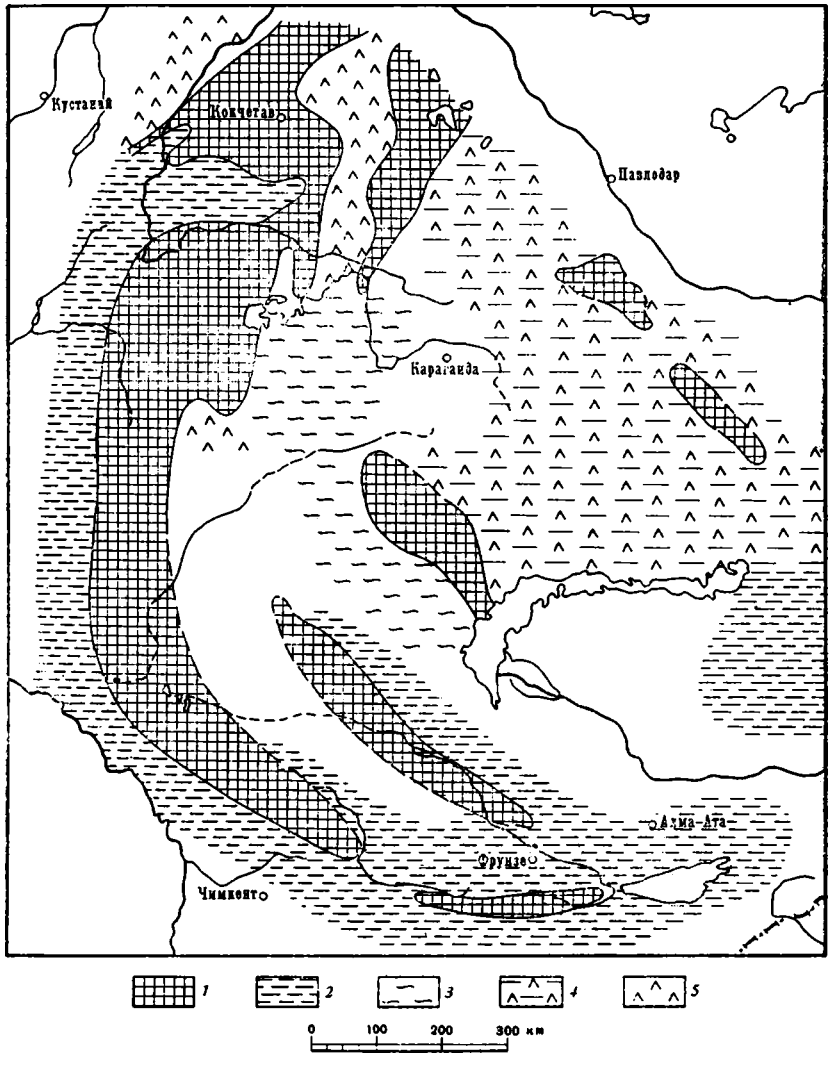
Исследователи францисканской формации — Бэйли, Ирвин и Джонс (Bailey, Irwin, Jones, 1964) приводят доказательства в пользу рассматриваемой гипотезы. Коротко их взгляды сводятся к следующему. Физико-химические данные позволяют считать, что при $t = 350°C$ и давлении, соответствующем средним океаническим глубинам, растворимость силикатного стекла 2000 ppm. Там, где лава поступает в виде подушек и глобуль, реакция с морской водой особенно благоприятна, и большие массы SiO_2 могут перейти в раствор. Далее, были сопоставлены химические анализы францисканского интрузивного диабаза и подушечной лавы, а также анализы ядра, оболочки подушек и аквагенных гиалокластов. Результаты анализов хорошо иллюстрирует диаграмма (фиг. 48). Мы видим, что от диабаза (который считается наиболее соответствующим первичной магме) к лаве и к гиалокластике происходит уменьшение количества SiO_2, Na, Ca и увеличение H_2O, Mg и K. Эти изменения авторы считают возможным объяснить взаимодействием расплава с водой. Чтобы удостовериться, является ли потерянное базальтом количество SiO_2 достаточным для формирования кремней, в одном районе были детально откартированы эффузивные и кремнистые породы и определено отношение между их объемами, оказавшееся равным 250 : 1. Было принято отношение 100 : 1 и среднее значение SiO_2 в базальте — 50%; тогда потеря 2% SiO_2 достаточна для образования кремней францисканской формации. Анализы лав показывают, что наблюдаемая потеря SiO_2 более чем адекватна требующейся для образования этих кремней. Механизм последнего рисуется указанными авторами следующим образом. Горячая, богатая SiO_2 вода будет подниматься к поверхности, и на ее место начнется подток обычной морской воды. Поднимающаяся вода охлаждается, и наступит момент, когда станет возможной полимеризация кремнезема и образование кремневого геля, который затем выпадает на дно, образуя кремневую линзу. Каждая такая линза, следовательно, отвечает одной эрупции и возникает очень быстро, чем и объясняется ее незагрязненность терригенной примесью.



Фиг. 48. Диаграмма, иллюстрирующая изменение состава подушечной лавы при ее взаимодействии с морской водой; для сравнения приведен состав комагматичного (?) дайкового диабаза.

Состав выражен в весовых единицах окислов (*г/см*³) при допущении отсутствия изменения объема или пористости (Bailey et al., 1964, фиг. 13)

1 — диабаз; *2* — ядро подушечной лавы; *3* — оболочка подушки; *4* — гиалокластический матрикс



Фиг. 49. Схематическая палеогеографическая карта для среднего и верхнего ордовика (Богданов, 1959, рис. 1).

1 — области размыва; *2* — области накопления мощных граувакковых серий; *3* — области накопления мощной терригенно-кремнистой серии; *4* — области накопления мощных вулканогенно-осадочных серий; *5* — области накопления спилитов

Оценивая в целом гипотезы поступления вулканогенного кремнезема в подводных условиях, можно сказать, что гипотеза взаимодействия горячей лавы с морской водой применима лишь к некоторым объектам, таким, как францисканские яшмы. Здесь кремненакопление синхронно эрупциям, и кремнистые породы образуют с эффузивными единые линзы. Объем кремнистых пород по сравнению со слагающими формацию терригенными и вулканическими породами при этом очень небольшой.

Строение большинства формаций, однако, свидетельствует о длительности кремнеобразования, которое значительно переживает период активного вулканизма во времени и, следовательно, оторвано от него. Для этих случаев гипотеза субмаринных источников и фумарол более соответствует геологическим данным.

В отличие от речного и «пирокластического» вноса кремнезема в областях эффузивного вулканизма источник SiO_2, каков бы ни был способ его поступления, располагался внутри бассейна и часто на значительной глубине. Поэтому кремнеземом прежде всего обогащались нижние слои воды. Такое питание было, вероятно, одной из причин формирования необычно чистых кремнистых осадков. Может быть, оно отразилось и на составе планктона, так как обогащение кремнеземом относительно глубоких слоев воды было более благоприятным для развития радиолярий, чем диатомовых водорослей.

III. Наиболее сложным вопросом является выяснение условий формирования геосинклинальных кремнистых толщ, для которых либо не установлены сколько-нибудь значительные массы синхронных вулканических пород, либо последние находятся на большом удалении от мест накопления кремнистых осадков. Можно было бы их образование вообще не связывать с вулканизмом и здесь не рассматривать, если бы не удивительное сходство по составу и структуре с яшмами и фтанитами из вулканогенно-осадочных комплексов.

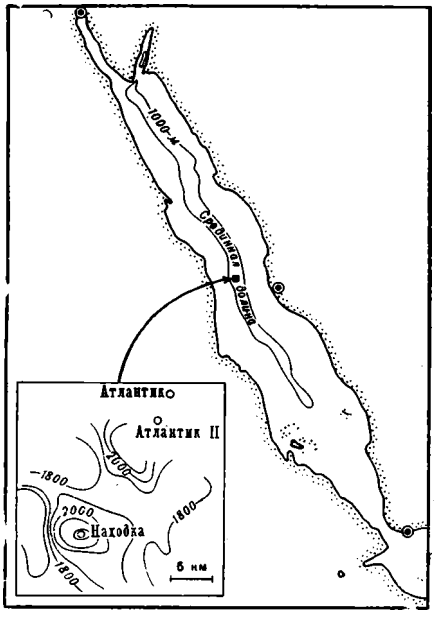
Кремнистые отложения, пространственно удаленные от областей активного вулканизма, были выделены Н. С. Шатским в особую группу отдаленно-вулканогенных кремнистых образований. Они присутствуют во многих геосинклинальных системах. Так, например, рассматривая фациальную карту для среднего и верхнего ордовика Казахстана (фиг. 49), мы видим, что терригенно-кремнистые серии распространены на расстоянии 400—450 *км* от района развития спилитов. Кремнистый флиш иткуловской свиты западного склона Урала находится по крайней мере в 120—150 *км* от области развития карбоновых вулканических толщ Магнитогорского синклинория. В Эллинидах яшмы встречаются в структурах, где нет вулканитов, но последние присутствуют либо на их продолжении, либо в соседних прогибах.

Развитие кремнистых осадков на большом удалении от центров подводного вулканизма можно объяснить, используя некоторые данные о кремненакоплении в современных условиях. Мы видели, что оно подчинено динамическому фактору, в частности, системе течений. О характере последних в троговых бассейнах мы судим лишь по направлению гиероглифов и гранулометрической рассортировке обломочного материала во флише. Согласно этим данным можно полагать, что и в геосинклинальных бассейнах с кремнистой седиментацией имели место продольные течения, которые не только были способны разносить остатки кремневого планктона от места его пышного расцвета в вулканической области, но и, будучи обогащены питательными веществами и тонкой аквагенной гиалокластикой, сами являлись благоприятной средой для обитания организмов с кремневым скелетом.

Относительно кремнистых отложений, для которых синхронные подводные эффузивные образования не установлены, можно сказать следующее. Такие отложения достигают иногда большой мощности и в геосинклинальном разрезе чередуются с толщами, многие из которых являются существенно вулканогенными, т. е. и до и после формирования кремней геосинклиналь имела вулканический характер.

Ниже таких «независимых» кремнистых отложений обычно присутствуют интрузии габброидов, т. е. магматический очаг продолжал быть активным и тогда, когда вулканические излияния и эксплозии прекращались.

Среди кремнистых толщ, а также в их основании местами много своеобразных монолитических кремнистых брекчий, а в одном месте на Урале удалось наблюдать сложенное ими трубковидное секущее тело (Покровский, 1965). Образование брекчий скорее всего следует связывать с криптоэксплозивными явлениями, обусловленными газовыми взрывами.



Фиг. 50. Местоположение депрессий с горячими рассолами (Miller et al., 1966, фиг. 1)
Изобаты, *м*

Сопоставляя все эти факты, можно высказать предположение, что в период прекращения собственно вулканической деятельности в бассейн продолжали поступать вулканические продукты в виде богатых кремнеземом эксгаляций и источников. Оно может показаться не обоснованным, не заслуживающим внимания, но обнаруженные недавно необычные поступления веществ в Красное море (Miller et al., 1966) делают такое предположение правдоподобным. Коротко остановимся на упомянутом открытии.

Красное море в центральной части имеет узкую рифтовую «долину», осложненную изометричными депрессиями (фиг. 50). О тектоническом строении фундамента Красного моря дает представление схематический профиль (фиг. 51), составленный по материалам главным образом геофизических исследований, а также бурения. По геофизическим данным, под рифтовой «долиной», на небольшой глубине расположено тело основных интрузивных пород.

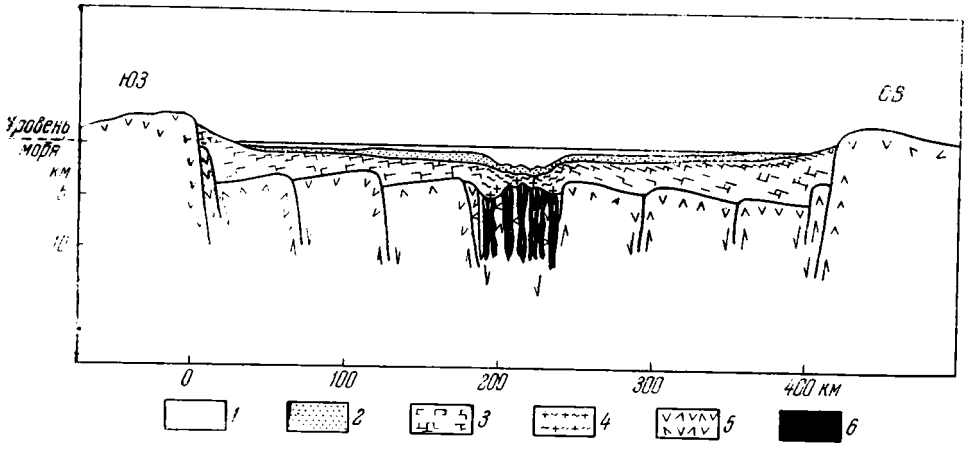
В двух депрессиях были обнаружены горячие минерализованные рассолы, а также специфические кремнисто-железистые осадки. Они резко отличаются от воды и обычных карбонатных осадков моря, в том числе и от таковых в соседних депрессиях, имеющих ту же или даже бо́льшую глубину; таким образом, распространение рассолов и кремнисто-железистых осадков узко локально и не определяется батиметрией.

В одной из депрессий («Атлантик II») вода имеет температуру 56° С, pH 5,3, соленость около 310 *г/л* (при t = 20° С) и лишена кислорода. Во второй депрессии («Находка») температура воды 44,7° С, pH 6,2. О химическом составе р а с с о л о в дает представление табл. 16. Они состоят главным образом из хлорида натрия; общее содержание солей здесь в 10 раз выше, чем в нормально-морской воде. По сравнению с последней рассолы обеднены Mg, SO_4 и Ba и содержат необычное количество Zn, Cu, Fe и Mn; к р е м н е з е м а в них во много раз больше, чем в поверхностном слое Красного моря (см. табл. 16 и 17).

Осадки в рассматриваемых депрессиях представляют собой темные гелеподобные кремнисто-железистые илы, сильно магнитные в сухом состоянии. Основной компонент илов — гидрат окиси железа; оптическим и рентгеновским анализами установлен плохо окристаллизованный маг-

Химический состав рассолов в депрессиях

Местонахождение	Уд. вес	Na	K	Mg	Ca	SO_4	Cl
Депрессия «Атлантик II»	1,196	105	3,61	0,95	6,44	1,14	195
Депрессия «Находка»	1,141	—	—	—	—	—	127,6
Средний состав морской воды . .	1,027	10,8	0,39	1,30	0,411	2,72	19,5



Фиг. 51. Схематический поперечный профиль через Красное море (Miller et al., 1966, фиг. 2)

1 — вода; *2* — кораллы, неконсолидированные осадки; *3* — карбонатные и эвапоритовые отложения; *4* — осадки, вулканиты; *5* — породы щита; *6* — основные интрузивные породы

гемит. Вторым по содержанию компонентом является аморфный кремнезем. В некоторых слоях отмечены сульфиды железа; характерно очень высокое содержание сфалерита (Zn в виде ZnO составляет 6,2% сухого промытого от NaCl осадка) и довольно высокое — меди (1% CuO). Единственным глинистым минералом является диоктаэдрический монтмориллонит, но содержание его незначительно. Обычный для осадков моря терригенный материал отсутствует. Карбонаты встречены только в одной депрессии внизу разреза, где присутствуют раковинки пелагических фораминифер и отмечены карбонаты Fe и Mn.

Характерно, что температура осадков на 5—10° выше, чем температура рассола. Это позволило сделать вывод, что, во-первых, рассолы и металлоносные осадки имеют одно происхождение и, во-вторых, тепло поступает снизу (Miller et al., 1966). Рассмотрев все возможные причины появления рассолов и металлоносных осадков в Красном море, геологи, их изучавшие, пришли к выводу, что больше всего данных свидетельствует о том, что здесь имеет место подводный вынос глубинной термальной воды неизвестного происхождения. Вынос этот, вероятно, определяется многочисленными сбросами, открывающими пути для миграции растворов. Близкая интрузия может быть источником тепла и летучих металлов.

Депрессии Красного моря — это миниатюрная природная лаборатория, где можно получить много важной информации. При выяснении вопроса о происхождении геосинклинальных кремней, непосредственно не связанных с вулканическими породами, рассмотренный материал интересен как прямое доказательство возможности подводного поступления кремнезема «снизу», даже там, где лавовых излияний не было.

Таблица 16

Красного моря (в *г/л* при 20° С)

Br	B	Fe	Mn	Zn	Cu	Ba
0,083	0,013	0,07	0,086	0,003	0,001	0,0011
0,086	0,008	<0,001	0,022	<0,001	<0,001	<0,0004
0,066	0,0047	$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-6}$	$2\cdot10^{-6}$	$15\cdot10^{-6}$

Таблица 17

Содержание кремнезема в воде Красного моря (станция «Атлантик II»)

Глубина, м	Температура, °C	Cl, %	O_2, *ml/l*	SiO_2 — Si, *μg-at/l*
0—1	25,00	21,39	4,82	0,60
98	23,99	22,00	4,68	0,27
196	22,12	22,38	2,04	7,19
2016	—	79	0,00	33
2064	55,94	155	0,00	636
2094	55,92	156	0,00	636
2123	55,90	156	0,00	527

Подчеркнем, что Красное море ни в коем случае не является моделью тех условий, которые существовали во время образования интересующих нас кремнистых отложений в геосинклиналях. Прежде всего, несравнимы количества кремнезема, поступающего в область седиментации; различны и тектоническая обстановка, и магматизм, и состав выносимых продуктов. Рассмотренный материал важен лишь как доказательство возможности поступления SiO_2 «снизу», когда вулканических проявлений нет, но когда существуют неглубоко расположенные интрузивные тела. Интересную информацию мы получаем здесь и относительно исчезновения карбонатов в местах формирования кремнисто-железистых осадков. Весь приведенный выше геологический материал демонстрирует именно такое разделение карбонатных и кремнистых фаций.

Кремнистые толщи, возникающие предполагаемым способом (при отсутствии синхронных вулканитов), можно называть «скрытовулканогенными», отличая их от «отдаленно-вулканогенных».

Итак, мы видим, что связи между вулканизмом и кремненакоплением различны и не всякий вулканический процесс сопровождается образованием кремнистых осадков. В областях эффузивного вулканизма оно концентрируется там, где доминируют подводные излияния основного расплава, причем сопровождаемые широким фронтом альбитизации. Далеко не все эффузии сопровождаются интенсивным кремненакоплением, и это объяснимо. Поэтому несостоятелен выдвигаемый иногда против вулканогенной гипотезы кремненакопления аргумент, что имеются формации с большим количеством эффузивов, но без кремней.

О ХЕМОГЕННОМ КРЕМНЕОБРАЗОВАНИИ

Различные взгляды высказываются не только по вопросу об источниках и о способах поступления кремнезема, но и о механизме его осаждения в морских условиях. По существу, это сводится к дискуссии о возможности хемогенной садки кремнезема и ее роли в формировании кремнистых пород. Одни исследователи полностью отрицают такую возможность, считая биологическое извлечение SiO_2 единственным способом формирования кремнистых осадков, другие придают неорганогенному осаждению первостепенное значение (Twenhofel, 1961). Как обычно в подобных случаях существуют и промежуточные, более осторожные суждения; в частности, многие считают, что в районах расположения подводных вулканов хемогенная садка кремнезема могла происходить (Краускопф, 1963; Страхов, 1966), но при этом сильно ограничивают ее территориально.

Отрицание возможности хемогенного кремненакопления основано на

факте сильного недонасыщения кремнеземом морской воды; косвенные данные позволили сторонникам такого взгляда распространить фактические сведения о современном составе гидросферы на весь послерифейский этап ее развития.

Представления о существенно хемогенной природе многих геосинклинальных кремней основаны главным образом на петрографических наблюдениях, на факте отсутствия или редкости органических остатков во многих породах при обилии и очень хорошей сохранности раковин в соседних слоях. Критика такой интерпретации указанных наблюдений давалась неоднократно; ее авторы объясняли неравномерное распределение органических остатков в породах неодинаковой устойчивостью различных раковин в диагенезе и катагенезе. Аргумент этот заслуживает внимания, особенно если учесть исследования Брамлетта, который на примере монтерейской формации показал, что органогенная структура диатомитов исчезает при погружении их на глубину. Несмотря на убедительность такого довода, все же остаются сомнения в его справедливости по отношению ко всем кремнистым породам.

Существуют две группы кремнистых пород: диатомовые и существенно радиоляриевые (яшмы, фтаниты). Скорлупки диатомей в целом неустойчивы, при этом одни их формы растворимы легче, другие труднее. Радиолярии же более устойчивы (они хорошо сохраняются в дислоцированных палеозойских толщах), а главное, даже при полном исчезновении раковин, следы их присутствия сохраняются в виде кремневых слепков-шариков (при этом не имеет значения тонкая или толстая была сама раковина). Следовательно, когда мы видим в разрезе чередование радиоляритов и тонкозернистых кремней без раковин, мы можем допустить, если стоять на позициях биогенной концепции, что последние представляют собою измененный диатомит. Но этому противоречат следующие наблюдения. Диатомиты и кремнистые породы с радиоляриями (яшмы, фтаниты) пространственно разобщены и принадлежат к формациям разного типа: среди молодых неизмененных отложений неизвестны толщи, состоящие из чередования обоих типов пород. Кроме того, диатомовые (в отличие от радиолярий) обычно тяготеют к слоям, обогащенным тонкой витрокластикой или глиной, а в рассматриваемом случае слои без органогенной структуры очень чистые, лишенные примесей. Следовательно, нет никаких фактических данных, чтобы предположить, что в яшмовых и фтанитовых толщах мы имеем чередование слоев с разными органогенными остатками. Но если даже допустить такую возможность, то надо еще объяснить, что же определяло их чередование в разрезе. В мелководных условиях оно могло быть обусловлено гидродинамической сортировкой материала, но так как большинство яшмовых и фтанитовых отложений относится к глубоководным фациям, действие гидродинамического фактора, по-видимому, исключено. Отметим, что при допущении хемогенного осаждения крезнезема такое чередование слоев с разной структурой можно объяснить пульсационной подачей вулканогенного кремнезема.

Возможность и масштаб хемогенной садки кремнезема, как само собою понятно, находятся в обратной зависимости от размера его биологического извлечения. Чем оно энергичнее, тем меньше такая возможность. Ввиду того, что диатомовые являются главными «потребителями» кремния, решение проблемы в значительной мере определяется временем их появления в истории органического мира. Если было бы доказано, что расцвет их относится к меловому периоду, то, вероятно, можно было бы с большим основанием предполагать наличие хемогенных силицитов палеозойского и раннемезозойского возраста.

Хотя вопрос о времени появления диатомовых остается открытым, некоторые косвенные данные указывают на то, что их появление или,

скажем осторожнее, начало расцвета относится именно к позднеюрскому или меловому периоду, в породах которых и встречены их остатки. Следующие два обстоятельства свидетельствуют об этом.

Во-первых, рассматривая послерифейские вулканогенно-кремнистые формации, нетрудно заметить, что в палеозое, триасе и юре среди них широко распространены породы с радиоляриями (яшмы, фтаниты), в меловых же и кайнозойских формациях они имеют несравненно меньшее распространение. Таким образом, даже если допустить, что диатомовые в домеловое время имели такое же развитие, что и позднее, то можно утверждать, что соотношение их с радиоляриями с течением времени менялось. Характерно, что меловой период как будто бы является в этом отношении переломным.

Во-вторых, рассматривая геологическую историю кремненакопления, Г. А. Каледа (1956) обратил внимание на появление с мелового периода особой новой кремнистой формации: опоковой, характерной для платформ [1]. До этого кремненакопление на платформах в сколько-нибудь значительном масштабе отсутствовало (рассматривается послерифейский этап); оно концентрировалось только в геосинклиналях. Причину распространения кремнеобразования на платформы Г. А. Каледа связал с появлением диатомей. До этого кремнистые осадки не могли здесь возникать потому, что отсутствовали энергичные «извлекатели» кремнезема из сильно недонасыщенной им морской воды и кремненакопление концентрировалось только в вулканических зонах.

То обстоятельство, что и на платформах и в геосинклиналях изменение в характере кремненакопления падает на одно и то же время, позволяет предположить, что это связано с какой-то общей причиной, и скорее всего — с расцветом диатомей. Если же это так, то вопрос о хемогенном кремненакоплении в палеозое и раннем мезозое может решаться иначе, чем для современного этапа.

Таким образом, вопрос о присутствии абиогенного кремнезема в составе фтанитовых и яшмовых толщ нельзя считать окончательно решенным, и сегодня правомерно существуют оба указанных взгляда. Может быть, в дальнейшем, с развитием изотопного анализа и физических методов исследования минералов удастся утвердить ту или иную точку зрения.

О ДВУХ ГЛАВНЫХ И КОНКУРИРУЮЩИХ ГИПОТЕЗАХ ОБРАЗОВАНИЯ ЯШМ

В проблеме происхождения кремнистых пород, как мы видели, существует много неясных и спорных вопросов. По-разному понимают и механизм поступления кремнезема, и его разнос в бассейнах седиментации, и способ перехода в твердую фазу. Все это важные, но частные стороны проблемы. Ее стержнем был и остается вопрос о роли вулканизма [2] в образовании тех мощных существенно радиоляриевых кремнистых пород, которые так характерны для определенных этапов развития геосинклиналей. Решение проблемы, как оказалось, во многом зависит от оценки глубины отложения кремнистых осадков. Поэтому на протяжении всей истории изучения яшм обсуждение батиметрических условий их отложения переплеталось с дискуссией о роли вулканического источника кремнезема. К настоящему времени выкристаллизовались две главные гипотезы, касающиеся происхождения яшм — «гипотеза батиметрического контроля» и «вулканогенная гипотеза».

---

[1] Правильнее говорить об ее появлении в поздней юре.

[2] Еще раз подчеркнем, что речь идет о непосредственном влиянии вулканизма на кремненакопление, а не о формировании «обезличенного» запаса кремния гидросферы.

Сторонники первой основным фактором образования яшмовых осадков считают батиметрические условия, а именно, большие глубины (абиссаль). Основоположником гипотезы был, по-видимому, Моленграфф (Molengraaff, 1900), изучавший кремнистые породы Борнео. На развитие этого взгляда большое влияние оказало сходство яшм и многих сопутствующих им пород пояса Тетис с глубоководными океаническими осадками. При этом уже в ранних работах (например, у Кайё) обращалось внимание на бескарбонатность яшм, что объяснялось растворением кальцита в глубоких слоях воды. Этот взгляд утвердился, когда появились фактические данные о физико-химических особенностях океанической воды на разных глубинах. Установленный рост содержания растворенного кремнезема с глубиной и изменение порциального давления CO_2 (согласно известной диаграмме Ваттенберга) хорошо объясняли особенности батиметрического разделения современных кремнистых и карбонатных илов. Эти данные были перенесены на ископаемые радиоляриевые осадки и, по-видимому, явились главным аргументом в пользу отнесения их к абиссальным образованиям.

Геологи, придерживающиеся такого взгляда, не отрицают существования парагенеза вулканитов и яшм, но считают, что последние развиваются «по своей логике» и их сонахождение с вулканитами — это совпадение, хотя и закономерное (Aubouin, 1965). Оно определяется тем, что на определенном этапе геосинклинального развития растяжение коры приводит к внедрению офиолитов (или базальтоидов) и к возникновению троговых депрессий. Иначе говоря, допускается, что яшмонакопление не зависит от вулканизма, а их пространственное совпадение объясняется тем, что оба они — следствие одной причины.

Посмотрим, насколько гипотеза батиметрического контроля соответствует фактам. Для этого прежде всего подытожим данные о палеогеографических условиях образования радиоляриевых кремней (при описании формаций, там, где имелся соответствующий материал, этот вопрос рассматривался). Следует подчеркнуть, что хотя в рассматриваемой гипотезе обычно фигурируют яшмы, она применима и к фтанитам, так как в фациальном отношении оба типа пород можно считать гомологами. Об этом свидетельствуют сходный минеральный состав пород, одинаковые структурные и текстурные признаки, один и тот же комплекс органических остатков и одинаковая стратификация. Кроме того, и фтаниты, и яшмы встречаются, как мы видели, в сходных породных ассоциациях.

Надо сказать, что условия отложения радиоляриевых кремнистых пород поняты много хуже, чем таковые карбонатных и терригенных, что объясняется трудностями фациального анализа кремнистых образований. Эти трудности связаны, во-первых, с очень сложной тектоникой геосинклинальных областей, вследствие чего нет возможности точно сопоставлять разрезы, а следовательно, прослеживать в деталях латеральные изменения осадков. Во-вторых, сами кремнистые породы лишены тех характерных структур, текстур и остатков бентосных организмов, которые обычно являются ключом к раскрытию условий седиментации. Вероятно, все это привело к противоречивым взглядам на глубину образования кремнистых слоев. Достаточно сказать, что одним и тем же породам приписывается то мелководное, то океаническое происхождение.

Отложения большинства типичных кремнистых формаций, таких, как францисканская и альпийские, многими считались и считаются мелководными. Как основной аргумент в пользу этого приводится факт частого присутствия в формациях песчаников (обычно граувакк), иногда конгломератов, а также оолитовых и органогенно-обломочных известняков. Аргумент, на первый взгляд, убедителен. Однако детальные исследования показали, что как песчаники, так и многие известняки обладают текстурами, характерными для осадков турбидных потоков. Так

как последние переотлагают мелководный материал, перенося его в относительно глубокие части бассейна, то вывод о мелководности всего бассейна успешно оспаривается и во всяком случае должен приниматься с большой осторожностью. Все, кто придает значение турбидным потокам в формировании глубоководных песков и известняков, должны считать, что многие типичные радиоляриевые осадки отлагались в бассейнах глубоководных, с хорошо выраженными крутыми склонами, т. е. в бассейнах котловинного и трогового типов. Подчеркнем еще раз, что вывод этот в значительной степени основан на признании роли турбидной седиментации.

Однако было бы опасно распространять вывод о глубоководном происхождении отложений на все терригенно-кремнистые формации. Это можно делать лишь по отношению к тем формациям, в составе которых твердо установлены пелагические терригенные и карбонатные породы (к ним относятся и турбидиты) и среди которых определенно отсутствуют мелководные осадки. Многие кремнистые толщи не достаточно изучены в фациальном отношении, чтобы однозначно определить характер бассейна.

Далее возникают два вопроса: 1) можно ли считать радиоляриевые осадки не только глубоководными, но и океаническими и 2) существуют ли мелководные яшмы и фтаниты.

Уже в ранних исследованиях, посвященных кремнистым породам (например, в классической работе Кайё), яшмам приписывалось океаническое происхождение. Такой вывод основан главным образом на сходстве яшм, а также некоторых сопутствующих им глинистых и карбонатных осадков с глубоководными океаническими илами. Кроме того, на развитие подобного взгляда оказали влияние исследования третичных кремнистых пород о-ва Барбадос, содержащих остатки радиолярий, которые на основе палеобиологического анализа считаются характерными для абиссали. Эти взгляды были восприняты многими и довольно широко распространены по сей день.

Хотя некоторое сходство яшм с океаническими радиоляриевыми илами и имеется, но считать их гомологами, на наш взгляд, нельзя. Мы уже видели, что химический состав их отличен — яшмы несравненно более высококремнисты (см. фиг. 35). Комплекс отложений, включающих яшмы и фтаниты, часто резко отличен от комплекса глубоководных океанических осадков. Достаточно сказать, что среди последних не известны отложения песчано-кремнистые, подобные францисканским или кульму; если бы они существовали, то при современной изученности океанов были бы обнаружены. Кроме того, размещение геосинклинальных кремнистых пород принципиально иное, чем размещение океанических осадков.

Что касается радиоляриевых земель Барбадоса, на которые часто ссылаются, то, может быть, они и являются океаническими (если палеонтологические данные верны), но считать их безоговорочно эквивалентом мезозойских и особенно палеозойских яшм нельзя: для отложений Барбадоса характерен иной парагенез пород, среди которых много мергелей, а песчаники и эффузивы отсутствуют.

Кроме вулканогенно-кремнистых формаций, отложения которых можно рассматривать как глубоководные, скорее всего батиальные, несомненно, существуют мелководные геосинклинальные кремнистые породы. К ним относятся, например, кремни «покровной ассамблеи» Невады, представляющей, как мы видели, сложный комплекс с конгломератами, сформированный после орогенических движений. Известны яшмовые пачки, залегающие несогласно, с размывом. В некоторых геосинклинальных разрезах как ниже, так и выше вулканогенно-кремнистых толщ развиты терригенные и карбонатные отложения, которые

нельзя считать глубоководными. Это иллюстрирует, например, разрез триасовых отложений Советских Карпат (Славин, 1963), где вулканогенно-яшмовая толща залегает на красноцветных песчаниках, содержащих кварцевую гальку, и несогласно покрывается темными известняками и глинистыми сланцами. Если мы обратимся к разрезу юры Горинского синклинория Сихотэ-Алиня (фиг. 52), то увидим, что выше киселевской вулканогенно-кремнистой свиты развиты грубые песчаники и конгломераты будюрской свиты, которые нельзя отнести к образованиям глубокого моря. Выше по разрезу силициты и эффузивы неоднократно появляются среди терригенных, существенно песчаных толщ, в которых присутствуют раковины иноцерам (Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, 1966).

Рассматривая эти разрезы, можно согласиться с замечанием А. В. Хабакова, что «если приписывать всем радиоляриевым породам абиссальное происхождение, пришлось бы... сделать совершенно абсурдный вывод о многократной и ритмичной смене глубин отложения подобных свит с быстрыми колебаниями в 8000 или 10 000 *м* от океанических абиссальных пучин к уровням литорали и обратно» (1932, стр. 221).

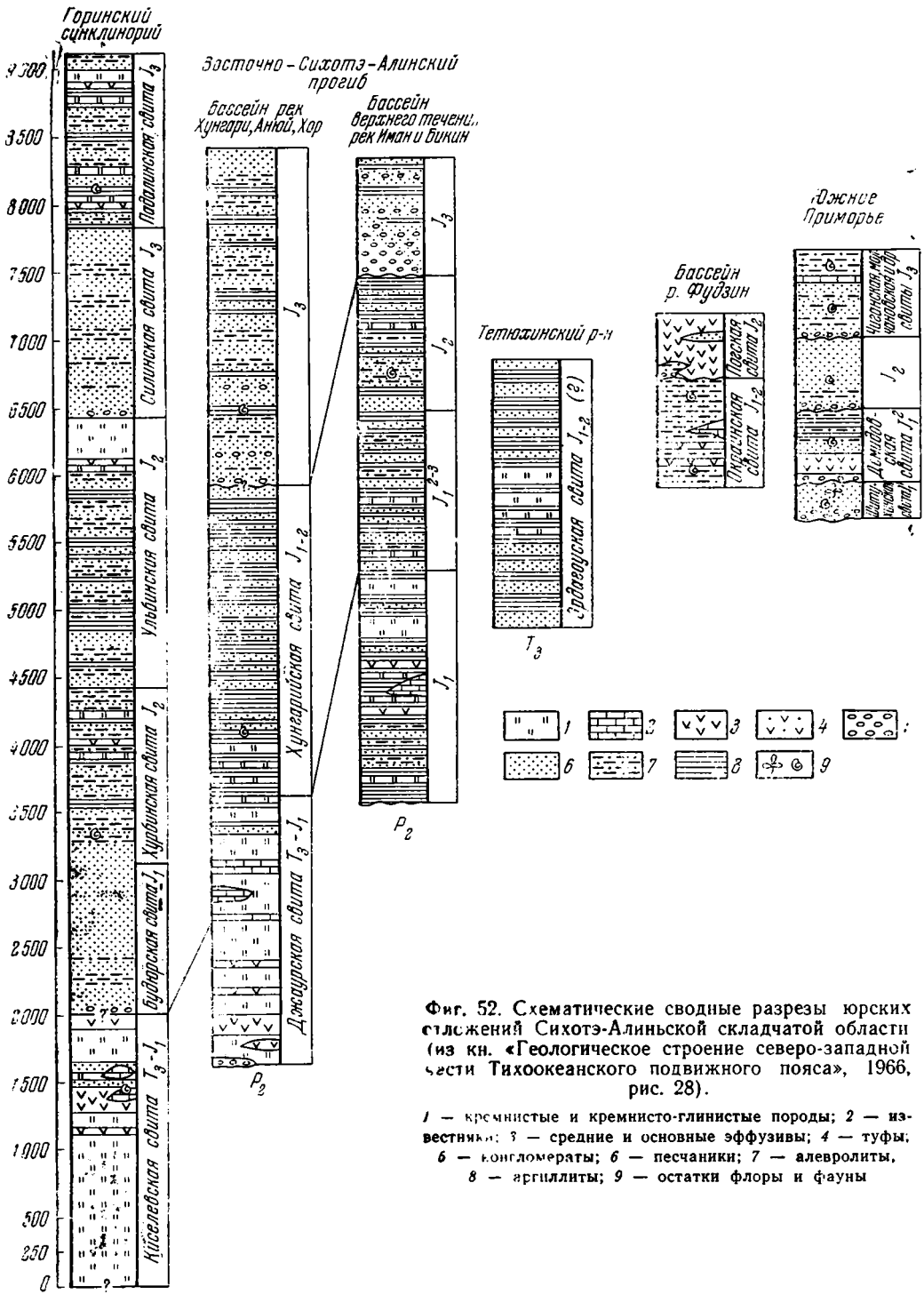
Таким образом, анализ фактического материала приводит к выводу, что среди радиоляритовых кремнистых осадков есть и глубоководные и мелководные разности. А отсюда, в свою очередь, вытекает, что не батиметрия ответственна за пространственное разделение карбонатного и кремнистого материала и за формирование высококремнистых осадков. Какой-то иной фактор управляет этим процессом. Нельзя в данном случае привлечь и климат для объяснения такого разделения карбонатов и кремнезема, так как осаждение их происходило на смежных площадях, несомненно, располагавшихся в одной климатической зоне.

Обратимся ко второй (вулканогенной) гипотезе и посмотрим, в частности, объясним ли с ее позиций факт пространственного обособления карбонатных и кремнистых осадков.

Против этой гипотезы, как главный аргумент, приводят случаи несовпадения кремнеобразования с вулканическими проявлениями. В крупном плане сонахождение яшм и вулканитов закономерно, но в деталях образование их нередко «разорвано» и во времени и в пространстве.

Временной разрыв чаще всего выражается в продолжении кремненакопления после окончания активного периода эрупций, но в некоторых местах достоверно установлено и появление кремнистых осадков раньше начала лавовых излияний. Это отмечалось многими и объяснялось тем, что гидротермально-фумарольная деятельность является предвестником и продолжением активного эффузивного вулканизма. Что касается других случаев нарушения синхронности кремненакопления и эффузивной деятельности, то, разбирая конкретные случаи, мы постоянно сталкиваемся с тем, что нельзя уверенно судить о возрасте многих эффузивных толщ, и определение временного предела излияний поэтому очень условно. Точное датирование возраста многих яшмовых и фтанитовых горизонтов тоже затруднительно, так как в них присутствуют лишь перекристаллизованные, неопределимые остатки радиолярий. Дополнительные трудности возникают в связи со сложностью тектонического строения складчатых зон (обилие крупных покровов), к которым приурочены вулканогенно-кремнистые формации. Поэтому нельзя не согласиться с Грюнау (Grünau, 1959), что во многих случаях такой первостепенной важности вопрос, как временное соотношение радиоляритов и офиолитов, никогда не будет решен удовлетворительно.

Пространственный отрыв кремнеобразования от места непосредственной вулканической деятельности бывает двояким. Во-первых, такой отрыв отмечается в пределах самой эвгеосинклинальной части бассей-



Фиг. 52. Схематические сводные разрезы юрских отложений Сихотэ-Алиньской складчатой области (из кн. «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса», 1966, рис. 28).

1 — кремнистые и кремнисто-глинистые породы; *2* — известняки; *3* — средние и основные эффузивы; *4* — туфы; *5* — конгломераты; *6* — песчаники; *7* — алевролиты, *8* — аргиллиты; *9* — остатки флоры и фауны

на, где происходит излияние лав, и, во-вторых, кремненакопление иногда распространяется на соседнюю миогеосинклинальную часть бассейна, в пределах которой лав не было. Пример обоих случаев дает нам Греция. Точно расстояние максимального удаления кремнистых осадков от вулканической полосы установить нельзя из-за обилия надвигов, но приблизительно оно достигает 70—75 *км*. Эта цифра получена измерением расстояния от края Субпелагонской зоны до западной границы зоны Пинд (см. фиг. 1). Механизм кремнеобразования здесь можно представить в двух вариантах.

1. Кремнистый осадок формируется в вулканической полосе и переносится течениями в более глубокую часть моря, где накапливается в виде чистых «яшмовых слоев». Отложение их контролируется гидродинамическим фактором. Здесь мы наблюдаем начало того «обезличивания» кремнезема, которое считается характерным для океана.

2. Поступление SiO_2 происходит не только в вулканической полосе, но и в зонах разломов, ограничивающих трог с внутреннего края (скрытовулканическое поступление). Кремнистые осадки при этом будут возникать на обширной площади, и нет необходимости допускать их далекий разнос.

Что касается миогеосинклинальных кремнистых пород, то пока еще слишком мало известно о их составе и условиях залегания. Возможно, что они отличаются от эвгеосинклинальных яшм и их образование действительно не связано с вулканизмом, но не исключено, что они относятся к категории скрытовулканогенных.

Суммируя сказанное, можно сделать вывод, что в значительной мере оценка аргументов, выдвигаемых против вулканогенной гипотезы, определяется отношением к гипотезе скрытовулканогенного кремнеобразования. Для того, кто допускает последнее, эти аргументы не имеют значения, для того, кто его отрицает, они сохраняют силу, но при этом остается неясным основной вопрос — что же контролирует образование высококремнистых бескарбонатных осадков.

С позиций вулканогенной гипотезы бескарбонатность яшм и фтанитов может быть объяснена субмаринной гидротермально-фумарольной деятельностью, при которой, на что обращал внимание Венк (Wenk, 1949), выносится не только кремнезем, но и углекислота (или другие кислые газы); поступление этих веществ благоприятствует образованию кремнистых осадков и препятствует карбонатонакоплению. Понятно, что батиметрическая обстановка здесь не играет роли, так как предполагаемый вынос указанных веществ может происходить как в глубоководных условиях, так и на мелководье.

Еще одно обстоятельство подтверждает, на наш взгляд, предположение о вулканогенном источнике кремнезема. Рассматривая карамалыташскую формацию Южного Урала, мы видели, что вблизи ее выклинивания в ее составе появляются небольшие линзы биогермных известняков, латерально замещающиеся яшмами. Эти известняки в ряде мест частично окварцованы, гематитизированы и содержат скопления окисленной марганцевой руды. Известняки залегают на эффузивных породах, в которых обычно отмечается окварцевание и гематитизация. Изменение известняка является постседиментационным (метасоматоз). Связано оно с приносом тех же веществ, которые образуют яшмы (кремнезем, железо, марганец). Объяснить метасоматоз проще всего поступлением железисто-кремнистых гидротерм; последние, очевидно, располагались не только в глубокой части трога (поставляя материал для образования яшм), но и на окраинных поднятиях, где временами существовали небольшие биогермы.

ОБЩАЯ СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Кремнистые формации разделены Г. А. Каледой (1956) на три основных типа, или, лучше сказать группы: 1) джеспилитовую (железисто-кремнистую), 2) яшмовую (вулканогенно-кремнистую, геосинклинальную) и 3) опоковую (платформенную). При этом отмечено, что термин «яшмовая формация» условно применяется ко всем геосинклинальным кремнистым формациям вне зависимости от того, есть ли в них яшмы или нет. Такая классификация (как наиболее общая) представляется правильной, но во избежание недоразумений не следует называть «яшмовой» всю вулканогенно-кремнистую группу. В этой группе, как мы видели, довольно четко устанавливается два типа породных ассоциаций: эффузивно-кремнистая и туфово-кремнистая.

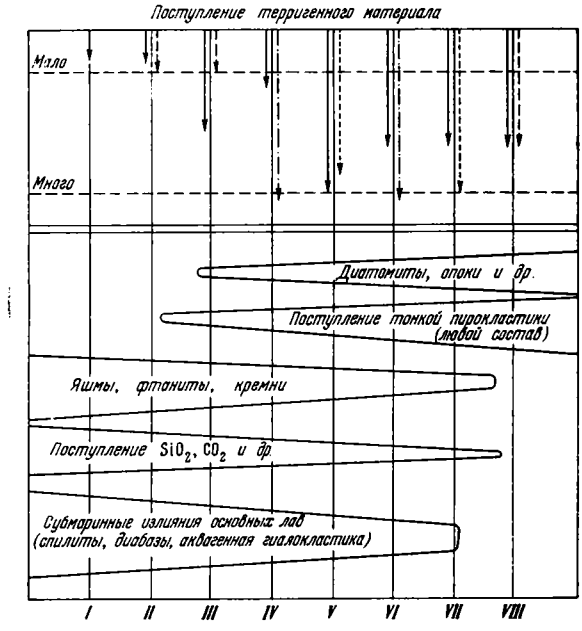
Первая ассоциация представляет собою сочетание субмаринных основных эффузивов (обычно спилитов) и радиоляриевых кремней (яшмы, фтаниты). Первичный источник кремнезема здесь вулканогенный, скорее всего эксгаляционный. Он поступал из того же магматического очага, что и лавы. В поверхностных условиях имела место тенденция к некоторому пространственному и временно́му разобщению главных масс вулканических и осадочных (кремнистых) образований. Поступление и накопление эффузивного и кремнистого материала сосредоточены в одной тектонической структуре (геосинклинальном троге), но часть осадочного кремнезема может в соответствии с особенностями гидродинамики переноситься и отлагаться вдали от вулканического источника.

Вторая ассоциация образована чередованием туфов любого состава и диатомитов; характерны смешанные, пеплово-диатомитовые разности пород. Главный источник кремнезема — тонкая витрическая пирокластика, дополнительный — поступление растворенных веществ с вулканической суши. Накопление осадков (как кремнистых, так и пепловых) и поступление вулканического материала пространственно разобщены: первое — относится к морскому бассейну, расположенному в пределах геосинклинального прогиба, второе — сосредоточено на суше, обычно островной, связанной с поднятием («эвгеоантиклиналь»).

В некоторых формациях вулканогенно-кремнистые комплексы практически представлены одной из двух рассмотренных ассоциаций, в других присутствуют обе. Последнее характерно для тех случаев, когда рядом с геосинклинальным морским бассейном, на дно которого изливались основные лавы, располагался архипелаг с вулканами эксплозивного типа.

В каждой вулканогенно-кремнистой формации присутствуют и собственно осадочные породы — терригенные и карбонатные, образование которых не связано с вулканическими процессами. Естественно, что количество и состав их влияют на облик формации.

Терригенные породы в одних формациях очень скудны и представлены только тонким алевритово-глинистым материалом, образующим небольшие самостоятельные прослои или входящим в виде примеси в кремнистые и пирокластические отложения. В других формациях терригенные породы обильны и образуют характерные самостоятельные комплексы, иногда количественно преобладающие над вулканогенно-кремнистыми (францискан, кульм). Источники терригенного материала (а следовательно, и его состав) в различных случаях существенно различны. Иногда размывались те же вулканические архипелаги, с которых поступала пирокластика, при этом состав псаммитового материала мог быть близок к последней. В других случаях питающей провинцией была обширная низменная суша и при этом формировались кварцевые или аркозовые песчаники. В некоторых бассейнах имело место двусто-



Фиг. 53. Схема формирования вулканогенно-кремнистых формаций

I — спилитово-яшмовая формация Эллинид; *II* — карамалыташская формация; *III* — сакмарская формация; *IV* — францисканская формация; *V* — фтанитово-терригенная формация Невады; *VI* — кульм Центральной Европы; *VII* — монтерейская формация; *VIII* — туфово-диатомитовые комплексы Сахалина и Камчатки. Стрелки: сплошные — глина; точки - - кварцевые и аркозовые песчаники; пунктир с точкой — граувакки; пунктир — вулканомиктовые песчаники

роннее питание: с одной стороны поступал граувакковый материал, сносимый с горных островных архипелагов, с другой — кварцевый, платформенный. Соотношение песчаных и глинистых пород в формациях различно. Одни из них насыщены песчаниками, в других резко преобладают глины, в третьих они находятся приблизительно в равных количествах.

Приведенные данные о соотношении и характере вулканических, кремнистых и терригенных пород попытаемся изобразить графически (фиг. 53). Слева внизу на графике показан «клин» основных эффузивных пород, являющихся, как мы видели, существенной составляющей многих вулканогенно-кремнистых формаций (ширина клина отражает количество эффузивов). Над ним в виде параллельного «клина» изображено предполагаемое поступление эксгаляционно-гидротермальных продуктов (SiO_2, CO_2 и др.), которые способствуют образованию чистых (бескарбонатных) кремнистых существенно радиоляриевых осадков (третий «клин»). Сверху справа тоже в виде клиньев, но обратного направления, показано поступление в бассейн тонкой витрической пирокластики, стимулирующее расцвет диатомовых, которые дают начало кремнистым (диатомиты) и смешанным, туфо-диатомовым породам.

Здесь, таким образом, иллюстрируется, во-первых, некоторая обособленность формирования двух типов вулканогенно-кремнистых парагенезов и, во-вторых, зависимость характера кремненакопления от типа вулканической деятельности.

Сверху на графике стрелками условно показано приблизительное количество и состав терригенного материала, присутствующего в разных

формациях (их примеры обозначены римскими цифрами). Рассматривая вертикальные линии графика, можно составить представление о составе каждой формации, о характере присутствующих в ней вулканических, кремнистых и терригенных образований.

Карбонатные породы для туфово-кремнистых ассоциаций не характерны, что определяется главным образом обилием кластических осадков, подавляющих карбонатонакопление. В виде примеси известковый материал присутствует и в туфогенных, и в диатомовых слоях некоторых формаций. На карбонатность последних большое влияние оказывает климатический фактор.

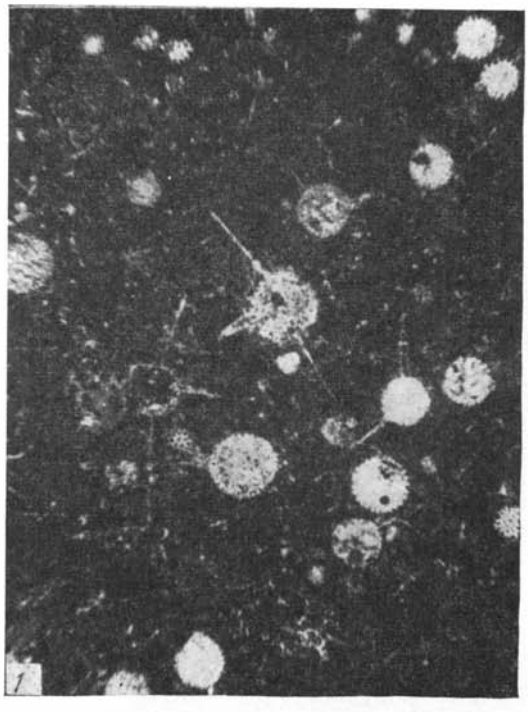
Эффузивно-кремнистые формации часто практически лишены карбонатного материала, но для некоторых из них известняки характерны. Штейнманн даже подчеркнул, что осадочные комплексы, связанные с офиолитами, состоят из радиоляриевых кремней, глубоководных глин и известняков. Грюнау (Grünau, 1965) назвал эту ассоциацию «Штейнманнской седиментационной триадой». Известняки здесь представлены пелитоморфной и фрагментарной разностями (обломочные, оолитовые, органогенно-детритовые). Слои фрагментарных известняков обычно имеют градационное строение и рассматриваются как отложения турбидных потоков, сносивших в глубокий троговый бассейн карбонатный материал с соседних отмелей (зон поднятий). Вероятно, часть пелитоморфного кальцита тоже могла поступать оттуда.

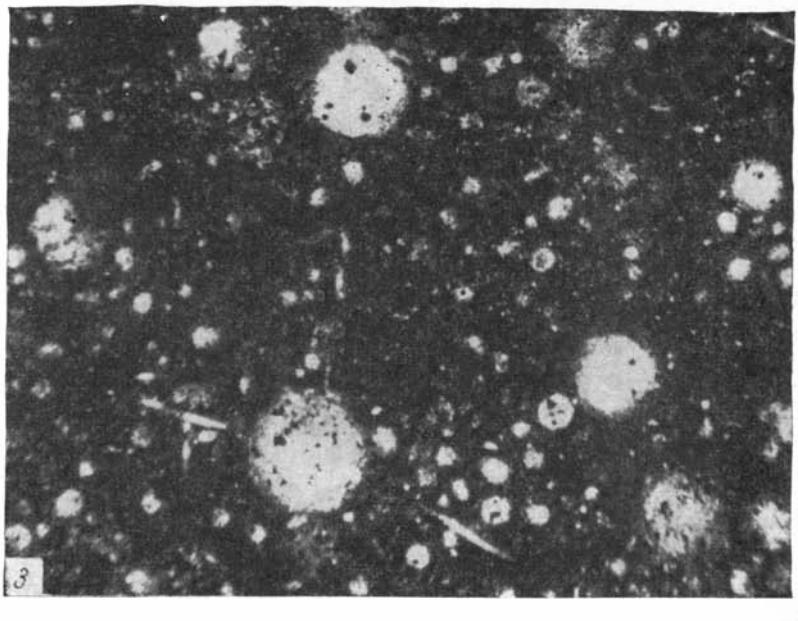
Таким образом, на состав и строение вулканогенно-кремнистых формаций оказывали влияние не только процессы, протекавшие в самом геосинклинальном бассейне (вулканизм, кремненакопление), но и особенности соседних поднятий. Пожалуй, самое важное при этом — независимость кремненакопления, стимулируемого вулканизмом, от обычного хода седиментации в бассейне.

Подводя итог рассмотрению вопросов, поставленных в начале главы, можно сделать следующие выводы.

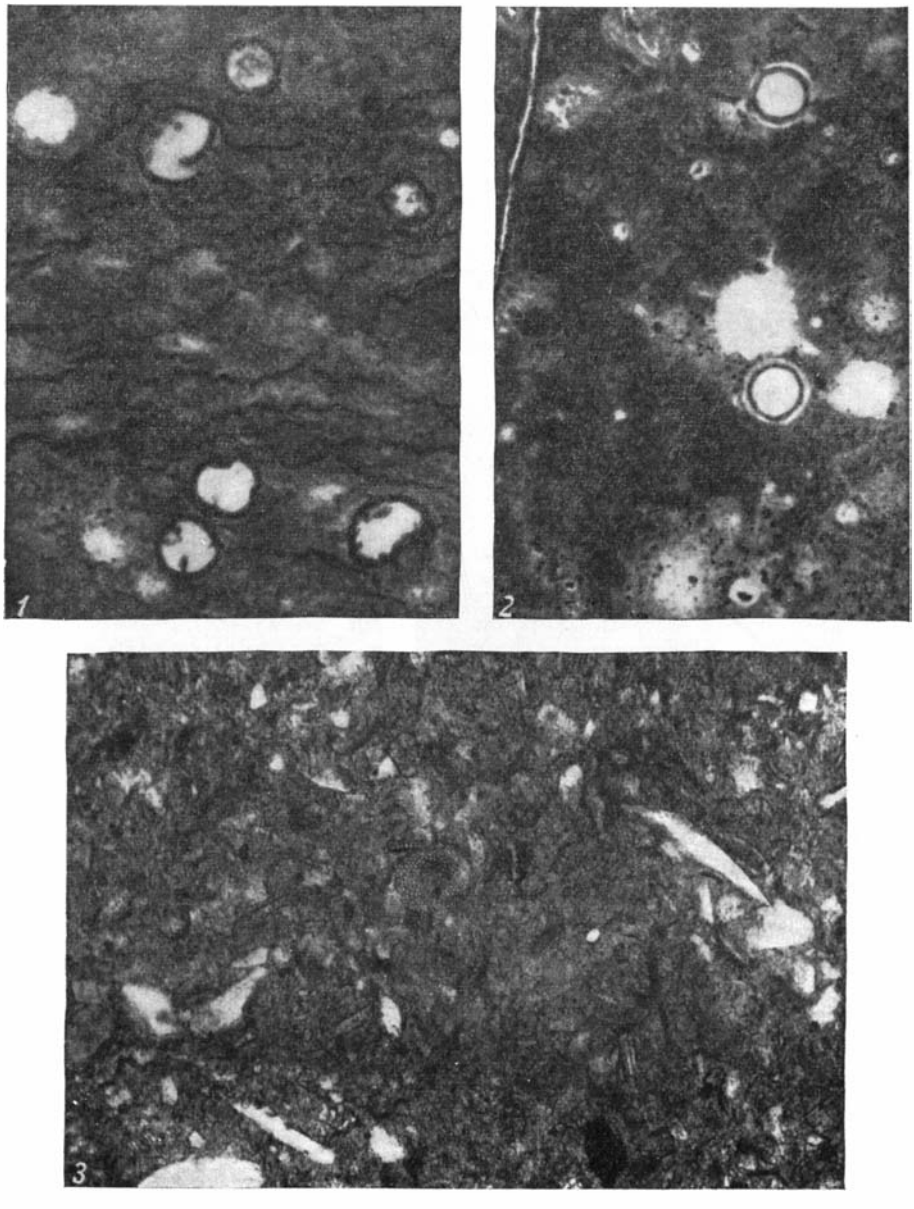
1. «Вулканогенный вынос» непосредственно влиял на образование кремнистых отложений геосинклиналей прошлого. Они возникали не за счет «обезличенного» запаса кремния гидросферы, и не гидродинамика в конечном счете определяла их накопление. В этом отношении они не могут считаться гомологами современных океанических кремнистых илов. Непосредственное влияние вулканогенного выноса иллюстрируется высококремнистым составом пород, их мощностью (скоростью кремненакопления), независимостью от общего хода седиментации и особенностями размещения: строгой приуроченностью к геосинклинальным поясам.

2. Кремненакопление сопровождает не всякий вулканизм. Образование существенно радиоляриевых отложений локализовалось в областях развития основного эффузивного вулканизма, причем там, где широко проявилась «спилитизация». Накопление геосинклинальных диатомитов связано с появлением в толще морской воды больших масс тонкой витрической пирокластики любого состава.

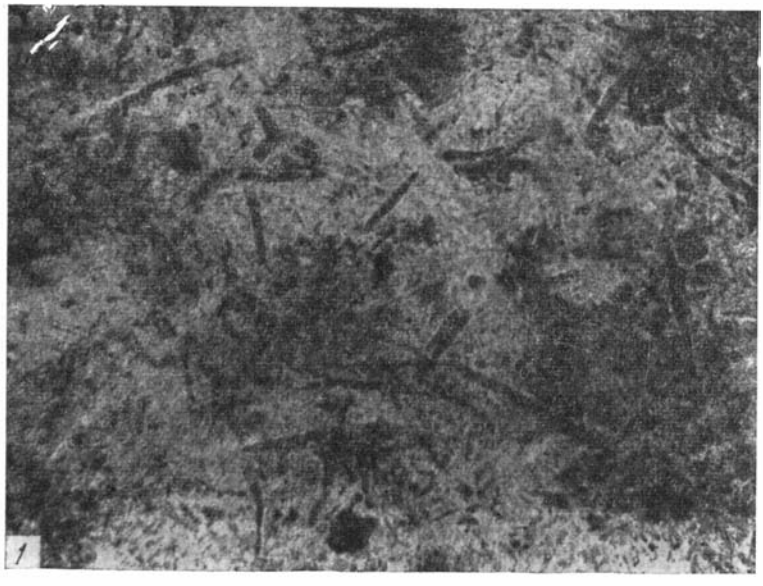




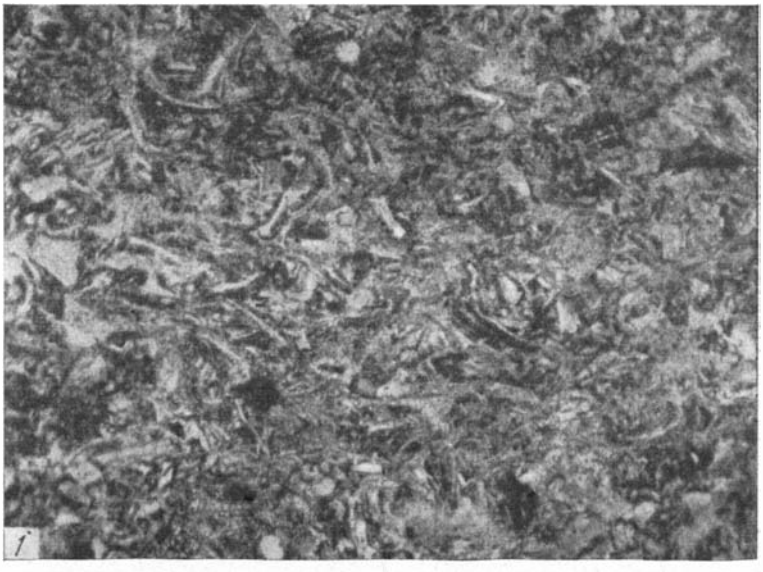
1 — яшма с остатками радиолярий. Карамалыташская формация. Шлиф, увел. 45, николь 1; *2* — слоистая яшма с радиоляриями. Карамалыташская формация, Шлиф, увел. 45, николь 1; *3* — фтанит с радиоляриями. Сакмарская формация. Шлиф, увел. 45, николь 1



1 — фтанит с остатками хитинового планктона. Сакмарская формация. Шлиф, увел. 90, николь 1; *2* — фтанитоподобный кремень с остатками радиолярий и «спор» (?). Арканзасский новакулит. Шлиф, увел. 83, николь 1 (Goldstein, 1959); *3* — диатомит с примесью пепла. Миоцен Сахалина. Шлиф, увел. 100, николь 1 (материал Н. Г. Бродской)



1 — кремнистая порода с остатками тонких спикул губок. Сакмарская формация. Шлиф, увел. 200, николь 1; *2* — опока с остатками тонких спикул губок. Миоцен Сахалина. Шлиф, увел. 200, николь 1 (материал Н. Г. Бродской)



1 — тонкий витрический туф основного состава. Сакмарская формация. Шлиф, увел. 100, николь 1; *2* — кремнистый туффит. Сакмарская формация. Шлиф, увел. 100, николь 1

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

НАКОПЛЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПРОДУКТОВ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ ПРОШЛОГО

За последнее десятилетие опубликовано довольно много работ, в той или иной степени освещающих различные аспекты формирования вулканогенных обломочных пород. В этих работах объектом исследований чаще всего являлись продукты современных и недавних вулканических извержений, отложившиеся в субаэральной обстановке. К настоящему времени накопилась также большая литература, освещающая геологическое строение и древний вулканизм многих районов, в которых широко распространены вулканокластические отложения, в том числе формировавшиеся в морской обстановке. К сожалению, в этих работах нередко интересующие нас породы рассматриваются очень кратко; подробнее изучены только собственно пирокластические образования, тогда как другие лишь неопределенно охарактеризованы как различные «туфопесчаники», «туфогенные песчаники», «туффиты» и т. д. Дело не только в том, что авторы еще не употребляют единых названий пород. Помимо разнобоя в трактовке понятий и в употреблении терминов, некоторые работы страдают отсутствием фактического описания вулканокластических пород, их ассоциаций и лишены разбора истории и механизма их формирования.

Такое положение возникло, вероятно, вследствие того, что многие типы вулканогенных обломочных пород (пирокласто-осадочные, осадочно-пирокластические и вулканотерригенные) долгое время не были предметом исследований петрографов-магматистов, относивших эти породы в разряд «осадочных», и в то же время литологов не интересовали продукты эксплозивной вулканической деятельности.

Для подведения некоторых итогов исследования морских вулканокластических толщ и формаций, в составе которых они доминируют, а также в целях привлечения еще большего внимания к этим толщам в этой части монографии предпринята попытка сведения литературного материала по ряду геосинклинальных областей прошлого, расположенных главным образом на территории СССР, с частичным использованием зарубежной литературы (по Японии). Часть состоит из двух глав: в первой приведено описание геосинклинальных формаций [1] с преобладанием вулканогенных обломочных продуктов, а во второй рассматривается

---

[1] Термин «формация» здесь употребляется в понимании Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова и Ю. А. Кузнецова.

строение и происхождение ряда характерных для них типов пород, результаты важнейших процессов вулканогенно-осадочного литогенеза.

В первой главе мы рассмотрим значение данных отложений (в составе формаций определенной группы), их соотношение в разрезе и на площади с другими типами вулканогенных образований и с собственно осадочными породами. В целях восстановления условий осадкообразования и истории развития вулканизма в пределах отдельных районов в первой главе приведено описание ряда разновозрастных формаций Южного Урала, Кавказа и Дальнего Востока. Общей для этих формаций является их приуроченность к геосинклинальным стадиям развития подвижных областей[1], не включая эпохи замыкания и общего поднятия геосинклинальных областей. Как будет показано, характерными особенностями всех рассматриваемых формаций являются большое количество вулканокластических продуктов в их составе, связанное с эксплозивным характером извержений многих длительно действовавших вулканов, а также морская среда образования осадков. Изучение этих формаций позволило оценить влияние тектоники и вулканизма как поставщика определенного исходного вещества (механических продуктов) на седиментацию.

Во второй главе рассматриваются вопросы формирования ряда типов пород, распространенных в областях, охарактеризованных в первой главе. Такое ограничение в выборе объектов исследований не случайно[2], оно связано с намерением авторов сравнивать описания пород и их ассоциаций, сформировавшихся в близких тектонических условиях, с тем, чтобы максимально приблизиться к выявлению условий седиментации и постседиментационных процессов на образование этих пород.

Таким образом, принятое построение этой части монографии, как и выбор объектов исследований, вытекает из стоявшей перед авторами задачи — изучения определенного типа вулканогенно-осадочного литогенеза.

При работе с литературой встретился ряд трудностей, и одна из них — упомянутое выше расхождение в трактовке понятий у разных авторов, в разное время изучавших вулканокластические толщи. С целью единообразия в подаче материала названия пород в данной главе приведены в соответствие с классификацией, предложенной Межведомственной комиссией (Классификация..., 1962). В тех случаях, когда породы, упомянутые в опубликованных работах, отсутствуют среди единиц этой классификации, для них сохранены наименования пород, употребляемые авторами цитируемых работ. Более подробное объяснение генетического смысла этих наименований дается в соответствующих местах второй главы.

---

[1] В книге Ю. А. Кузнецова (1964) большинство из рассматриваемых в этом разделе формаций объединены в одну группу с формациями более поздних этапов развития подвижных зон.

[2] Известно, что подобные образования встречаются не только среди геосинклинальных отложений.

Глава I

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ С ПРЕОБЛАДАНИЕМ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО УРАЛА

Южный Урал на протяжении длительного времени, достоверно начиная с ордовика, был районом интенсивной вулканической деятельности, протекавшей в геосинклинальных условиях. В период с ордовика по девон (каледонский этап) на некоторых участках этого региона временами преобладал эксплозивный вулканизм. В результате накопления его продуктов сформировалось несколько разновозрастных вулканогенно-осадочных формаций, в составе которых преобладают вулканокластические породы. На ранних этапах развития палеозойской геосинклинали такого типа формация образовалась в ордовикском периоде на территории Сакмарской зоны Западного склона и в сопредельных районах. В силуре, и особенно девоне, интенсивное поступление пирокластического материала в морской бассейн происходило в пределах восточного склона Урала, в районе Магнитогорского мегасинклинория и смежных участков. Рассмотрим строение трех вулканогенно-осадочных формаций: базальто-липаритовой (арениг—лландейло), андезито-базальтовой (лудлов—нижний девон) и андезито-дацитовой (средний девон).

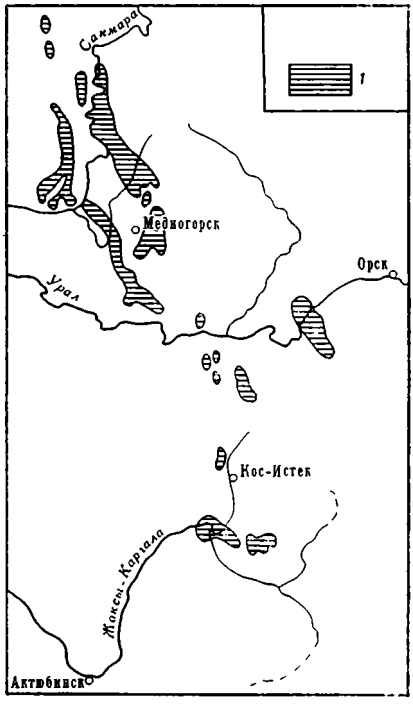
Базальто-липаритовая (диабазово-кварцальбитофирово-туфовая) формация Сакмарской зоны Южного Урала и Северных Мугоджар

В эту формацию объединены кураганская и кос-истекская свиты арениг—лландейло (Гаврилов, 1967). Свиты соответственно обнажаются в Сакмарской структурно-фациальной зоне (южная часть Южного Урала) и в районе ее южного продолжения в Северных Мугоджарах (фиг. 54); обнажения этих свит находятся также в пределах части западного крыла Уралтауского антиклинория.

Формация естественно выделяется среди отложений нижнего и среднего палеозоя, причем верхняя и нижняя ее границы — резкие (рассматриваемые образования отделены перерывами от вышележащих силурийских толщ и местами от подстилающих тремадокских отложений). Состав силурийской диабазово-фтанитовой формации[1] и тремадокских терригенных толщ кидрясовской свиты очень резко отличается от формации арениг-лландейльского возраста. Постоянными членами парагенеза последней являются туфы, главным образом туфы альбитофиров и кварцевых альбитофиров, туфогенные аргиллиты — эпигенетически измененные пеплы — и различные кремнистые породы, причем пирокластические породы преобладают. В составе формации значительно меньше распространены эффузивы (альбитофиры и диабазы), а терригенные и карбонатные породы встречаются очень редко. Для большинства пород характерна красная и зеленая окраска. Мощность арениг-лландейльских отложений достигает 700—900 *м*.

Следует особо отметить натровый характер эффузивных пород и контрастность их состава — присутствие разностей основного (базальтового) и кислого (плагиолипаритового) состава без промежуточных пород. Особенностями формации являются также широкое распространение мелко- и тонкообломочных разностей среди ее пирокластических образований, их преобладающий плагиолипаритовый состав, а также интенсивные постседиментационные изменения отложений — главным образом глинизация и окремнение.

[1] Строение этой формации рассмотрено в предыдущей части.



Фиг. 54. Схематическая карта выходов арениг-лландейских отложений (*1*) в южной части Южного Урала и в Северных Мугоджарах

При тесных парагенетических взаимоотношениях наиболее распространенных пород формации наблюдаются некоторые отличия комплексов, обнаженных на различных участках, а также небольшие латеральные изменения в пределах этих участков. Так, например, на правобережье р. Сакмары (пос. Новый Курский, северо-западный край центральной части Сакмарской зоны) разрез ордовикских отложений состоит из трех частей. Нижняя представлена мелко- и тонкообломочными окремненными туфами кварцевых альбитофиров (100 *м*), средняя — вишнево-красными туфогенными аргиллитами с пачками кремнистых туффитов (230 *м*) и верхняя — яшмами (190 *м*).

Восточнее, в районе с. Новая Ракитянка, разрез арениг-лландейльских отложений выглядит следующим образом [1]:

	Мощность, *м*
1. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные	(видимая) 12
2. Диабазы	5
3. Задернованное пространство с высыпками туфогенных аргиллитов	12
4. Диабазы	4
5. Кремнистые породы серые	8
6. Диабазы	5
7. Пропуск в обнажении	25
8. Кремни серые и кремнистые туффиты желтовато-серые	14
9. Задернованное пространство с высыпками туфогенных аргиллитов вишнево-красных	25
10. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные с прослоями кремнистых туффитов в верхней части	20
11. Диабазы	30
12. Кремни серые, тонкослоистые	0,6
13. Диабазы	15
14. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные	52
15. Туфогенные аргиллиты зеленовато-серые	40
16. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные	107
17. Диабазы	12
18. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные	20
19. Туфы альбитофиров зеленые, тонкообломочные, окремненные	(видимая) 50

Юго-восточнее, в районе г. Медногорска, разрез состоит из двух частей. Нижняя сложена преимущественно туфами альбитофиров (чаще всего мелкообломочными и окремненными), в то время как верхняя представлена туфогенными аргиллитами (видимая мощность аренига-лландейло достигает 660 *м*). Разрез нижней пачки составлен в 2 *км* западнее г. Медногорска:

[1] Здесь и далее описания разрезов приводятся в направлении снизу вверх.

	Мощность,
1. Туфы кварцевых альбитофиров вишнево-красные и зеленовато-серые	(видимая) 50
2. Задернованный склон с высыпками яшмовидных туффитов вишнево-красных	60
3. Туфы сиренево-серые	10
4. Туфогенные песчаники вишнево-красные	30
5. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные	45
6. Яшмовидные туффиты вишнево-красные	35
7. Туфы светло-зеленые	10
8. Яшмы вишнево-красные	10
9. Туфы фиолетово-красные	110
10. Кремнистые туффиты вишнево-красные	10
11. Пропуск в обнажении	55
12. Яшмы красно-коричневые и светло-зеленые, полосчатые	10
13. Туфы бирюзово-зеленые	30
14. Яшмы полосчатые	12
15. Туфы зеленые	30

Восточнее г. Медногорска (у с. Блява) арениг-лландейльские отложения также подразделяются на две толщи, но их состав довольно заметно отличается от толщ, обнаженных в первом районе. Нижняя представлена зелеными туфогенными аргиллитами с пачками обычных терригенных аргиллитов и редкими линзами кварцевых песчаников и алевролитов. Верхняя сложена вишнево-красными туфогенными аргиллитами с тонкими прослоями кремнистых туффитов, кремней и яшм. В нижней ее части находится покров диабазов. Общая мощность ордовикских отложений у с. Блявы оценивается примерно в 900 *м*.

В районах, прилегающих с юга к р. Урал (на ее широтном течении), формация в одном месте (район пос. Хабарного) представлена 300-метровой толщей альбитофиров (Херасков, Милановский, 1953), а в другом — чередованием пачек туфов и туфогенных аргиллитов (район р. Медес). Неподалеку от последнего района в верхней части формации наблюдаются покровы диабазов и красные яшмы (по обоим берегам р. Урал в районе устья р. Губерли).

К югу от р. Урал (р. Кос-Истек) формация состоит из переслаивающихся туфов, туфогенных аргиллитов и вулканомиктовых конгломератов (650 *м*). В верхней части разреза залегают темно-красные яшмы. Присутствие в разрезе вулканомиктовых конгломератов — отличительная особенность формации в этом районе.

Как видно из приведенного материала, вулканогенно-осадочная формация всего района отличается постоянством набора слагающих ее пород. Исключение представляют крайние северные выходы (верховья р. Куруил), где арениг-лландейльские толщи сложены кварцевыми алевролитами. Разрез в этом районе отличается от всех описанных выше большим количеством терригенного материала, отсутствием туфов и кремнистых пород.

Таким образом, примерно свыше 60% общего количества пород рассматриваемой формации составляют пирокластические образования (при коэффициенте эксплозивности — 95), еще 10—15% пород представляют собой смеси тонкого пирокластического материала с кремнеземом. При этом среди пирокластических пород очень мало таких, которые содержат пепел, обработанный морской средой, окатанные пепловые частицы чрезвычайно редки, а туфогенные песчаники встречены в виде единичных прослоев. Для формации не характерны и переотложенные, вулканомиктовые образования.

По-видимому, бо́льшая часть осадков аренигского, лланвиринского и лландейльского возраста, доступных сейчас наблюдению в пределах Сакмарской зоны Южного Урала, представляет собой относительно глубоководные образования. Рельеф морского дна, вероятно, был

расчлененным, рядом с относительно глубоководными депрессиями возвышались немногочисленные подводные поднятия, где отлагались обработанные пирокластические и очень редко карбонатные осадки.

Иные условия существовали на территории Северных Мугоджар, в особенности в районе с. Кос-Истек. Очевидно, здесь длительно существовали вулканические острова, и чередование перемывов пирокластических осадков и спокойной обстановки их накопления обусловило многократную смену в разрезе туфов вулканомиктовыми конгломератами.

В ранние этапы образования формации уже существовало несколько вулканических центров, при этом в одних районах происходили подводные трещинные излияния основной лавы (район с. Новая Ракитянка), в других — эксплозивные выбросы больших масс пирокластического материала, поступавшего в зону седиментации, и редкие излияния кислых лав. Последние известны в нижней части формации — в районах с. Нового Курского и пос. Хабарного. Отложения, накопившиеся в относительной близости от вулканов центрального типа, встречены в районе г. Медногорска (туфовые агломераты кислого состава).

В более поздние времена активные вулканы появлялись в других районах юга Южного Урала, и в то же время некоторые существовавшие ранее очаги бездействовали. Так, на участке у г. Медногорска во время накопления сохранившейся верхней части формации вулканический аппарат прекратил свою деятельность.

В районе с. Новая Ракитянка формация, состоящая в низах из диабазов, переслоенных тонкообломочными пирокластическими породами, в верхней части сложена туфами плагиолипаритового состава с небольшим количеством альбитофиров. В некоторых местах вверх по разрезу наблюдается изменение состава пирокластического материала от среднего до кислого (р. Медес), но известна и другая, прямо противоположная последовательность в изменении состава пирокластических продуктов (пос. Новый Курский). Можно привести также и примеры залегания диабазовых покровов в верхней части формации (на обоих берегах р. Урал, в районе устья р. Губерли).

На фоне приноса и осаждения больших масс пирокластики все другие вещества не образовывали значительных по объему накоплений. На втором месте после пирокластических осадков стояли кремнистые илы, формирование которых также было связано с вулканической (поствулканической) деятельностью — с подводным выносом в газо-гидротермальных растворах довольно больших масс кремнезема.

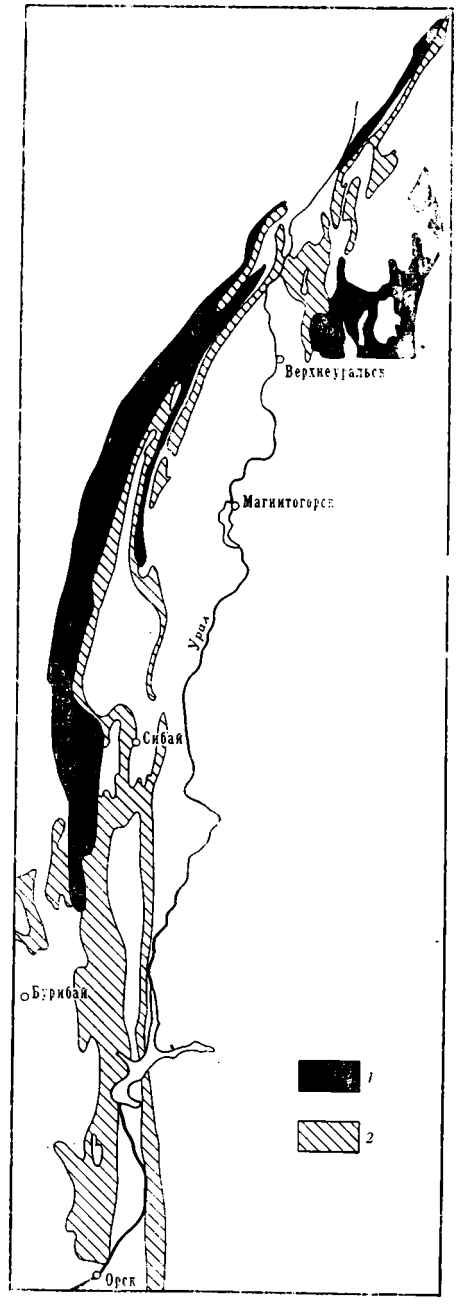
Терригенный материал на большей части территории поступал в морские осадки редко и в незначительных количествах. Терригенная седиментация преобладала в крайнем северном районе, отдаленном от вулканических центров. Появление кварцевых алевролитов в составе формации в верховьях р. Куруил позволяет предположить, что обломочный материал приносился с севера.

Таким образом, базальто-липаритовая (диабазово-кварц-альбитофирово-туфовая) вулканогенно-осадочная формация образовалась при взаимодействии эксплозивного вулканизма (поставлявшего главным образом пирокластический материал кислого состава), трещинных излияний основной лавы и связанной с последними поствулканической деятельности — с одной стороны и осадочного процесса — с другой, в эвгеосинклинальных условиях, господствовавших на территории Южного Урала и Северных Мугоджар в период с аренигского по лландейльский века. При этом морская обстановка не наложила очень заметного отпечатка на облик формировавшихся пирокластических накоплений. Постседиментационные же процессы в условиях преобладания в осадках неустойчивого мелко- и тонкообломочного витрокластического материала,

напротив, очень сильно изменили минеральный состав и структуру первичных осадков. В результате этих процессов в формации стали преобладать измененные, главным образом глинизированные (гидрослюдизированные и хлоритизированные) и окремненные пирокластические породы.

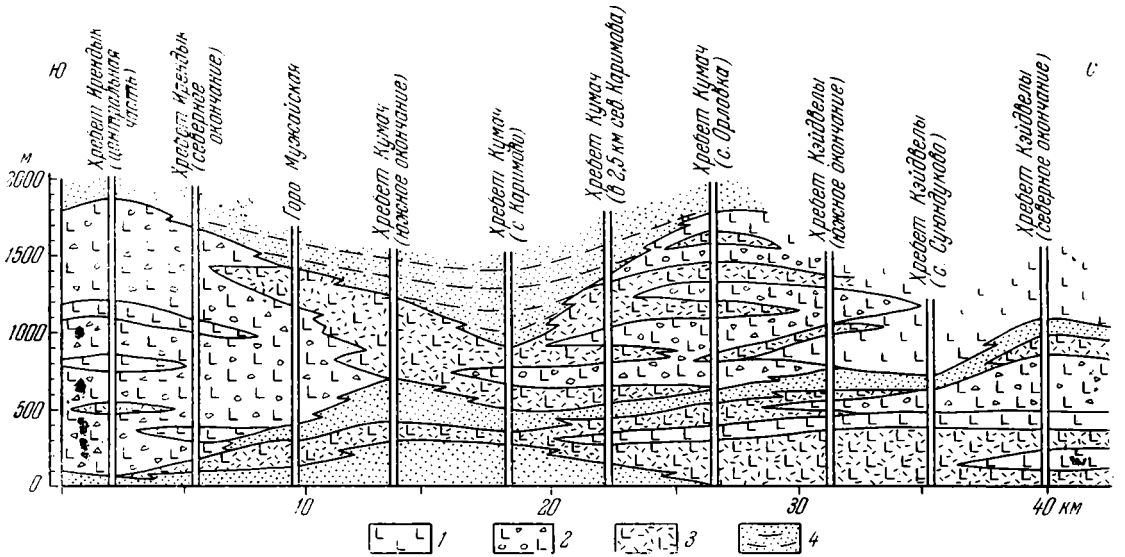
Андезито-базальтовая формация Магнитогорского мегасинклинория

Вулканогенно-осадочные отложения андезито-базальтовой формации обнажены на восточном склоне Южного Урала в пределах Магнитогорского синклинория, на участке от Учалинского района на севере до Баймакского на юге (фиг. 55). Эти толщи известны под названием «ирендыкской свиты», которая большинством изучавших ее исследователей относится частично к силуру, частично к нижнему девону (верхнему лудлову—нижнему девону) и некоторыми — к силуру. За период начиная с 30-х годов нашего века ирендыкскую свиту изучали Л. С. Либрович, Ф. И. Ковалев, В. М. Сергиевский, О. А. Нестоянова, М. Г. Калайтан, И. А. Петрова, Т. И. Фролова, И. В. Хворова, В. С. Шарфман, С. М. Андронов, Г. Ф. Червяковский, В. А. Коротеев и другие исследователи. К настоящему времени опубликовано много работ, основанных на материалах изучения выходов рассматриваемых отложений как на всей территории, так и на отдельных крупных участках Магнитогорского мегасинклинория.



Фиг. 55. Схема распространения андезито-базальтовой (*1*) и андезито-дацитовой (*2*) формаций в Магнитогорском синклинории Южного Урала (по О. А. Нестояновой, 1963)

Формационная принадлежность ирендыкской свиты была охарактеризована в 1955—1962 гг. в работах сотрудников ВСЕГЕИ (В. М. Сергиевским, О. А. Нестояновой, М. Г. Калайтан, И. А. Петровой). Отложениям ирендыкской свиты, в частности, обоснованию их формационного обособления среди среднепалеозойских толщ восточного склона Южного Урала и описанию типов пород посвящена также специальная статья (Хворова, Ильинская, 1963). Здесь же мы кратко охарактеризуем формацию, взаимоотношения ее пород и историю их формирования с учетом новых данных, приводимых в ряде появившихся за последние годы работ.



Фиг. 56. Схематический продольный фациальный профиль через хребты Ирендык — Кумач — Кэйдвелы (по Фроловой, Руднику, 1961)

1 — пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые порфириты андезито-базальтового состава; *2* — их вулканические брекчии и агломератовые туфы; *3* — их средне- и мелкозернистые туфы; *4* — переслаивание песчаников, алевролитов и кремнистых сланцев, частью туфогенного характера

Формация представляет собой мощную толщу (местами более 3000 *м*) чередующихся агломератов, туфов, вулканических брекчий, покровов эффузивов преимущественно андезито-базальтового состава, прорванную близкими по составу субвулканическими телами. Рассмотрим ее строение на различных участках западного крыла Магнитогорского синклинория по направлению с севера на юг: 1) северном (Учалинский район), 2) центральном (хребет Узункыр; междуречье рек Большого и Малого Кизила и смежные районы) и 3) южном (Баймакский район). Приводимые ниже обобщенные разрезы по первым двум участкам заимствованы нами у О. А. Нестояновой (1964 г.).

На северном участке, в районе хребта Ирендык-Северный — Большой Кумач, формация состоит из четырех толщ:

	Мощность, *м*
1. Туфогенные песчаники (горизонтально- и косослоистые), яшмовидные туффиты и туфы порфиритов	300
2. Агломераты и туфы порфиритов	250—400
3. Туфы порфиритов крупнообломочные и агломератовые, порфириты	300—600
4. Ритмичное чередование грубообломочных туфов, вулканических брекчий и мелкообломочных туфов порфиритов	200—500

На продольном профиле через хребет Ирендык — Кумач — Кейдвелы (Фролова, Рудник, 1961), приведенном на фиг. 56, видно, что увеличение мощности отложений совпадает с местами максимального развития агломератовых туфов и вулканических брекчий. Общая мощность грубообломочных пирокластических пород в некоторых местах северного участка достигает 1500—2500 *м*. В то же время здесь известны места, где грубообломочные разности пород почти не встречаются, а в разрезе преобладают мелкообломочные туфы, а также туфогенные и вулканомиктовые песчаники (верховья р. Колтырма в южных районах участка, по данным О. А. Нестояновой).

Андезито-базальтовую формацию силура—раннего девона на центральном участке характеризуют три нижеследующих разреза, приводимых в том порядке, в каком они сменяют друг друга с севера на юг.

В районе хребта Узункыр, на широте г. Эюке, в формации выделены следующие толщи:

	Мощность, *м*
1. Ритмичное чередование туфов порфиритов различной размерности	400
2. Агломератовые и крупнообломочные туфы, вулканические брекчии, порфириты	100—150

В отложениях, обнажающихся вдоль р. Малый Кизил, наблюдается следующая последовательность напластования:

	Мощность, *м*
1. Чередование вулканических брекчий с мелко- и тонкообломочными туфами; единичные линзы мраморизованных известняков (видимая)	500
2. Агломераты, витрокластические туфы, покровы порфиритов и субвулканические интрузии (100 × 150 *м*)	500—600
3. Шлаковые туфы, чередующиеся с агломератами (50 *м*), переходящие вверх в толщу агломератов	250—500
4. Диабазы с шаровой отдельностью (0,2—0,6 *м*) миндалекаменные	70—100
5. Агломератовые и псефитовые туфы порфиритов, пачки шлаковых туфов (до 70 *м*) и прослои (до 12 *м*) агломератов	400
6. Толща грубообломочных агломератов, шлаковых и спекшихся туфов прижерловой фации	600—750
7. Ритмичное чередование горизонтальнослоистых туфов порфиритов различной размерности (от тонкообломочных до агломератовых)	500—700
8. Туфы порфиритов, порфириты (покровы мощностью до 10 *м*), агломераты, в нижней части — ритмичное чередование туфов различной размерности.	

Южнее, по р. Большой Кизил (начиная от района широты пос. Рыскужиной) описан следующий разрез:

	Мощность, *м*
1. Известняки мраморизованные светло-серые	
2. Туфы мелкообломочные и вулканические брекчии порфиритов андезитового и отчасти андезито-дацитового состава; в нижней части — горизонтальнослоистые отсортированные туфогенные песчаники	200—500
3. Чередование порфиритов (покровов), агломератовых и псаммитовых туфов, вулканических брекчий; в верхней части покровы лавобрекчий основного состава, прорванные субвулканическими телами диабазовых порфиритов. Ширина выходов 500—700 *м*.	
4. Чередование диабазов и яшмовидных туффитов	120—150
5. Лавобрекчии основного состава	120—150
6. Ритмичное чередование туфов различной размерности андезито-базальтового состава	свыше 1000
7. Порфириты (покровы), агломераты, брекчии и псаммитовые туфы порфиритов	400
8. Ритмичное чередование туфов порфиритов различной размерности	300—400
9. Тонкозернистые туфы и зеленые яшмы, постепенно сменяющиеся фиолетовыми (бугулыгырский горизонт, эйфель).	

Следует отметить, что последовательность напластования в обнажениях по рекам Большой и Малый Кизил, а также полнота и «представительность» описаний разрезов, приводимые различными авторами, являются дискуссионными, так как у геологов до сих пор нет единого мнения относительно условий залегания ирендыкской свиты. В. М. Сергиевский, М. Г. Калайтан и Б. М. Садрисламов считают, что эти отложения смяты в антиклинальную складку и описанные выше разрезы характеризуют всю толщу на восточном крыле этой складки. Другие исследователи (И. В. Хворова, Г. Ф. Червяковский, В. А. Коротеев и др.) рассматривают эту структуру как моноклиналь, и, если встать на эту точку зрения, то

два приведенных выше разреза представляют не всю ирендыкскую свиту, а лишь ее верхнюю половину. Известна и третья трактовка структурного положения ирендыкских отложений: С. М. Андронов считает, что они собраны в синклинальную складку. Наконец, не исключена вероятность развития в ирендыкских толщах субмеридиональных разрывных нарушений и неоднократного повторения некоторых крупных пачек пород в разрезе при широтном пересечении выходов свиты. Все эти расхождения в понимании тектоники центрального участка затрудняют выяснение истины в отношении последовательности напластования пород и полноты описаний разрезов.

Разрезы вулканогенно-осадочной формации силуро-раннедевонского возраста на Южном участке состоят из трех элементов: 1) пирокластическая толща, сложенная преимущественно вулканическими брекчиями («туфобрекчиями») андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов; 2) толща пирокластических и эффузивных пород дацитового состава; 3) горизонтальнослоистая толща туфов и порфиритов андезитового состава (Шарфман, 1965).

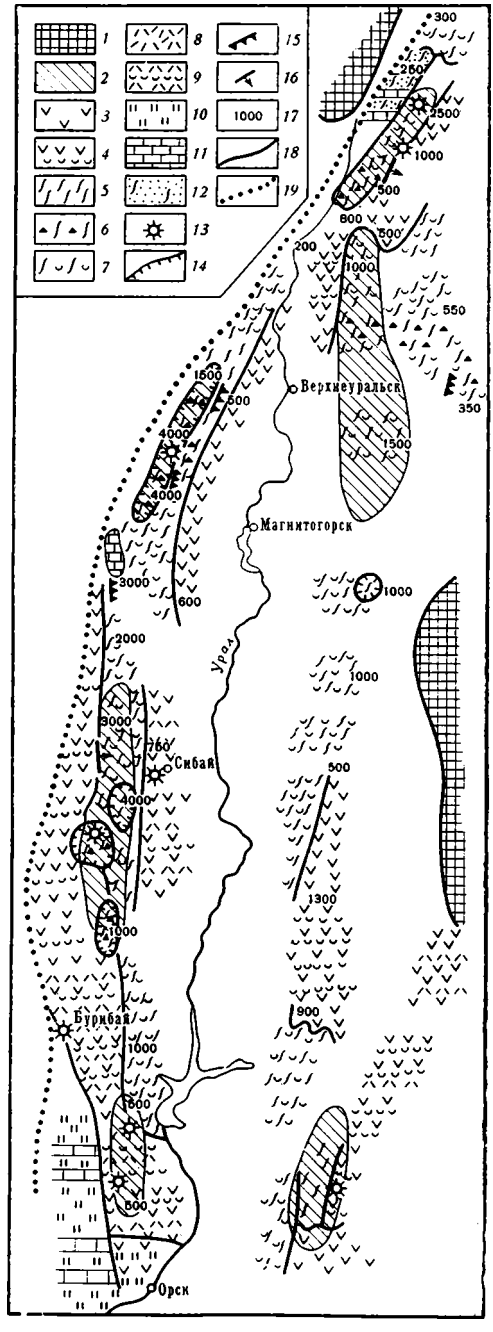
На этом участке (в Баймакском районе) наиболее распространены грубо- и мелкообломочные вулканические брекчии с обломками порфиритов, а также туфы и туффиты, гораздо реже встречаются эффузивные породы. Отчетливо выраженная ритмичность характерна для самых нижних и верхних частей формации. Сопоставление разрезов показывает некоторую латеральную изменчивость толщ. Наиболее полно представлены разрезы формации, расположенные к северу от г. Баймака, где она представлена в основном вулканическими брекчиями андезито-базальтового состава (Шарфман, 1959). Мощность рассматриваемых отложений на южном участке уменьшается с 3500 *м* в его северной части до 200 *м* на крайнем юге.

Анализ строения формации на разных участках западного крыла Магнитогорского синклинория показывает, что в ее составе повсюду повторяется ряд парагенетически связанных пород: туфы порфиритов различной размерности — агломераты — вулканические брекчии — порфириты. При этом преобладают пирокластические образования, тогда как эффузивные породы имеют явно подчиненное значение (коэффициент эксплозивности для разных участков колеблется в пределах 70—80).

Эффузивные породы представлены главным образом порфиритами (пироксеновыми, роговообманковыми, плагиоклазовыми и кварцевыми), химический состав которых колеблется от андезитов до базальтов. Для них характерно повышенное содержание кальция, преобладание магния над железом, низкое содержание щелочей (натрий преобладает над калием). По характеру химизма эти породы относятся к типичным известково-щелочным ассоциациям.

Как эффузивы, так и их пирокластические производные изменены процессами метаморфизма. Например, на южном участке перерождение первичного минерального состава вулканитов выразилось в широком развитии ассоциации эпидот-хлорит-альбит. В породах в северной части Баймакского района господствует ассоциация актинолит-альбит-кварц; менее распространены парагенезисы с пренитом и серицитом (Нечеухин, 1963). Подобным же образом изменены породы и на других участках восточного склона Южного Урала.

Отмечаются две основные особенности рассматриваемой вулканогенно-осадочной формации. Первая — это очень малое количество в ее составе невулканогенного материала: карбонатные породы встречаются редко, а обычные терригенные породы совсем неизвестны. На северном участке (в «ирендыкской зоне»), по данным В. Т. Фролова и Т. И. Фроловой (1965), распределение пород в разрезах таково: основную роль в составе формации играют пирокластические образования (в сред-



Фиг. 57. Схематическая литолого-фациальная карта с элементами палеогеографии раннего девона восточного склона Южного Урала
(по О. А. Нестояновой, 1964)

1 — области размыва; *2* — область вулканических островов; *3* — эффузивы базальтового состава; *4* — туфы базальтового состава; *5* — эффузивы андезито-базальтового состава; *6* — агломераты и вулканические брекчии андезито-базальтового состава; *7* — туфы андезито-базальтового состава; *8* — эффузивы дацито-липаритового состава; *9* — туфы кислого состава; *10* — кремнистые породы (фтаниты, кремнистые сланцы); *11* — известняки; *12* — туфогенные песчаники; *13* — вулканы центрального типа; *14* — граница распространения жерловых и прижерловых фаций; *15* — зоны развития рифовых массивов и одиночные рифы; *16* — преобладающая ориентировка косых слойков; *17* — мощности отложений; *18* — границы комплексов (формаций); *19* — западная граница вулканической области в раннем девоне

нем 50%), им резко подчинены эффузивы (15%), остальная часть ее сложена обломочными породами, образовавшимися за счет перемытого местного вулканогенного материала (29%), и кремнистыми накоплениями (около 5%). Вулканомиктовые конгломераты и гравелиты, а также яшмы и известняки (рифовые образования) распространены и в других районах развития формации, но все они встречаются намного реже, чем пирокластические породы.

Другой, очень ярко выраженной особенностью формации является отчетливая горизонтальная стратификация ее толщ, а также ритмичное чередование туфов различной размерности и агломератов. Вопросы механизма формирования ритмично наслоенных отложений этой формации будут рассмотрены ниже, во второй главе настоящей части.

В последние годы в районах развития древних вулканических и вулканогенно-осадочных формаций проводятся работы с целью выяснения местоположения и строения древних вулканических аппаратов. Несколько таких центров раннедевонской вулканической деятельности на Южном Урале намечено О. А. Нестояновой (фиг. 57) по присутствию в составе отложений прижерловых агломератов, состоящих из грубообломочного материала (20—30 *см*) и вулканических брекчий (с обломками до 4 *м*), обычно распространенных на небольших площадях. Вулканические постройки не сохранились, но нередко встречаются изометричные некки, представляющие остатки вулканических жерловин, а

также дайки с крутыми стенками, которые, по-видимому, выполняют подводящие эруптивные каналы и трещины. По мнению Т. И. Фроловой и Г. Б. Рудника, о наличии ныне частично разрушенных вулканических аппаратов в некоторых районах хребтов Ирендык — Кумач — Кэйдвелы свидетельствует совпадение увеличения мощности отложений с местами максимального развития агломератовых вулканических брекчий и лав.

В позднем лудлове и раннем девоне вулканические извержения центрального типа происходили на территории западной части Магнитогорского мегасинклинория, представлявшего собой в то время эвгеосинклинальный прогиб. Вулканические центры располагались в пределах Ирендык-Крыктинской зоны (в северной части хребта Крыкты и в хребте Куркак; западнее оз. Банного; в хребте Ирендык — юго-восточнее оз. Талкас и северо-западнее с. Файзуллино; в северной краевой части зоны — к югу от пос. Вознесенка и в р-не горы Круглой). Вулканические постройки временами могли возвышаться над уровнем моря, о чем свидетельствуют локально распространенные спекшиеся и игнимбритоподобные туфы, краснокаменные изменения некоторых вулканических брекчий и присутствие в разрезах вулканомиктовых конгломератов.

Интенсивная эксплозивная деятельность поставляла в морской бассейн большое количество пирокластических продуктов. Лавы и грубые агломератовые фрагменты сосредоточивались вблизи центров извержений, более мелкий материал разносился по склонам вулканических возвышенностей и соседним впадинам, где накапливались мощные слоистые серии. При этом условия образования осадков на всей территории Ирендык-Крыктинской зоны не были одинаковыми. Так, в районе хребта Ирендык северный, на участках, разделявших вулканические сооружения существовал мелководно-морской режим. По данным О. А. Нестояновой, в районе хребта Малый Ирендык, в окрестностях дер. Тунгатарово, прижерловые глыбовые агломераты на коротком расстоянии переходят в мелкообломочные туфы и туфогенные песчаники, в которых отмечаются следы подводно-оползневых течений, знаки ряби и косая слоистость, указывающая на первичный наклон дна бассейна в восточном направлении. На существование между вулканическими постройками участков неглубокого моря, на которых, синхронно с извержениями, в результате перемыва и переотложения выброшенного материала отлагались мелкозернистые пирокластические и туфогенные осадки, указывают также Т. И. Фролова и Г. Б. Рудник. В то же время на центральном и южном участках распространения андезито-базальтовой формации обработанные водой пирокластические отложения встречаются нечасто, что позволяет предполагать существование между вулканическими возвышенностями относительно глубоких впадин и трогов.

Таким образом, Ирендык-Крыктинская вулканическая зона в позднем силуре и раннем девоне, вероятно, представляла собой архипелаг, состоящий из подводных возвышенностей и вулканических островов. Землетрясения, сопровождавшие извержения, приводили к движению материала, скопившегося на склонах вулканов, и сносу его возникавшими турбидными потоками и подводными оползневыми лавинами в относительно глубокие участки моря. В результате многократного повторения этих явлений сформировались ритмично сложенные пирокластические толщи (Хворова, Ильинская, 1963).

В ранние моменты накопления осадков рассматриваемой формации в некоторых местах существовали благоприятные условия для рифообразования. Мощные извержения вулканов впоследствии (в раннем девоне) разрушили многие рифы, и их обломки наблюдаются в составе вулканических брекчий. Рифы вновь возникли на вулканических постройках, протягивавшихся цепочкой вдоль восточной окраины Ирен-

дык-Крыктинской зоны в конце раннего девона и начале эйфельского века в связи с ослаблением вулканической деятельности (Нестоянова, 1964 г.).

В раннедевонскую эпоху обширная суша равнинного характера располагалась к северо-западу от прогиба; другие поднятия, по-видимому, существовали значительно восточнее Ирендык-Крыктинской зоны, в пределах Притобольского прогиба. Терригенный материал из этих районов поступал в незначительном объеме, так как терригенные породы (невулканического происхождения) в составе рассматриваемой формации неизвестны.

По мнению О. А. Нестояновой, в раннем девоне к востоку и западу от субмеридионального Ирендык-Крыктинского трога действовали вулканы, продукты извержений которых представлены базальтами, андезито-дацитами и дацито-риолитами. В краевой юго-западной части прогиба (Орский Урал) в эту эпоху происходило накопление карбонатно-кремнистых илов и формирование небольших рифов и биогермов.

Подводя итоги, следует еще раз подчеркнуть, что андезито-базальтовая вулканогенно-осадочная формация позднего лудлова — раннего девона Южного Урала, помимо преобладания в ее составе пирокластического материала при крайне незначительной роли продуктов невулканического генезиса, характеризуется широким распространением грубообломочных разностей пород, относительно слабым и локальным развитием обработанных (окатанных и переотложенных) обломочных отложений и четкой ритмичной стратификацией пирокластических накоплений.

Андезито-дацитовая формация Магнитогорского мегасинклинория

Вулканогенно-осадочная формация с преобладанием вулканогенных обломочных продуктов андезито-дацитового состава распространена в тех же районах, что и более древняя андезито-базальтовая, с той разницей, что выходы первой протягиваются вдоль восточного склона до района Орского Урала и даже южнее (см. фиг. 55). Рассматриваемые отложения были выделены Л. С. Либровичем (1936) в улутаускую свиту (средний девон). За последнее пятилетие вопросам стратиграфии, литологии, вулканизма и метаморфизма улутауской свиты были посвящены работы В. С. Шарфмана, Т. И. Фроловой, О. А. Нестояновой, И. В. Хворовой, Ю. Л. Куваевского и других исследователей. В настоящее время свита относится либо к верхней части эйфельского и к живетскому ярусам (О. А. Нестоянова), либо только к живетскому ярусу (В. С. Шарфман, Ю. Л. Куваевский и др.).

Андезито-дацитовая формация по составу вулканических продуктов четко выделяется среди других среднепалеозойских комплексов Южного Урала. От выше- и нижележащих формаций ее отделяют резкие границы, она залегает между двумя регионально-распространенными кремнистыми горизонтами — бугулыгырским (яшмовым) и мукасовским (фтанитовым). Таким образом, формационная обособленность улутауской свиты очевидна. По данным одних исследователей, образованием андезито-дацитовой формации (вместе с более ранней лудловско-нижнедевонской формацией, а также более поздней, верхнедевонской) завершается каледонский тектоно-магматический этап на Южном Урале. Другие геологи формирование среднедевонской формации относят уже ко времени существования геосинклинали на следующем, герцинском этапе.

Породы этой формации характеризуются большим разнообразием состава и значительными колебаниями мощности от нескольких сот до 2000 *м*. Наибольшим распространением пользуются туфы андезитового, дацитового, смешанного и отчасти липаритового состава, но так-

же присутствует довольно много пород, состоящих из обработанного в морской среде пирокластического материала[1]. Как и в предыдущем случае, целесообразно рассмотреть строение формации на различных участках по направлению с севера на юг.

В северной части Магнитогорского мегасинклинория улутауская свита залегает на диабазах и альбитофирах карамалыташской свиты и отличается изменчивостью состава в различных зонах (Фролова, Рудник, 1961). В «восточной» зоне в разрезах преобладают туфы, чередующиеся с туфогенно-осадочными образованиями и кремнистыми туффитами, причем количество вулканического материала и его состав изменяются от разреза к разрезу.

Разрез, составленный по данным бурения в 20 *км* южнее пос. Учалинского в верховье р. Узельги, приведен в статье О. А. Нестояновой (1960а):

1. Диабазовые порфириты, спилиты и пироксен-плагиоклазовые порфириты.
2. Туфы и туфобрекчии андезито-дацитового состава, туфогенные песчаники.
3. Кварцевые альбитофиры и их туфы.
4. Горизонтальнослоистые туфы кварцевых альбитофиров, туфы смешанного, реже основного состава с прослоями известняков.
5. Известняки.
6. Туфобрекчии и туфогенные песчаники.
7. Кремнистые сланцы мукасовского горизонта.

По О. А. Нестояновой (1959), в «центральной» подзоне Магнитогорского синклинория яшмы и кремнистые сланцы бугулыгырского горизонта вверх по разрезу переходят в кремнистые туффиты и туфы низов улутауской свиты. Сводный разрез среднедевонских отложений (мощностью до 1200 *м*) в «центральной» подзоне следующий:

1. Яшмы, яшмовидные кремнистые туффиты, кремнистые сланцы, местами с прослоями туфов кварцевых альбитофиров.
2. Ритмичное чередование туфов кварцевых альбитофиров (иногда туфов смешанного состава) с кремнистыми туффитами, редкие покровы альбитофиров.
3. Кварцевые альбитофиры, порфириты, туфы, местами туфогенные песчаники и сланцы.

В «западной» подзоне среднедевонские отложения распространены ограниченно и представлены туфами кварцевых порфиритов, туфогенными песчаниками, туфоконгломератами и небольшими линзами рифогенных известняков (мощностью 180—200 *м* в окрестностях дер. Татлямбетовой). В Магнитогорском районе (по р. Воровской и у пос. Боборыкинского) к среднему девону отнесены туфы и туфобрекчии основного состава, кремнистые сланцы, известняки.

Южнее, в районе среднего течения р. Худолаз (северо-восточнее г. Сибая), улутауская свита с размывом налегает на верхнюю часть карамалыташской свиты и представлена тремя толщами (по Ю. Л. Куваевскому, Ю. П. Краеву, Н. Д. Куваевской, 1961 г.):

	Мощность, *м*
1. Конгломераты, лавовые брекчии и туфы смешанного состава. Обломки конгломератов представлены яшмами, кварцевыми альбитофирами, диабазами и диабазовыми порфиритами; связующая масса — туфогенный материал смешанного состава	50—200
2. Лавовые брекчии и туфы андезитового состава	400—500
3. Туфогенные песчаники, туфы, кремнистые сланцы, конгломераты, известняки	300—700

[1] Некоторые исследователи псаммитовые разности этих пород называют «туфопесчаниками» (О. А. Нестоянова, В. С. Шарфман); здесь и ниже мы их будем называть «туфогенными песчаниками».

Южнее, в районе верховьев рек Худолаз и Большой Уртазымки, улутауская свита с постепенным переходом налегает на яшмы бугулыгырского горизонта. Здесь разрез подразделен Ю. Л. Куваевским (1959 г.) также на три толщи:

	Мощность, *м*
1. Туфы и лавовые брекчии смешанного состава (в обломках преобладает материал кварцевых альбитофиров, в меньшем количестве присутствуют обломки андезитовых порфиритов), линзообразные прослои вулканомиктовых песчаников и конгломератов	300
2. Туфы и лавовые брекчии смешанного состава (андезитовых порфиритов и кварцевых альбитофиров). В средней части несколько маломощных покровов порфиритов андезитового состава	850
3. Туфы андезитовых порфиритов, туфогенные и вулканомиктовые песчаники конгломераты, кремнистые туффиты, кремнистые сланцы и известняки	200

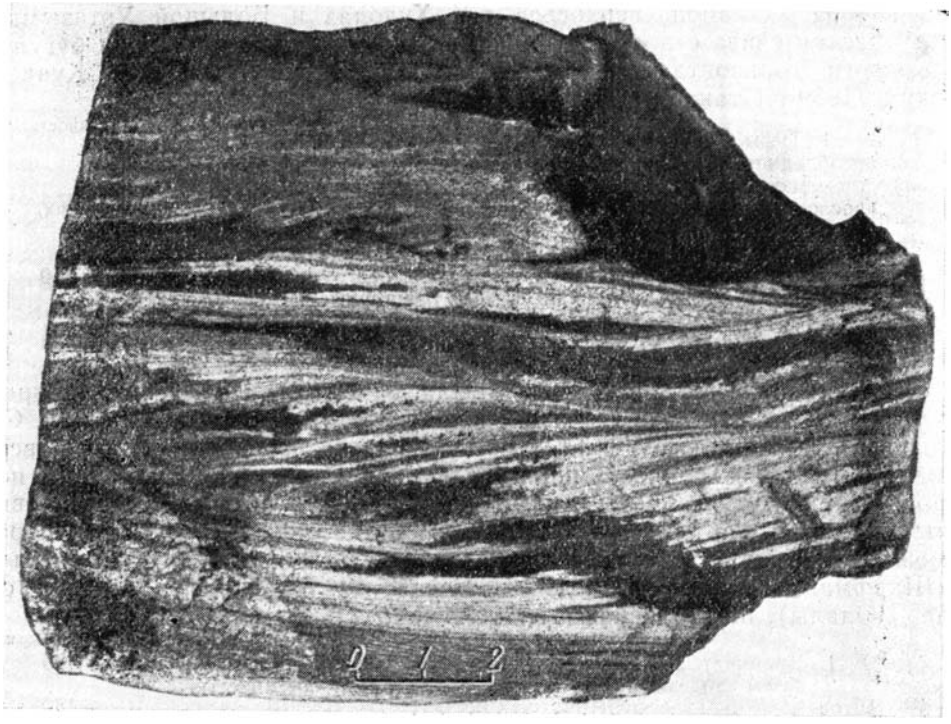
В южной части западного крыла Магнитогорского синклинория улутаускую свиту на протяжении ряда лет изучает В. С. Шарфман. Он отмечает, что яшмы бугулыгырского горизонта вверх по разрезу повсеместно в южном районе сменяются вулканогенными обломочными породами улутауской свиты (яшмовый комплекс включен в состав свиты), которые «...имеют различный гранулометрический состав и, перемежаясь между собой, нередко образуют флишеподобные ритмы» (Шарфман, 1959). Разрез юго-восточнее г. Баймака (к востоку от дер. Юлалы), по его данным, следующий:

	Мощность, *м*
1. Кремнистые яшмовидные туффиты зеленовато-серые . . .	120
2. Туфы андезитового состава с прослоями кремнистых туффитов	160
3. Чередование туфов андезитового и смешанного состава с туффитами	60
4. Туфы андезитового состава с прослоями туффитов	120
5. Чередование туфов, туффитов и вулканических брекчий андезитового и дацитового состава	240
6. Чередование туфов смешанного состава, туфогенных песчаников, туфов андезитового состава и туффитов	400
7. Вулканические брекчии и туфы смешанного состава . . .	300

По В. С. Шарфману, в Баймакском районе эффузивных пород в улутауской свите нет. В более южных районах (той же Кизило-Уртазымской зоны) в разрезах уменьшается и количество собственно пирокластических образований (за счет увеличения продуктов их переработки) с 80% в отдельных разрезах Сибайского района до 15% в пределах Орского Урала. Одновременно в том же направлении в породах уменьшаются размеры пирокластических фрагментов и меняется их состав от андезитового и смешанного на севере до андезито-дацитового на юге (Шарфман, 1965). Почти во всех разрезах южных районов Магнитогорского мегасинклинория отмечается увеличение гранулометрического состава обломочного материала к верхним горизонтам формации. Мощность отложений сокращается с 150 *м* в Кизило-Уртазымской зоне до 200—400 *м* в Таналыкской и Присакмарской зонах.

Как видно из приведенных выше описаний разрезов, все исследователи подчеркивают различие в составе отложений в разных зонах. Из всех рассмотренных нами палеозойских формаций Южного Урала данная претерпевает наиболее значительные латеральные изменения. Состав продуктов вулканизма меняется от андезитового до дацитового (реже липаритового) при колебаниях коэффициента эксплозивности в пределах 80—95. Для вулканических пород характерно развитие среди вторичных минералов пренита и особенно пумпелиита (Нестоянова, 1963; Нечеухин, 1963).

В составе вулканических обломочных пород формации очень много перемытого и переотложенного материала, большую роль играют от-



Фиг. 58. Косая слоистость в среднезернистых туфогенных песчаниках. Улутауская свита (андезито-дацитовая формация), р. Таналык (фото И. В. Хворовой)

сортированные туфогенные и вулканомиктовые песчаники, причем для пород характерно ритмичное сложение. Посторонний, терригенный материал в псаммитовых (и большей размерности) породах практически не распознается. В глинистых породах (особенно в зеленых и темно-вишневых разностях) вещество, состоящее «...из хлорита и серицита, обычно с кремнистым веществом, нередко с примесью эпидота, цоизита, железистого вещества, возможно, имеет вулканогенное происхождение» (Фролов, Фролова, 1965, стр. 108). Таким образом, ряд парагенетически связанных пород рассматриваемой формации выглядит так: туфы андезитового, дацитового и смешанного состава — туфогенные песчаники — вулканомиктовые песчаники — кремнистые породы — эффузивы среднего и умеренно кислого состава. Последние два типа пород являются непостоянными членами парагенеза.

Разнообразие литологического состава улутауской свиты на различных участках и колебания ее мощностей были обусловлены развитием локальных поднятий. Значительное количество вулканомиктовых пород в составе формации и присутствие среди туфов игнимбритоподобных образований свидетельствует о существовании в живетском море временных островов. При этом в районах внутренних поднятий, как и в краевых частях прогиба, иногда возникали рифовые постройки (Нестоянова, 1960а). Широкое распространение в формации туфогенных песчаников (с хорошо окатанными пирокластами, выброшенными незадолго до формирования осадков), а также появление в них косослоистых текстур (фиг. 58) позволяют считать преобладающими условиями образования осадков в прогибах, разделявших участки относительных поднятий, мелководно-морские. Спазмотическое поступление больших масс пирокластического материала в морскую среду и веро-

ятные проявления сейсмической активности приводили к возникновению подводных суспензионных пепловых потоков, обусловивших ритмичное сложение осадков (Хворова, Елисеева, 1965).

Описанием андезито-дацитовой формации мы заканчиваем разбор уральских комплексов с преобладающим распространением вулканокластических пород. Все три рассмотренные вулканогенно-осадочные формации (ордовикская, лудловско-раннедевонская и среднедевонская) образовались в основном в морских условиях, для всех них характерен базальтоидный состав магматических продуктов. Если наиболее ранняя из этих формаций содержит контрастные по составу эффузитивные породы и много кремнистых накоплений, то в более поздних комплексах присутствуют слабо дифференцированные вулканогенные образования при крайне незначительном развитии пород любого другого происхождения.

Сравнение формаций лудловско-раннедевонского и среднедевонского возраста представляется особенно интересным, так как их формирование произошло в пределах одной крупной зоны Южного Урала и было разделено небольшим интервалом времени. Если первую формацию отличает однообразие облика и состава отложений на больших площадях, то для второй характерны значительные латеральные изменения и разнообразный (часто смешанный) состав вулканических продуктов, в общем более кислый по сравнению с вулканитами андезито-базальтовой формации лудлова — раннего девона. В парагенезах последней постоянно присутствуют агломераты и вулканические брекчии. В андезито-дацитовой формации такого обилия грубообломочных продуктов не наблюдается, что указывает на относительно меньшую напряженность эксплозивного вулканизма в живетском веке, когда количество длительно действовавших аппаратов было не так велико. Если в пределах современного восточного склона Южного Урала в живетском веке господствовали мелководные морские условия, то в том же районе в позднем силуре и раннем девоне на значительных пространствах, разделявших поднятия, преобладал относительно глубоководный режим (как и в ордовикском периоде на западном склоне).

Все эти отличия в строении формаций и характере осадкообразования отражают изменения, происходившие в тектоно-магматической жизни Уральской эвгеосинклинали в течение нижне-среднепалеозойского времени, начиная с наиболее ранних проявлений взрывного вулканизма, заметно повлиявшего на формирование морских осадков.

Вторичные процессы, по-разному протекавшие в вулканокластических отложениях трех южноуральских формаций, привели к заметно различным изменениям минерального состава пород. В ордовикских толщах характерным вторичным процессом была глинизация (гидрослюдизация и хлоритизация), в накоплениях лудлова—нижнего девона преобладали эпидотизация и актинолитизация, а породы среднедевонской формации чаще всего подвергались пренитизации и пумпелиитизации. Общими для всех формаций являлись альбитизация, окремнение и хлоритизация. Сходство и различия в преобладающих вторичных изменениях пород разных формаций обусловлены влиянием комбинаций факторов эпигенеза и регионального метаморфизма (химического состава первичных накоплений, геологического времени, положения в той или иной структурной зоне Урала, температуры, давления и многих других).

МЕЗОЗОЙСКАЯ И КАЙНОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ КАВКАЗА

Геосинклинальный вулканизм на Кавказе наиболее интенсивно протекал в среднеюрскую и эоценовую эпохи, и в обоих случаях в ряде прогибов среди морских отложений, формировавшихся одновременно с вулканической деятельностью, преобладали вулканокластические продукты.

Из формаций, включающих большое количество вулканогенных обломочных пород, здесь будут рассмотрены две андезито-базальтовые формации, распространенные в пределах Грузии (среднеюрская южного склона Большого Кавказа и среднеэоценовая Аджаро-Триалетии), и базальто-андезито-липаритовая Армении (среднеэоценовая Севано-Ширакского синклинория).

Андезито-базальтовая формация южного склона Большого Кавказа (Грузия)

Среднеюрская вулканогенно-осадочная формация, известная в литературе под названием «порфиритовой серии», распространена вдоль южного склона Кавказа (фиг. 59). Как в разрезе, так и на площади она заметно обособлена от смежных комплексов; среднеюрские вулканогенные отложения залегают на терригенных толщах нижней юры, контакт их с верхнеюрскими толщами характеризуется крупным угловым несогласием, связанным с батской фазой складчатости. На севере и северо-востоке вулканогенно-осадочная формация переходит в «формацию глинистых сланцев» (Дзоценидзе, 1965), а на юге ее выходы ограничены районом Грузинской глыбы. Подробная характеристика порфиритовой серии и условий ее образования дана в трудах Г. С. Дзоценидзе (1948а, 1959, 1965) и П. Д. Гамкрелидзе (1958, 1959). Рассмотрим строение формации в различных районах в том порядке, в каком дается ее описание в книге Г. С. Дзоценидзе (1948а).

Северная полоса выходов формации характеризуется преобладанием в разрезах пирокластических пород, присутствием в них покровов порфиритов, а в некоторых районах — вулканотерригенных пород.

В бассейне рек Псоу и Бзыби (крайние западные выходы) формация состоит из двух толщ: нижней, сложенной главным образом вулканическими породами, и верхней, представляющей собой чередование вулканомиктовых песчаников и песчанистых глин. Нижняя толща подстилается 100-метровым «кварцитовым горизонтом» с маломощными туфовыми прослоями. Более детальное ознакомление с составом обеих толщ обнаруживает в них довольно большое количество типов пород, чередующихся в разрезе: в первой (2,5—3 *км*) — авгитовых порфиритов, их туфов, крупнообломочных туфобрекчий, полосчатых туффитовых сланцев; во второй — вулканомиктовых песчаников, песчанистых глин и (редко) вулканомиктовых мелкогалечниковых конгломератов.

В районе р. Бзыби в формации выделяется три горизонта:

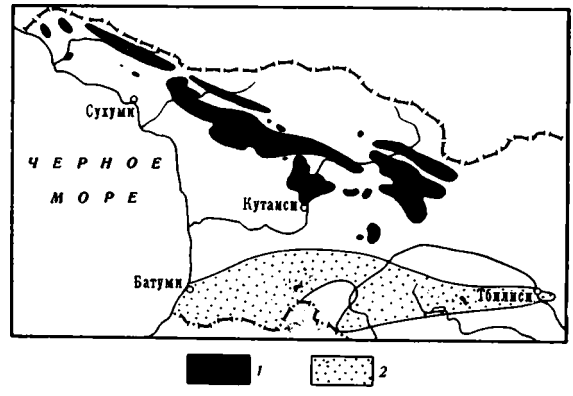
	Мощность, *м*
1. Чередование темно-коричневых и желто-бурых туфопесчаников и мелкозернистых туфов	600
2. Туфобрекчии, туфы и порфириты	300—350
3. Чередование вулканомиктовых песчаников, порфиритов и их туфов, покровов диабазов (50 *м*)	500

В этом разрезе во всех трех горизонтах среди пирокластических обломков встречен материал альбитовых порфиритов. Обломки, соответствующие по составу материалу туфов лабрадоровых порфиритов, а также покровы эффузивов того же состава появляются начиная со второго горизонта и широко распространены в третьем. Главную роль в составе песчаников играет переотложенный, слабо или заметно переработанный местный вулканический (вулканотерригенный) материал, в то время как продукты размыва отдаленной от вулканической области суши отсутствуют.

Для бассейна р. Кодори (в 30—35 *км* северо-восточнее г. Сухуми) характерна быстрая латеральная изменчивость пород; здесь они представлены чередованием порфиритов (как авгито-лабрадоровых, так и авгито-альбитовых), их туфов, туфобрекчий, туфопесчаников и в мень-

шей степени туфосланцев. Мощность формаций в этом районе достигает 2—2,5 *км*.

Юго-восточнее, в бассейне р. Мокви, обнажены две различные толщи. Нижняя, относимая к рассматриваемой формации, сложена главным образом туфовыми и лавовыми брекчиями с небольшим количеством авгито-лабрадоровых порфиритов (мощность покровов менее 2 *м*, редко до 20—25 *м*) и их туфов. Верхняя толща условно отнесена Г. С. Дзоценидзе (1948а) к батскому ярусу. Она состоит из кварцевых песчаников и сланцев с редкими прослоями туфов.



Фиг. 59. Распространение вулканогенных осадочных формаций среднеюрского (*1*) и эоценового (*2*) возраста в пределах Грузинской ССР (по Г. С. Дзоценидзе, 1948)

Далее на юго-восток, в бассейне р. Ингури, в составе формации преобладают собственно пирокластические накопления (мощность 150—270 *м*). Порфириты составляют 8—12% всех пород этого разреза, в нижних его частях распространены авгито-альбитовые разновидности, в верхней — альбито-лабрадоровые; мощность покровов колеблется от 0,5 до 3 *м*, редко достигает 20—30 *м*.

На междуречье Риони и Лиахви формация состоит из порфиритов и туфов, переслоенных глинистыми, иногда туфогенными сланцами.

Район р. Гализги характеризуется преимущественным распространением вулканотерригенных пород (песчаников, конгломератов и брекчий), сочетающихся с туфами порфиритов.

Своеобразными по составу являются среднеюрские отложения, обнаженные в ущелье р. Пацы. Распространенная здесь порфирито-диабазовая свита является переходным комплексом, сформировавшимся в месте сочленения порфиритовой серии и диабазовых толщ, развитых в формации глинистых сланцев южного склона Кавказа.

Южные выходы формации, распространенные в Кутаисском районе и по периферии Дзирульского массива, вскрывают толщи, в которых пирокластические породы уже не являются господствующими; в составе отложений здесь доминирует переотложенный вулканический и терригенный материал. В качестве примера ниже приводится разрез отложений Циплярисхевского района:

	Мощность, *м*
1. Брекчии, состоящие из обломков авгито-альбитовых порфиритов, туфы, туфопесчаники	550
2. Чередование туфопесчаников и туфов порфиритов	260—270
3. Туфобрекчии, туфы, покров порфиритов (80 *м*)	300—320
4. Вулканомиктовые песчаники (в обломках — порфириты), туфы порфиритов, аркозовые песчаники (в обломках — кварц, полевые шпаты, биотит)	350—380
5. Вулканомиктовые конгломераты (в обломках — порфириты) и песчаники (в обломках — материал кварцевых порфиритов и альбитофиров)	80—100
6. Песчаники, состоящие из смеси вулканомиктового («порфиритового») и терригенного («гранитового») материала	400
7. Туфобрекчии и туфы порфиритов	70
8. Мелкообломочные брекчии, состоящие из обломков порфиритов и связующей туфовой массы того же состава	150

	Мощность, м
9. Туфы пелитовые, хлоритизированные	10
10. Туфобрекчии с прослоями туфов порфиритов . .	280
11. Вулканомиктовые песчаники, туфы	250

Крайне южные выходы среднеюрской формации наблюдаются в районе Дзирульского массива. Обобщенный разрез (мощность 500—600 *м*), относящийся к северной периферии массива, следующий:

1. Порфириты.
2. Кварцевые песчаники с кальцитовым цементом.
3. Вулканомиктовые песчаники с редкими прослоями мелкообломочных цеолитизированных туфов.
4. Туфы порфиритов, вулканомиктовые песчаники.

На южной периферии Дзирульского массива (по р. Чхеримела) формация сложена порфиритами и их туфами.

Таким образом, вулканические породы — эффузивы и туфы — широко распространены в разрезах северной полосы выходов формации и в центральных районах, тогда как в южных районах появляются аркозовые песчаники. Г. С. Дзоценидзе (1965) отмечает наличие переходов от центральных районов к самым северным и южным, где, соответственно, формировались «туффитовые глинистые сланцы» и «аркозо-туффиты».

Анализ строения формации в разных районах показывает, что ведущую роль в ее составе играет пирокластический материал и продукты его переработки морем. Эффузивные породы имеют подчиненное значение, в ряде мест они совсем отсутствуют. Приводимые в работе Г. С. Дзоценидзе (1948а) результаты подсчета количества эффузивных и пирокластических пород позволяют оценить величину коэффициента эксплозивности — она колеблется приблизительно в пределах 70—95.

Минеральный состав порфиритов очень разнообразен, среди них выделяются альбитовые, альбитово-авгитовые, роговообманково-авгитовые, роговообманково-лабрадоровые, лабрадорово-авгитовые и другие разновидности. При этом порфириты и их туфы, содержащие альбит, всегда тяготеют к нижней половине разреза. Химический состав пород колеблется между базальтами и андезитами, будучи ближе к андезитам (Дзоценидзе, 1959). Породы характеризуются резко выраженной известково-щелочной природой, бедностью щелочами и резким преобладанием Na_2O над K_2O.

Как упоминалось выше, в некоторых северо-восточных районах (например, в ущелье р. Паца и в хребте Чутхаро) среди туфов порфиритов появляются диабазы, характерные для среднеюрской формации глинистых сланцев, расположенной севернее и северо-восточнее. Такие районы находятся в пограничной зоне между областями развития двух различных формаций, и вулканогенно-осадочные комплексы этих районов по своему составу являются переходными от одной формации к другой. Несмотря на наличие такой переходной зоны, пространственная разобщенность «диабазовых» и «порфиритовых» толщ при заметных структурных различиях эффузивов заставляет нас сомневаться в существовании единой диабазово-порфиритовой магматической формации[1]. Диабазы и порфириты (вместе с их пирокластическими и пирокластоосадочными производными) также рассматриваются нами как члены различных вулканогенно-осадочных формаций. Основаниями этому служат: отсутствие диабазов в подавляющем большинстве разрезов среди вулканогенных обломочных отложений порфиритовой серии;

[1] Г. С. Дзоценидзе, с учетом общих петрохимических особенностей всех пород, в некоторых работах выделяет единую «спилито-диабазо-порфиритовую» формацию (1948а, 1959), основываясь на присутствии в пределах южного склона Кавказа альбитовых порфиритов, залегающих в основании порфиритовой серии.

отсутствие пирокластических пород среди отложений формации глинистых сланцев, вмещающих диабазы; присутствие в «переходной зоне» (район р. Паца) туфов порфиритов только пелитовой и псаммитовой размерности без более грубых разностей, столь характерных для районов распространения порфиритовой серии.

Среди особенностей андезито-базальтовой формации, помимо преобладания в ее составе пирокластических продуктов и присутствия большого количества крупно- и грубообломочного материала, следует также отметить широкое распространение вулканотерригенных пород, чаще всего псаммитовых (грауваковых песчаников — по Г. С. Дзоценидзе) при полном отсутствии хемогенных образований. Парагенез пород в большей части районов следующий: туфы порфиритов — вулканомиктовые песчаники, конгломераты, брекчии — порфириты. В Кутаисском и некоторых других районах постоянно присутствуют аркозовые песчаники и туффиты. Непостоянным членом парагенеза являются туфогенные глинистые породы.

Мощность формации достигает 3 *км*, но не везде она так велика. В районе северной периферии Дзирульского массива ее величина не превышает 500—600 *м*, по направлению на север и запад от этого района она увеличивается до 1000 *м* (район с. Жонети), затем до 2400 *м* (с. Циплярис-Хеви) и выше по течению р. Риони доходит до 3000 *м* (с. Меквена, с. Рицуела).

Подавляющая часть среднеюрских вулканогенно-осадочных отложений сформировалась в морских условиях на стадии погружения в процессе развития геосинклинали южного склона Большого Кавказа. Этот морской бассейн был связан с обширной геосинклиналью Тетиса, непосредственно входя в ее состав. Именно поэтому среднеюрская толща имеет такое широкое распространение и в пределах Армении и Азербайджана (Дзоценидзе, 1948б).

Накоплению среднеюрских толщ предшествовало формирование терригенных осадков лейаса. По данным П. Д. Гамкрелидзе (1959), в конце лейаса по всей Грузии произошло общее поднятие, и отложения были слабо дислоцированы. Однако, по Г. С. Дзоценидзе (1948а), в большинстве районов залегание среднеюрских вулканогенно-осадочных отложений на песчаниках и глинистых сланцах лейаса — согласное (реки Кодори, Ингури, северная периферия Дзирульского массива), местами между ними зафиксированы постепенные переходы (бассейн рек Псоу и Бзыби), и только в некоторых районах (южная периферия Дзирульского массива) наблюдается несогласное залегание среднеюрских толщ на подстилающих отложениях.

В среднеюрскую эпоху в районе современного южного склона Большого Кавказа преобладала вулканическая деятельность центрального типа. По данным Г. С. Дзоценидзе (1948а), вулканические очаги, питавшие морской бассейн пирокластическим материалом, располагались в районах, где сейчас эффузивы играют значительную роль в составе формации: рек Джеджора, Рицеули, ущелья р. Цхенис-цхали, междуречья Риони и Лиахви. По мнению того же автора, большая часть извержений происходила под водой, однако местами имели место и наземные извержения.

Материал, участвовавший в седиментации, поступал в морскую среду в результате трех главных процессов: 1) вулканических выбросов; 2) размыва вулканических островов, располагавшихся в пределах среднеюрской геосинклинали, и переработки ранее отложившегося пирокластического материала и лав; 3) размыва кристаллических пород Грузинской глыбы, располагавшейся южнее среднеюрского бассейна. Поэтому обломочные отложения формации состоят из трех генетических групп пород: пирокластических (туфов), вулканотерригенных (вулкано-

миктовые песчаники или граувакки, а также конгломераты и брекчии) и терригенных (аркозы). Обилие вулканокластического и терригенного материала, поступавшего в зону седиментации, подавляло хемогенное и биогенное осаждение вещества.

Примеры соотношения во времени седиментации обломков различного происхождения демонстрируются разрезами Кутаисского района (с. Циплярис-Хеви и с. Жонети), в которых Г. С. Дзоценидзе выделяет пять горизонтов:

1. Продукты размыва альбитовых порфиритов и их туфов. Материал, образовавшийся в результате размыва гранитов отсутствует.
2. То же, появляется «гранитовый» материал и обломки известняков лейаса.
3. Окатанный «порфиритовый» материал, продукты размыва гранитов (кварц, микроклин, ортоклаз и биотит) начинают играть заметную роль.
4. Продукты размыва древней суши преобладают над местным материалом, принесенным с вулканических островов; в верхней части количество «гранитового» материала уменьшается.
5. Продукты размыва авгито-альбитовых порфиритов и их туфов.

Таким образом, среднеюрская формация Грузии образовалась в результате вулканических извержений и седиментации вулканокластического и терригенного материала в морской среде. По данным П. Д. Гамкрелидзе (1958, 1959), во второй половине среднеюрской эпохи произошла регрессия моря, образовались кордильеры, и прежде единый геосинклинальный бассейн расчленился на две части — Абхазский и Рачинско-Триалетский бассейны, что было вызвано батской фазой складчатости. Регрессия моря на территории Грузии произошла в конце верхней юры — в кимеридже в результате восходящих движений.

Среднеюрская андезито-базальтовая формация Грузии представляет собой своеобразный вулканогенно-осадочный комплекс, в котором помимо эффузивных и вулканокластических образований распространены терригенные породы. Эта формация в своих краевых частях на значительных пространствах по составу пород приближается к вулканогенно-терригенному типу, этим она резко отличается от рассмотренных выше уральских формаций.

Андезито-базальтовая формация Аджаро-Триалетской складчатой системы

В андезито-базальтовую вулканогенно-осадочную формацию объединена большая часть среднеэоценовых отложений, распространенных в пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы — высокогорного сооружения, протягивающегося в широтном направлении на расстояние 300 *км* — от юго-восточного побережья Черного моря до средней части долины р. Иори (см. фиг. 59). Географически эта область охватывает Аджаро-Ахалцихско-Имеретинский и Триалетский хребты, разобщенные ущельем р. Куры. Структурно складчатая область расположена между двумя тектоническими единицами, называемыми грузинскими геологами глыбами: Грузинской на севере и Артвинско-Болнисской на юге.

Формацию подстилают палеоцен-нижнеэоценовые флишевые отложения, представленные мергелистыми глинами, известковистыми песчаниками, мергелями и реже известняками. Среднеэоценовые отложения залегают на нижнеэоценовых согласно и с постепенным переходом[1]. В

[1] Иногда среднеэоценовые отложения с угловым несогласием залегают непосредственно на верхнемеловых.

переходных горизонтах присутствуют отдельные прослои и пачки тонкослоистых псаммитовых и пелитовых туфов, которые вверх по разрезу полностью замещают терригенные отложения. В кровле формации залегают верхнеэоценовые, главным образом глинисто-песчаные отложения. Ниже приводится характеристика вулканогенно-осадочной формации среднеэоценового возраста, основанная на данных из работ П. Д. Гамкрелидзе (1949, 1954, 1958, 1959, 1965) и Г. С. Дзоценидзе (1948а, б; 1959).

Среднеэоценовые вулканогенно-осадочные образования подразделяются П. Д. Гамкрелидзе на три свиты: «нижнюю слоистую пестроцветную туфогенную», «среднюю массивную туфобрекчиевую» и «верхнюю слоистую туфогенную». Наиболее полно формация обнажена в центральной и западной частях Аджаро-Триалетского хребта, в то время как в Тбилисском и Мцхетском районах представлены лишь нижние ее горизонты. Рассмотрим выборочно строение отдельных ее частей в некоторых районах, приведенное П. Д. Гамкрелидзе (1949).

Разрез, составленный по р. Тедзами между селами Цителкалаки и Зенадриси, характеризует нижнюю свиту:

	Мощность, *м*
1. Туфопесчаники коричнево-красные и зеленые, с угловым несогласием залегают на меловых отложениях	15
2. Туфобрекчии	50
3. Туфы желтые	40
4. Туфобрекчии	60
5. Чередование песчаников, туфобрекчий и туфопесчаников	40

Разрез в районе ущелья р. Згудери (с. Имер-Хеви) охватывает две нижние свиты среднего эоцена (нижняя часть — по М. И. Варенцову, взято у П. Д. Гамкрелидзе):

	Мощность, *м*
1. Конгломераты, залегающие на размытой поверхности нижнего сенона	75
2. Глины красные с прослоями зеленовато-серых туфогенных песчаников и конгломератов	20
3. Конгломераты, в гальках — меловые породы	3
4. Туфогенные песчаники зеленые, зеленовато-серые и темно-серые; аргиллиты и туффиты темно-красные	150
5. Туфопесчаники горизонтальнослоистые зеленовато-серые и красно-коричневые	500
6. Туфобрекчии грубослоистые и массивные с прослоями туфопесчаников и туфоконгломератов	400

Мощность нижней свиты среднего эоцена колеблется в широких пределах. В Боржомском и Маяковском районах ее мощность достигает 1500 *м*, в Тбилисском — около 500 *м*, а в южной части Телетского хребта — около 100 *м*. В этом направлении вулканогенно-осадочные отложения постепенно сменяются собственно осадочными (в том числе мергелистыми).

Средняя свита среднего эоцена распространена в западной части Триалетского хребта и еще шире — в Ахалцихско-Имеретинском и Аджаро-Гурийском хребтах. Рассмотрим строение и последовательность напластования пород этой свиты на примере разреза в районе с. Цриохи:

	Мощность, *м*
1. Туфогенные песчаники	(видимая) 35
2. Туфогенные песчаники грубозернистые, переходящие в конгломерат	6
3. Пропуск в обнажении	85
4. Туфопесчаники косослоистые	17
5. Туфобрекчия с валунами и щебнем порфиритов	49
6. Песчаники	12
7. Туфопесчаники и туфобрекчии с прослоями туфоконгломератов	48
8. Пропуск в обнажении	18

	Мощность, *м*
9. Туфобрекчии мелкообломочные и туфоконгломераты	27
10. Туфобрекчии и туфоконгломераты с прослоями туфогенных песчаников	30
11. Туфогенные песчаники	43
12. Порфириты	30
13. Туфопесчаники с прослоями туфобрекчий порфиритов	56
14. Порфириты	21
15. Туфогенные песчаники и туфобрекчии	27
16. Порфириты	7
17. Туфобрекчии и туфоконгломераты	35
18. Туфогенные песчаники	33
19. Порфириты	56
20. Туфопесчаники с прослоями зеленых туфобрекчий	77
21. Туфогенные песчаники с прослоями кремнистых туфопесчаников	12
22. Порфириты	37
23. Туфобрекчии, порфириты, их туфы	16
24. Туфы порфиритов, порфириты	18
25. Туфобрекчии	7
26. Порфириты	33
27. Чередование порфиритов и их туфов	48
28. Порфириты	53
29. Чередование порфиритов и их туфов	57
30. Порфириты	14
31. Чередование порфиритов и их туфов	17
32. Порфириты	15
33. Туфы порфиритов и порфириты	81

Как видно из приведенного разреза, помимо туфобрекчий, в составе этой свиты присутствует большое количество туфов, туфопесчаников и несколько покровов порфиритов. Количество последних в других разрезах колеблется от трех до десяти, а максимальная мощность некоторых из них достигает 200 *м*.

Верхняя свита среднего эоцена обнажена в Ахалцихской депрессии. Она состоит из чередующихся туфов, покровов порфиритов и собственно осадочных пород (кремнисто-глинистых песчаников, песчаных сланцев, мергелистых сланцев и мергелей). Ее мощность 200—250 *м*.

В Тбилисском районе верхней свите среднего эоцена соответствует своеобразный горизонт брекчий («брекчии запутанного напластования»), сложенных глыбами и валунами пород различного состава — известняков, мергелей, туфопесчаников, изверженных пород андезито-базальтового состава. Связующая масса представляет собой грубые туфогенные песчаники и туфы. Мощность этого горизонта колеблется в пределах 20—100 *м*.

Таким образом, в составе вулканогенно-осадочной формации, объединяющей все три свиты среднего эоцена, присутствуют эффузивные, пирокластические, пирокласто-осадочные и осадочные (терригенные и карбонатные) породы. Ряд парагенетически связанных пород (по убывающей распространенности) выглядит так: туфопесчаники — туфобрекчии — туфоконгломераты — туфы — порфириты — глинистые песчаники — мергели. При этом туфопесчаники распространены по всему разрезу, туфобрекчии и порфириты тяготеют к средним частям разреза, а собственно осадочные породы чаще встречаются в верхней части формации. Как отмечалось выше, осадочные породы латерально замещают вулканогенные образования в низах формации. Максимальная общая мощность отложений среднего эоцена достигает 5000 *м* (Гамкрелидзе, 1965).

Исследованиями Г. С. Дзоценидзе (1948а) установлено, что среднеэоценовые вулканические породы представлены главным образом авгит-лабрадоровыми порфиритами андезито-базальтового состава и их туфами, относящимися к известково-щелочной серии пород. Исключением является Гурийская «подзона», где распространены породы щелочно-

го состава: в южной части этого района в верхах разреза — трахиты, трахиандезиты, калибазальты, лейцитовые трахиты и их туфы; в восточной — калибазальты полосы Саджавахо — Маяковский; вдоль северного края Гурийской подзоны — оливиновые калибазальты, биотитово-анальцимовые трахиты и их туфы («горизонт биотитовых туфов»). Гурийская «подзона» в тектоническом отношении является переходной от Грузинской глыбы к Аджаро-Триалетской складчатой области. Поэтому возможно, что эффузивы и туфы щелочного ряда, резко отличающиеся от всех среднеэоценовых пород и распространенные только в пределах Гурийской «подзоны», представляют собой самостоятельную магматическую формацию.

Формирование среднеэоценовых вулканогенно-осадочных отложений Аджаро-Триалетии происходило в условиях интенсивного прогибания. Геосинклинальный морской бассейн заложился в этом районе в конце нижнемеловой эпохи, прогибание продолжалось до датского века, когда повсеместно начались восходящие движения, сопровождавшиеся регрессией моря (ларамийская фаза складчатости). Интенсивное опускание и морская трансгрессия возобновились в палеоцене и продолжались до конца среднего эоцена (Гамкрелидзе, 1959).

Седиментация механических продуктов в среднем эоцене происходила за счет интенсивного выброса пирокластического материала и, в меньшей степени, за счет размыва суши, располагавшейся в южной части района. По данным грузинских геологов, извержения вулканов в среднем эоцене происходили под водой.

Терригенные и карбонатные осадки преобладали на юге, там, где сейчас расположена полоса соприкосновения Аджаро-Триалетской складчатой области и Артвинско-Болнисской глыбы.

В конце среднего эоцена началось поднятие и регрессия моря, что явилось следствием предверхнеэоценовой (триалетской) фазы складчатости (Гамкрелидзе, 1959), завершившейся расчленением единой Аджаро-Триалетской геосинклинали на отдельные бассейны.

Таким образом, сочетание вулканического и осадочного процессов в среднеэоценовом морском бассейне привело к образованию мощной вулканогенно-осадочной формации, состоящей из пирокластических, пирокласто-терригенных, терригенных и карбонатных накоплений, в некоторых местах переслоенных покровами эффузивов андезитового и базальтового состава. Разнообразие формировавшихся осадков, преобладание того или иного типа в разрезе и латеральные их изменения были обусловлены положением вулканических очагов и источников терригенного материала, чередованием сильных эксплозий и этапов затишья в вулканической жизни, т. е. изменениями в тектоно-магматической жизни региона во времени и пространстве. В результате чередования седиментации пирокластических и терригенных продуктов, их смешения, а также временного преобладания хемогенной седиментации (карбонатонакопления), на территории Аджаро-Триалетии в среднем эоцене возникла формация, состоящая из большого количества типов генетически разнородных, но парагенетически связанных пород. В первую очередь, этим она и отличается от всех рассмотренных выше формаций Южного Урала, в которых исходное вещество большей части пород имеет единое, вулканическое происхождение.

Базальто-андезито-липаритовая формация Севано-Ширакского синклинория (Армения)

Юго-восточнее Аджаро-Триалетии вулканогенно-осадочные толщи среднего эоцена широко распространены в ряде мест Армянской ССР. Одним из таких районов является Севано-Ширакский синклинорий,

вытянутый в северо-западном направлении от бассейна оз. Севан на востоке до Ширакского хребта на западе (географически охватывающий ряд хребтов: Арегунийский, Мургузский, Базумский, Памбакский и Ширакский). Описание среднеэоценовой формации приводится нами по данным О. А. Саркисяна (1963, 1965) и А. А. Габриеляна (1956, 1960, 1964).

По А. А. Габриеляну (1964), нижний эоцен здесь представлен терригенными, карбонатными и вулканическими (порфириты, их туфобрекчии) породами. Выше, в основании среднего эоцена, залегает севанская свита известняков (нижний — средний эоцен). Эту свиту перекрывают нижние горизонты рассматриваемой здесь формации.

В среднеэоценовых толщах А. А. Габриелян выделяет туфогенно-осадочные фации и вулканогенные фации. Отложения, относимые к первой группе, в Севанском хребте залегают выше свиты известняков. В верховьях р. Джил отмечен постепенный переход между этими двумя комплексами, но в ряде мест заметны следы перерыва в осадконакоплении между известняками и вулканогенно-осадочными образованиями. Разрез этих отложений, составленный в ущелье р. Тохлуджа, приведен ниже (по О. А. Саркисяну, взято у А. А. Габриеляна):

	Мощность, м
1. Чередование туфов, туфоалевролитов, туфопесчаников, туфобрекчий серых, зеленовато-серых, зеленых	300
2. Туфобрекчии мелкообломочные с примесью обломков зеленых алевролитов	30
3. Туфоконгломераты (в обломках — вулканические породы)	4
4. Туфопесчаники	4
5. Туфоконгломераты (в обломках — порфириты и туфоалевролиты)	—
6. Туфоалевролиты	10
7. Туфобрекчии мелкообломочные, в составе обломков преобладают туфоалевролиты и эффузивы андезитового состава	20
8. Туфы пелитоморфные зеленовато-серые	10
9. Туфопесчаники крупнозернистые	6
10. Туфы пелитоморфные	10
11. Туфогенные песчаники, тонкозернистые, известняковые	—
12. Известняки песчанистые	6
13. Гравелиты известковистые	30
14. Порфириты авгито-плагиоклазовые	250

В приосевой части Памбакского хребта, а также на северном склоне Базумского хребта среди отложений, относимых А. А. Габриеляном к «туфогенно-осадочным фациям», выделяются следующие комплексы:

	Мощность, м
1. Порфириты, кварцевые порфириты, их туфы и туфобрекчии	400—500
2. Туфы (тонкообломочные), туффиты, туфопесчаники, туфосланцы, туфоалевролиты, туфобрекчии, туфоконгломераты	800

По южному склону Ширакского хребта составлен следующий разрез вулканогенно-осадочных отложений:

	Мощность, м
1. Гравелиты с редкими гальками подстилающих верхнемеловых пород	5
2. Туфопесчаники	30—40
3. Чередование туфомергелей, туфосланцев, аргиллитов	150
4. Туфопесчаники слабо известковистые	10
5. Известняки с примесью пеплового материала	3
6. Песчаники туфогенные, среднезернистые	4—5
7. Известняки с примесью пеплового материала, песчаники	4—5
8. Туфопесчаники с тонкими прослоями туфомергелей	5
9. Известняки с примесью пеплового материала	3
10. Туфоалевролиты	5
11. Туфомергели	3
12. Туфопесчаники с тонкими прослоями известняков	10
13. Туфомергели	1

	Мощность, *м*
14. Туфоалевролиты с прослоями известняков	10
15. Туфопесчаники	0,5
16. Туфоалевролиты	1
17. Туфоизвестняки	1
18. Туфопесчаники	6,5
19. Туфоизвестняки	0,5
20. Песчаники	5,5
21. Чередование туфопесчаников и туфоалевролитов	60—70
22. Туфоизвестняки	2
23. Туфопесчаники	12
24. Туфоизвестняки	3
25. Туфопесчаники	50
26. Туфомергели	2
27. Туфопесчаники	8
28. Туфоизвестняки	7
29. Песчаники	6
30. Туфомергели	20
31. Туфопесчаники	10
32. Туфомергели	15—20
33. Песчаники	15
34. Чередование туфопесчаников и известняков	10
35. Туфоизвестняки	7
36. Туфопесчаники	10
37. Туфоалевролиты, туфомергели	5
38. Туфопесчаники	7
39. Туфомергели и туфоалевролиты	2
40. Туфопесчаники	2
41. Туфомергели, туфоалевролиты	1
42. Туфопесчаники, туфоалевролиты	50
43. Чередование туфомергелей, туфоалевролитов и туфов	400
44. Чередование туфоалевролитов, туфомергелей, туфопесчаников и туфосланцев	100

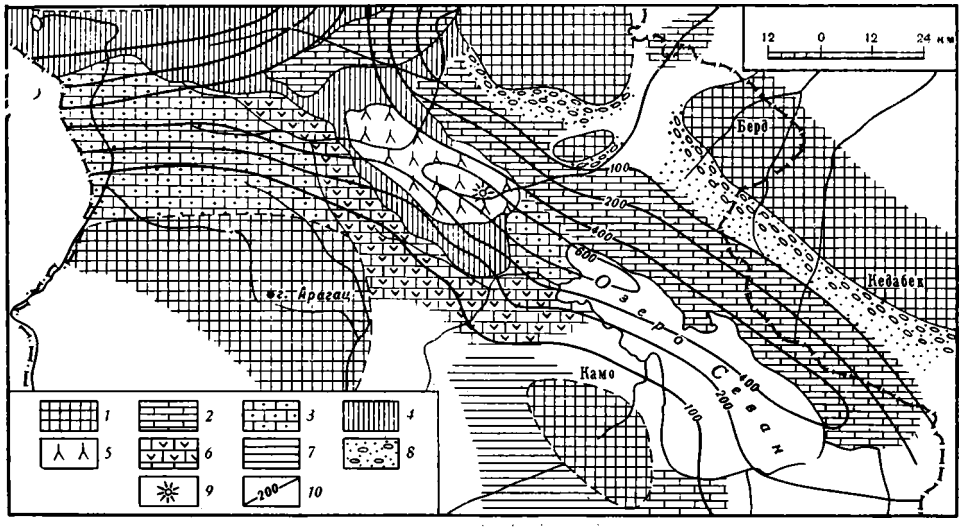
Вторая выделяемая А. А. Габриеляном группа среднеэоценовых отложений — вулканогенные фации — широко распространена на Памбакском хребте, где она представлена чередованием порфиритов, кварцевых порфиров, альбитофиров, туфов, туфобрекчий и пирокласто-осадочных пород. Кварцевые порфиры и их туфы прослеживаются в виде непрерывного горизонта от района г. Красносельска на востоке через бассейн рек Гетик, Агстев, Памбак до Ширакского хребта.

За пределами Севано-Ширакского синклинория в прилежащих районах среднеэоценовые отложения характеризуются ограниченным развитием, резко уменьшенными мощностями и отсутствием вулканических образований.

О. А. Саркисян (1965), детально изучавший рассматриваемые отложения Севано-Ширакского синклинория, выделяет среди них несколько типовых комплексов, состоящих из генетически связанных пород: эффузивно-пирокластический («пирокластический»), терригенно-пирокластический («терригенно-эффузивный») и кремнисто-вулканогенный. Каждый из этих комплексов, по его мнению, представляет собой самостоятельную формацию.

Эффузивно-пирокластические комплексы состоят из покровов эффузивов, туфобрекчий и туфов с редкими пачками туфопесчаников и туфоалевролитов. Эти комплексы имеют мощность до 1 *км*, они распространены в Ширакском хребте, в северной части Севанского бассейна и многих других районах. Эффузивные породы представлены порфиритами, кварцевыми порфирами и альбитофирами, их состав колеблется от базальтового до липаритового с преобладанием разностей андезитового состава. О. А. Саркисян указывает также на присутствие среди пирокластических образований пород щелочного и смешанного состава.

Терригенно-пирокластические комплексы широко распространены в среднеэоценовых отложениях Ширакского, Памбакского и Арегунийского хребтов, а также в бассейне р. Марцигет, в низовьях р. Гетик и в некото-



Фиг. 60. Палеогеографическая схема среднего эоцена (нижняя часть) Севано-Ширакского синклинория (по О. А. Саркисяну, 1965)

1 — области размыва; *2* — известняки с нуммулитовой фауной; *3* — песчанистые и гравийные известняки и известковистые песчаники с нуммулитами; *4* — туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфы, туфобрекчии с прослоями нуммулитовых известняков; *5* — порфириты, кварцевые порфиры, их туфы и туфобрекчии; *6* — известняки с туфогенным элементом; *7* — песчано-глинистый флиш; *8* — конгломераты и песчаники; *9* — центры вулканических извержений; *10* — изопахиты

рых участках Базумского хребта. Они сложены чередующимися в разрезе туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туфомергелями и туфоконгломератами, т. е. терригенными и карбонатными породами, в различной степени обогащенными пирокластическим материалом (по О. А. Саркисяну — от 20 до 80%). Породы данных комплексов имеют горизонтальнослоистую текстуру и группируются в четко выраженные ритмы, в результате чего вся ассоциация пород была названа О. А. Саркисяном «туфогенным флишоидом». Мощность этих комплексов достигает 1,5 *км*.

Кремнисто-вулканогенные комплексы в среднеэоценовых толщах распространены в Ширакском хребте, в районе Пушкинского перевала, на южном склоне Арегунийского хребта, на восточном склоне горы Большой Маймех и в бассейне оз. Севан. В эти комплексы объединены кремнистые сланцы и яшмы, нередко содержащие пепловую примесь, цвет пород серый, серо-зеленый, голубовато- и желтовато-серый. Они ассоциируют с альбитофирами, андезито-дацитами, линзами кремнистых известняков.

В размещении комплексов на площади наблюдается определенная закономерность — районы с эффузивно-пирокластическими комплексами окружены областями преимущественного распространения терригенно-пирокластических. Вулканические центры в среднем эоцене находились в районе горы Назардаг, в восточной части Базумского хребта, на Памбакском хребте, в районе горы Большой Маймех, в низовьях р. Гетик, а также в северной части бассейна оз. Севан. С удалением от очагов к вулканическому материалу примешивается все большее количество терригенных обломков и одновременно уменьшается размер пирокластических фрагментов.

Аналогичная закономерность отмечена О. А. Саркисяном для всего Севано-Ширакского синклинория (фиг. 60, 61). Эффузивно-пирокластические комплексы группируются в единую область, линейно вытянутую с северо-запада на юго-восток и занимающую центральную часть синкли-

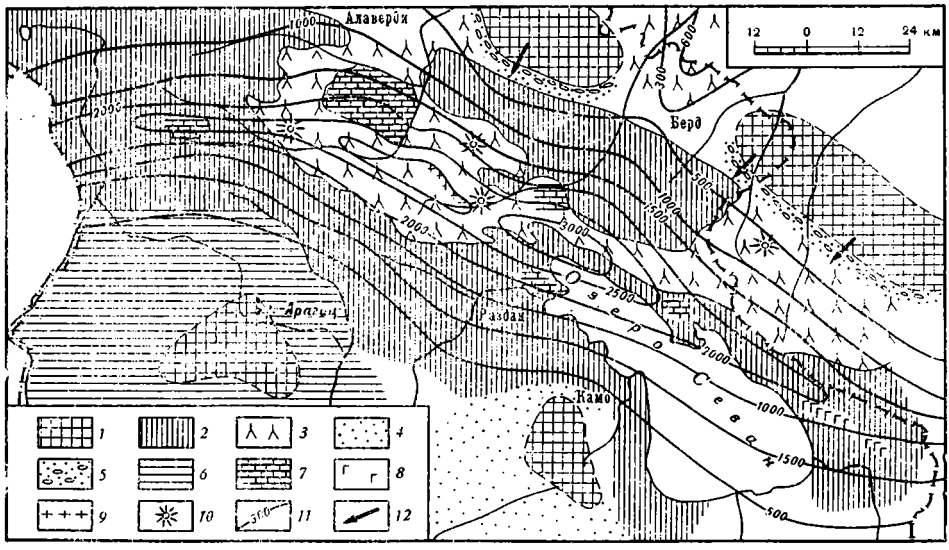
нория. На его крыльях, а также в западной и восточной частях рассматриваемого района развиты терригенно-пирокластические комплексы.

Кремнисто-вулканогенные комплексы тяготеют к районам распространения гипабиссальных и интрузивных пород основного состава.

Таким образом, для среднеэоценовой формации характерен следующий ряд парагенетически связанных пород (в порядке убывающей их распространенности): туфы — пирокласто-осадочные и осадочно-пирокластические породы (туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты и туффиты) — эффузивы — терригенные породы — карбонатные породы — кремнистые породы. Последние четыре группы пород являются непостоянными членами парагенеза; эффузивы тяготеют к внутренним районам распространения формации, а терригенные и карбонатные породы — к ее краевым частям. Из данных, опубликованных геологами Армении, не совсем ясна роль вулканотерригенных пород в составе формации, но, по-видимому, они тоже присутствуют.

Максимальная мощность формации достигает 3—4 *км*, распределение мощностей отложений на ранних и поздних этапах среднего эоцена показано соответственно на фиг. 60 и 61.

Геосинклиналь Севано-Ширакского района по истории развития похожа на Аджаро-Триалетскую. Севано-Ширакский прогиб заложился в меловой период, но уже в датском веке произошло поднятие и последовала регрессия моря. В результате этого на большей части территории района (за исключением осевой части мелового прогиба) в течение датского века и палеоцена господствовал континентальный режим (Габриелян, 1960; Саркисян, 1963). Новое прогибание и трансгрессия моря начались в палеоцене; в нижнем эоцене в зону седиментации стали поступать продукты эксплозий. Средний эоцен в Севано-Ширакском рай-



Фиг. 61. Палеогеографическая схема среднего эоцена (верхняя часть) Севано-Ширакского синклинория (по О. А. Саркисяну, 1965)

1 — области размыва; *2* — туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфы, туфобрекчии с покровами эффузивов и прослоями известняков; *3* — эффузивы преимущественно андезитового состава, их туфы и туфобрекчии; *4* — песчаники, частью туфогенные; *5* — конгломераты и песчаники; *6* — песчано-глинистый флиш; *7* — известняки и мергели; *8* — основные и ультраосновные интрузии; *9* — гранитоидные интрузии; *10* — центры вулканических извержений; *11* — изопахиты; *12* — направление сноса обломочного материала

оне — время максимальной морской трансгрессии и максимального вулканизма. В первой половине среднего эоцена деятельность вулканических очагов привела к формированию вулканогенно-осадочных накоплений в средней части прогиба, окруженных по периферии карбонатными осадками (см. фиг. 60). Во второй половине среднего эоцена еще больше возросло количество активных вулканических центров, увеличилась площадь распространения эффузивно-пирокластических комплексов и одновременно усилился принос терригенного материала из районов, расположенных по северной периферии прогиба (см. фиг. 61). В результате в зоне седиментации продукты вулканического происхождения смешивались с терригенными обломками, при этом местами процесс накопления осадков имел ритмичный характер. Распределение различных типов морских осадков на территории Севано-Ширакского прогиба еще больше усложнилось с появлением вулканических островов, по-видимому, представлявших собой новые области размыва и сноса обломочного материала. О. А. Саркисян считает, что помимо подводных в среднеэоценовое время происходили также наземные извержения, продукты которых воздушными течениями относились на значительные расстояния от вулканических центров. Море, окружавшее вулканические острова, было мелководным. Анализ остатков фауны и характера осадков привел О. А. Саркисяна (1965) к выводу о том, что за исключением отдельных участков глубина среднеэоценового моря не превышала 200 *м*.

В конце среднего эоцена вулканическая деятельность заметно ослабела (Габриелян, 1960). Заключительная стадия палеогенового тектоно-седиментационного этапа (верхний эоцен — нижний миоцен) характеризуется общим поднятием области. На его фоне в верхнем эоцене в Севано-Ширакском районе местами еще происходило погружение и формирование вулканогенных отложений. Верхнеэоценовый вулканизм по масштабам проявления был значительно слабее среднеэоценового, он сопровождался образованием гораздо меньшего количества вулканокластического материала, и, главное, в верхнем эоцене уже преобладали наземные излияния лав (Габриелян, 1960, 1964). В разрезах верхнего эоцена и олигоцена преобладают наземные эффузивные и эффузивно-осадочные толщи, а также лагунно-континентальные отложения (Саркисян, 1965).

Все три рассмотренные выше формации Кавказа: среднеюрская его южного склона и среднеэоценовые Аджаро-Триалетской складчатой области и Севано-Ширакского синклинория похожи друг на друга обилием вулканокластических продуктов. Для всех них также характерно присутствие терригенного материала, порой даже преобладающего в краевых частях формаций. И если большие массы терригенных пород (аркозов) в среднеюрской формации распространены лишь по южной периферии области ее распространения, то в обеих среднеэоценовых они встречаются почти повсеместно, за исключением районов, прилегавших к вулканическим центрам.

Формация южного склона Большого Кавказа по составу вулканических продуктов очень близка к Аджаро-Триалетской (андезито-базальтовой), но сильно отличается от формации Севано-Ширакского синклинория (где состав вулканитов колеблется от базальтового до липаритового). В то же время в обеих формациях присутствуют карбонатные породы (мергели в Аджаро-Триалетии и известняки — в Армении), тогда как в среднеюрской хемогенных образований нет.

Наконец, ритмичное сложение пирокласто-осадочных толщ и присутствие некоторого количества кремнистых пород (кремней и яшм) заметно отличает формацию Севано-Ширакского синклинория от двух других рассмотренных здесь вулканогенно-осадочных формаций Кавказа. Что касается вулканогенных обломочных пород, то в составе всех трех формаций отмечалось обилие собственно пирокластических накоплений (туфов, туфобрекчий) и продуктов их смешения с терригенным материалом (туфопесчаников и туфоконгломератов в обеих палеогеновых формациях и туффитов в юрской).

КАЙНОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Среди вулканогенно-осадочных комплексов Дальнего Востока большое количество вулканокластического материала содержат неогеновые формации Камчатки, Сахалина и северо-западной Японии. Наше внимание привлекают две формации Западного Сахалина (нижнемиоценовая андезито-дацитовая и среднемиоценовая базальтовая) и еще одна, географически расположенная на территории юго-западной части о-ва Хоккайдо и северо-западном побережье о-ва Хонсю (нижнесреднемиоценовая базальто-андезито-липаритовая).

Андезито-дацитовая и базальтовая формации о-ва Сахалин

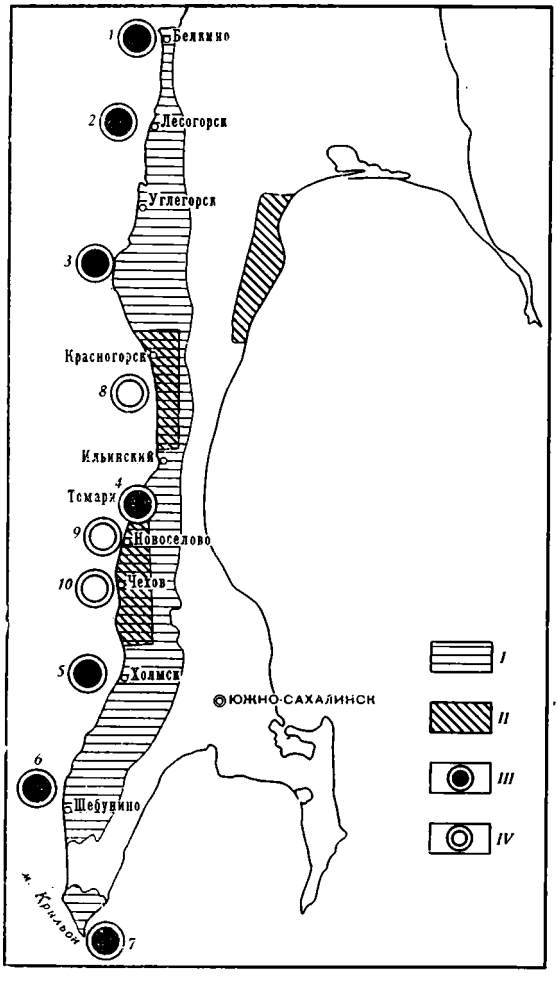
В течение неогенового этапа развития геосинклинали на территории Сахалина трижды проявлялась интенсивная вулканическая деятельность, две первые фазы которой характеризовались центральным типом извержений (Шилов, 1958а, б; Ерохов, Шилов, 1966). С этими двумя фазами связано возникновение двух вулканогенно-осадочных формаций, в составе которых преобладают обломочные (вулканокластические продукты).

На юго-западном Сахалине формации соответствуют аракайской (нижний миоцен) и чеховской (средний миоцен) свитам. Выходы

Таблица 18

Положение вулканогенно-осадочных свит в разрезе кайнозоя на западном побережье Южного Сахалина (по Козыреву и др., 1960)

Ярус	Подъярус	Свита	Состав		Мощность, м
Миоценовый	Средний	Верхнедуйская	Песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, угли		150—1100
		Чеховская	Вулканогенно-осадочные (обломочные) отложения	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфогенные песчаники	800—1600
		Невельская			
	Нижний	Холмская	Туфогенные алевролиты, аргиллиты		250—1800
		Аракайская	Вулканогенно-осадочные (обломочные) отложения		100—1100
Олигоценовый	Средний — верхний	Такарадайская	Песчаники, алевролиты аргиллиты		700—1000



Фиг. 62. Выходы отложений андезито-базальтовой и базальтовой вулканогенно-осадочных формаций на Южном Сахалине и положение миоценовых вулканических центров (по В. Н. Шилову, 1958)

I — андезито-дацитовая формация (аракайская свита); *II* — базальтовая формация (чеховская свита); *III* — вулканические центры раннего миоцена: *1* — белкинский, *2* — лесогорский, *3* — ламанонский, *4* — томаринский, *5* — холмский, *6* — шебунинский, *7* — крильонский; *IV* — вулканические центры среднего миоцена: *8* — леонтьевский, *9* — новоселовский, *10* — чеховский

аракайской свиты протягиваются в меридиональном направлении вдоль побережья Татарского пролива от мыса Крильон, на юге Сахалина, до пос. Ильинский; отложения чеховской свиты распространены менее широко, они известны в Чеховском, Красногорском и Макаровском районах (фиг. 62). Положение этих свит в разрезе неогена показано в табл. 18, составленной по данным В. Д. Козырева, И. Г. Гринберг, И. Н. Кузиной и Л. С. Жидковой (1960). Следует отметить, что не все исследователи придают самостоятельное стратиграфическое значение аракайской свите; например, В. Н. Шилов (1958) считает аракайские отложения вулканогенным аналогом осадочных толщ холмской свиты (ее нижней части), точно таким же, каким является чеховская свита[1] по отношению к верхней части невельской.

Севернее пос. Ильинский холмской и невельской свитам соответствует свита хойнджо. Еще дальше на север, в пределах северной половины острова (за пределами района, показанного на фиг. 62), миоценовые вулканогенные образования развиты в Александровском районе, где они, по данным И. И. Ратновского (1963), слагают большую часть двух свит: нижне-среднемиоценовой хойнджинской (холмский горизонт) и среднемиоценовой агневской (чеховский горизонт). В этом районе первая свита залегает на подстилающих отложениях со стратиграфическим несогласием, и вышележащий чеховский горизонт, в свою очередь, тоже залегает несогласно, с размывом в основании.

В схеме тектонического районирования острова, предложенной Ю. М. Пущаровским (1964), выходы всех упомянутых выше отложений находятся в пределах Западно-Сахалинского синклинория.

Обе вулканогенно-осадочные свиты (в нашем понимании — формации) — аракайская и чеховская, как будет показано ниже, очень похо-

[1] В настоящее время стратиграфическое положение чеховской свиты еще не достаточно ясно.

жи друг на друга по строению, набору присутствующих в их составе пород, условиям формирования отложений и латеральным изменениям их состава. Поэтому целесообразно рассмотреть их строение в едином разделе, начав с более древней. Характеристика отложений Южного Сахалина нами дается по материалам В. Н. Шилова (1958 г.) и на основании данных, приведенных в работе сотрудников ВНИГРИ (Козырев и др., 1960).

Вулканогенно-осадочная формация раннего миоцена в самых северных своих выходах, показанных на фиг. 62 (Белкинский район, свита хойнджо), сложена в основном вулканомиктовыми песчаниками с прослоями обычных терригенных песчаников. Южнее (Лесогорский и Углегорский районы) в ее составе преобладают терригенные породы (песчаники), но присутствуют также туфогенные песчаники, туффитовые аргиллиты и туфы (в долине р. Тайхей). Мощность формации в этих трех районах изменяется от 140 до 700 *м*.

Далее на юг, в меридиональном направлении наблюдаются очень заметные изменения состава и мощности формации. В северной части Томаринского района распространены туфогенные песчаники и туфоконгломераты. Еще южнее в разрезе резко возрастает содержание грубообломочного пирокластического материала и появляются покровы эффузивов. Южнее пос. Новоселово, на отрезке до широты г. Холмска, количество грубообломочного материала вновь сокращается.

По направлению с севера на юг мощность формации (аракайской свиты) сначала возрастает с 600 до 1100 *м* (в Томаринском районе), а затем вновь сокращается до 700 *м* (в Холмском районе). При этом также наблюдается сокращение мощности в восточном направлении до 500 *м* в северных районах и до 250 *м* на холмском участке (Козырев и др., 1960). По другим данным, максимальная мощность аракайской свиты в Томаринском районе достигает 1450 *м* (Шилов, 1958).

На западном побережье п-ова Крильон в составе формации снова увеличивается количество пирокластического материала, а ее мощность в южном направлении сначала сокращается с 580 до 150 *м*, а затем вновь возрастает до 800 *м*. Последовательность напластования в небольшом обнажении на левом берегу р. Кузнецовки такая:

	Мощность, *м*
1. Туфы псаммитовые и туфогенные песчаники темно-серые с карбонатным цементом	1,0
2. Туфы псефитовые	0,6
3. Чередование туфогенных песчаников и алевролитов с псаммитовыми туфами	4,6
4. Чередование мелкозернистых песчаников и туфов. В песчаниках наблюдаются косослоистые текстуры; мощность прослоев туфов не превышает 10—20 *см*.	

На п-ове Крильон в формации присутствуют также агломераты, вулканомиктовые брекчии, конгломераты и песчаники. На Шебунинском участке (на побережье) в восточном направлении заметно уменьшается размер обломков в брекчиях с 2 — 6 до 1 *м* и одновременно увеличивается степень их окатанности. Восточнее, в верхнем течении р. Шебунинки, брекчии замещаются хорошо окатанными вулканомиктовыми конгломератами и еще восточнее, по правому притоку той же реки,— вулканомиктовыми песчаниками с включениями редких галек эффузивных пород, размер которых в том же восточном направлении сокращается с 3—5 до 1—0,5 *см*. Таким образом, на расстоянии в 10—15 *км* здесь наблюдается резкое уменьшение размеров обломков (до полного выклинивания грубообломочных пород) и одновременное возрастание степени их окатанности. Подобные латеральные изменения отмечаются и в других районах, но на Шебунинском участке они наи-

более заметны, так как одновозрастные горизонты здесь обнажаются в ядрах складок на коротком расстоянии в 11 пунктах.

Эффузивные породы в составе нижнемиоценовой формации распространены локально: на юге п-ова Крильон, на участке пос. Томари — пос. Новоселово, в районе г. Красногорска и в других местах.

Туфы играют значительно меньшую роль по сравнению с переотложенными образованиями. Прослои туфов распространены в разрезах Холмского и Томаринского районов, а также на п-ове Крильон. Их мощность, как правило, невелика и лишь в исключительных случаях достигает 20—25 *м* (например, на Крильоне).

Вулканогенно-осадочная формация среднего миоцена (чеховская свита), как уже упоминалось, распространена значительно меньше, чем нижнемиоценовая (см. фиг. 62). В Чеховском районе вулканогенно-осадочные отложения залегают на толщах невельской свиты. По В. Н. Шилову, разрез начинается черно-бурыми аргиллитами и желтовато-серыми псаммитовыми туфами, содержащими небольшое количество терригенного материала. Выше обнажаются вулканические брекчии, состоящие из обломков эффузивных пород (с примесью кремнистых аргиллитов). Размер фрагментов вверх по разрезу возрастает с 3 — 5 до 20 — 30 *см*, реже до 50 *см* и более. Например, по р. Арканзасу количество обломков в породе вверх по разрезу возрастает очень заметно, а их размеры в поперечнике увеличиваются последовательно до 0,4, 1 (середина разреза) и 2 *м* (верхняя часть разреза). Связующая масса этих брекчий — вулканомиктовые песчаники. Связующее вещество в брекчиях, обнаженных в береговых обрывах на мысе Яблоновом, представлено псаммитовым, реже псефитовым пирокластическим материалом. Мощность брекчиевых слоев на этом участке достигает 15 — 20 *м*, причем толща брекчий переслоена псаммитовыми туфами мощностью до 3 *м*. Мощность грубообломочных пород в Чеховском районе резко сокращается в меридиональном направлении, одновременно обломки приобретают окатанную форму и уменьшаются в размерах, т. е. брекчии последовательно замещаются вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. Так, на небольшом участке к югу от р. Арканзас мощность чеховской свиты падает с 1125 *м* до 0.

По другим данным (Козырев и др., 1960), в Томаринско-Чеховском районе в разрезе чеховской свиты преобладают туфоконгломераты, туфы и эффузивы, в меньшей степени распространены песчаники; алевролиты и аргиллиты слагают единичные прослои. Мощность лавовых потоков колеблется от 1 — 2 *м* до нескольких десятков метров.

В Красногорском районе вулканогенно-осадочные отложения среднего миоцена представлены грубообломочными брекчиями, хорошо обнаженными на мысе Леонтьева (в этом районе эффузивы отсутствуют). В северном и восточном направлениях мощность грубообломочных образований сокращается, появляются вулканомиктовые конгломераты, латерально переходящие в песчаники и витрокластические туфы.

Ниже приведены данные геологосъемочных организаций, характеризующие мощность (в *м*) вулканогенно-осадочных отложений среднего миоцена в различных районах (взято у В. Н. Шилова):

	Невельская свита	Чеховская свита
Пос. Невадское — пос. Новоселово	500	1000
Пос. Новоселово — пос. Сергеево	550—970	400—1000
Пос. Минеральное — г. Чехов	550	1125
Междуречье Чеховки и Красноярки	900—1000	50
Пос. Костровское — пос. Пионеры	400—700	700

Как видно из приведенных цифр, увеличение мощности чеховской свиты сопровождается сокращением мощности невельской.

Из всего изложенного выше видно, что обе сахалинские вулканогенно-осадочные формации, как нижнемиоценовая, так и среднемиоценовая, обладают рядом общих черт:

1) вулканогенно-осадочные отложения в обоих случаях подстилаются, перекрываются и латерально замещаются осадочными (терригенными) морскими отложениями;

2) в составе обеих формаций преобладают вулканотерригенные породы (брекчии, конгломераты, песчаники);

3) пирокластические (туфы) и эффузивные породы встречаются редко; эффузивные и грубообломочные образования приурочены к районам, располагавшимся поблизости от ранне- и среднемиоценовых вулканических центров, к ним же тяготеют участки с максимальными мощностями вулканогенно-осадочных формаций;

4) мощность и состав формаций претерпевают быстрые латеральные изменения; при этом по мере отдаления от районов, прилегавших к вулканическим очагам, наблюдается резкое уменьшение размеров обломков и возрастание степени их окатанности: брекчии сменяются вулканомиктовыми конгломератами, которые постепенно переходят в гравелиты и песчаники (вулканомиктовые) с линзами и прослоями непереотложенного пирокластического материала. Дальнейшее удаление от вулканических очагов сопровождается увеличением в разрезе роли сначала туффитов, а затем и «нормальных» осадочных пород.

Ряд парагенетически связанных пород (в порядке убывающей их распространенности) в обеих формациях представлен вулканотерригенными породами (брекчиями, конгломератами, песчаниками), туфами, эффузивами (порфиритами) и терригенными породами (песчаниками, алевролитами и аргиллитами). Последние, как уже неоднократно подчеркивалось, постоянно присутствуют в самых верхних и самых нижних слоях формаций, а также в местах, отдаленных от предполагаемых вулканов. Там же широко распространены фарфоровидные зеленовато-коричневато-серые кремнистые породы, представляющие собой измененные в постседиментационный период (окремненные) витрокластические туфы (Бродская, 1966). В невельской свите, т. е. в краевых частях среднемиоценовой формации, встречаются также глинизированные (монтмориллонитизированные) туфы, а в некоторых местах в верхней и средней частях той же формации (например, по р. Шолоховке) преобладают туффиты, состоящие из пирокластического материала, сцементированного кальцитом.

Миоценовые формации Сахалина, столь похожие друг на друга, обладают и заметными различиями. Главнейшее из них — различный химический состав продуктов вулканической деятельности. Эффузивные породы нижнего миоцена, по данным В. Н. Шилова (1958б), представлены пироксеновыми, реже роговообманковыми порфиритами андезитового (56,7—61,3% SiO_2) и дацитового (61,7—66,8% SiO_2) состава; гипабиссальные образования имеют тот же состав. Обломки эффузивных пород в брекчиях среднемиоценовой формации представляют собой порфириты базальтового[1] состава (среднее содержание SiO_2— 46,7%), известны также гипабиссальные тела с породами того же состава. Порфировые выделения представлены плагиоклазами, авгитом и иногда оливином (псевдоморфозы по оливину).

Несмотря на то, что вулканогенные породы возникли в результате деятельности пространственно разобщенных аппаратов, химический со-

---

[1] В более поздней работе В. Ф. Ерохова и В. Н. Шилова (1966) сообщается о присутствии в среднемиоценовой формации небольшого количества пород иного состава, в частности — липаритового.

став их достаточно однороден. Все вулканические породы обеих формаций относятся к типу известково-щелочных, для них особенно характерна повышенная известковистость.

Для краевых частей среднемиоценовой формации (чеховской свиты) типична ритмичная стратификация, которая отсутствует в нижнемиоценовой формации. Ритмично построенные толщи состоят из двух элементов — вулканомиктовых песчаников и глинистых (монтмориллонитовых) пород, вероятно, возникших за счет изменения вулканического стекла пеплов (Бродская, 1963). По-видимому, проявление ритмичности здесь отражает спазматический характер поступления кластического материала (песчаных обломков) с размываемых вулканических построек на фоне постоянного поступления в зону седиментации вулканического пепла в некотором отдалении от вулканов.

Геосинклинальный прогиб, существовавший на территории Сахалина в миоцене, очевидно, представлял собой боковую ветвь главного геосинклинального пояса, а точнее — слепое замыкание расположенного юго-восточнее Японского прогиба (Соловьев, 1958; Рудич, 1960). Максимальное прогибание и развитие морской трансгрессии на Сахалине падают на холмское время.

В начале неогенового периода условия образования осадков были наиболее глубоководными; глубина морского бассейна в холмское время достигала 200 *м* (Козырев и др., 1960). В невельское время бассейн стал менее глубоким, а формирование еще более молодых верхнедуйских отложений происходило в мелководных, прибрежно-континентальных и даже пресноводно-континентальных условиях.

Первые наиболее интенсивные вулканические извержения в этот период совпадают с началом раннего миоцена; вулканы в это время находились в следующих районах (см. фиг. 62): Белкинском, Лесогорском, Ламанонском, Томаринском, Холмском, Шебунинском и юго-восточнее окончания п-ова Крильон. В среднем миоцене произошла вторая фаза эксплозивной вулканической деятельности с очагами в районе мыса Леонтьева, а также в Новоселковском и Чеховском районах. Близкое к линейному расположение вулканических центров обеих фаз свидетельствует о возможном существовании в миоцене зоны разлома, проходившей в субмеридиональном направлении вдоль современного западного побережья острова, там, где сейчас находится Татарский пролив.

Центральный тип извержений обусловил поступление в морской бассейн больших масс пирокластического материала. О морской обстановке седиментации ясно свидетельствуют находки остатков морской фауны в вулканокластических толщах, некоторые признаки обработки обломочного материала в морской среде и согласное залегание этих толщ с заведомо морскими осадками. Но есть также признаки, указывающие на локальное существование субаэральных условий: остатки пресноводной фауны, отпечатки флоры и присутствие крупных стволов окаменелой древесины.

Накопление вулканического материала на дне моря, а также, может быть, и локальные положительные движения привели к образованию островов. Вулканические постройки возвышались над поверхностью моря и постепенно разрушались морской абразией, грязевыми и водными потоками, а также в результате сползания материала по крутым склонам. Процессы разрушения протекали одновременно с формированием вулканических сооружений и достигали максимума после окончания вулканической деятельности. В результате этого постройки были полностью уничтожены, а образовавшийся при этом вулканотерригенный материал, испытав перемыв и переотложение, закономерно распределился в морских осадках вокруг бывших вулканических центров (Шилов, 1958а, б; Ерохов, Шилов, 1966).

Одновременно с формированием вулканогенно-осадочных отложений в отдалении от вулканов происходило накопление собственно осадочного, главным образом терригенного материала. Источники сноса были расположены преимущественно северо-восточнее очагов миоценового вулканизма; в этих районах размывались, по-видимому, палеозойские отложения (Бродская, Захарова, 1960).

В конце среднего и начале позднего миоцена началось постепенное обмеление бассейна, а в плиоцене на территории острова уже господствовали прибрежные, мелководные и лагунные условия, приведшие к накоплению лигнитов. По мнению Ю. М. Пущаровского (1964), конец миоцена на большей части территории Сахалина характеризуется началом стадии молассового развития.

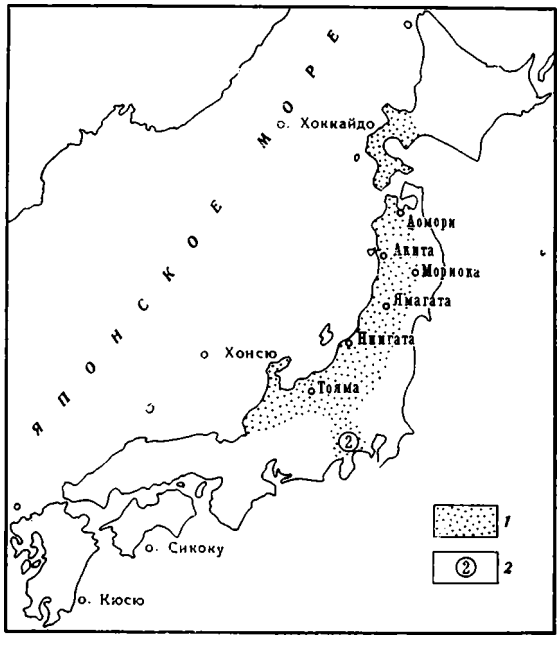
Сахалинские миоценовые вулканогенно-осадочные формации рядом черт заметно отличаются от всех описанных выше. Во-первых, бросается в глаза преобладание вулканотерригенных пород — в таком объеме они не встречались в других формациях. Одновременно нельзя не отметить тот факт, что пирокластические образования уже не являются преобладающими и даже характерными для формаций. Во-вторых, на Сахалине, как нигде в других рассмотренных выше районах, наблюдаются очень быстрые латеральные изменения. Обращает на себя внимание локальное распространение вулканогенных толщ и линзообразное строение формаций; последние, по сути дела, представляют собой группу крупных, иногда разобщенных в пространстве линз вулканогенно-осадочного материала, погруженных в терригенные толщи. И, наконец, в-третьих, несмотря на преобладание в формациях морских отложений, впервые отчетливо видны следы наземного осадконакопления, свидетельствующие о значительных размерах вулканических островов.

Возможно, что существование двукратной (а не единой, непрерывной) вулканической эксплозивной деятельности на Западном Сахалине, завершившейся образованием двух вулканогенно-осадочных формаций[1], было связано с положением этого района вдали от центральных частей геосинклинального прогиба, в северном его слепом замыкании, несколько восточнее оси, проходившей в миоцене где-то в районе Татарского пролива. Не исключено, что фазы вулканической деятельности на Сахалине, разделенные периодами покоя и накопления терригенных осадков, отвечают этапам максимального развития вулканизма, бывшего непрерывным в приосевых частях геосинклинального прогиба, недоступных сейчас для изучения. Как мы увидим ниже, именно так, непрерывно, в раннем и среднем миоцене вулканическая деятельность происходила на территории современного Япономорского побережья о-вов Хонсю и Хоккайдо, в геосинклинальном прогибе, связанном с прогибом Западного Сахалина.

Базальто-андезито-липаритовая формация Японии (Юго-Западный Хоккайдо и Северо-Западный Хонсю)

Как и на Сахалине, неогеновые отложения Японии на значительных пространствах сложены вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями. Мощная толща неогена распространена в Японии в районах Юго-Западного Хоккайдо и Северо-Западного Хонсю, где ее выходы занимают область между префектурами Аомори и Тояма. Рассматриваемая вулканогенно-осадочная формация объединяет нижне- и среднемиоценовые отложения, границы распространения которых

[1] Третья фаза вулканической деятельности на Западном Сахалине (трещинные излияния Ламанонского района) протекала в верхнем миоцене — плиоцене и не сопровождалась широким распространением вулканокластического материала (Ерохов, Шилов, 1966).



Фиг. 63. Распространение отложений нижне-среднемиоценовой вулканогенно-осадочной формации в Японии

1 — выходы отложений нижне-среднемиоценовой формации; *2* — (цифра на карте) — Росса Магна

показаны на фиг. 63 (так называемая формация «зеленых туфов»). Краткая характеристика этой формации основана на данных, опубликованных в сводках «Геология и минеральные ресурсы Японии» (1961) и «Геология Японии» («Geology of Japan», 1963), а также в статьях С. Дои (Doi, 1961), Н. Г. Бродской (1963), Р. Фиске и Т. Матсуды (Fiske, Matsuda, 1964).

На большей части указанной территории нижне-миоценовые отложения несогласно залегают на мезозойских гранитах и гнейсах или палеозойских толщах (палеогеновые отложения отсутствуют). В кровле вулканогенно-осадочных отложений нижнего и среднего миоцена в Северной Японии залегает «формация[1] Кремнистых сланцев» или «Твердых сланцев» (серые аргиллиты и алевролиты), которая, в свою очередь, перекрыта «формацией Черных сланцев» верхнего миоцена.

Нижне-среднемиоценовые отложения, судя по данным, приведенным в различных работах, представлены главным образом туфами различного состава. На юго-западном Хоккайдо эти толщи сложены туфами андезитового и липаритового состава и реже песчаниками и конгломератами групп Факуяма (нижний миоцен) и Куннуи (средний миоцен) мощностью 1000 м. Группа Факуяма, по С. Дои (Doi, 1961), состоит из конгломератов (залегающих в основании разреза), эффузивов андезитового и базальтового состава, туфов, туфобрекчий, аргиллитов и сланцев (в верхней части). Группа Куннуи сложена зелеными туфами, туфогенными песчаниками и эффузивами.

Южнее, на о-ве Хонсю (в северной части) в префектуре Аомори вулканогенно-осадочная формация состоит из трех частей:

	Мощность, *м*
1. Туфы липаритового состава	200
2. Конгломераты, туфобрекчии андезитового состава и туфосланцы	170
3. Туфы, туфопесчаники и сланцы	200—500

Два нижних горизонта относятся к нижнему миоцену, а третий — к среднему.

В расположенной южнее префектуре Акита в миоценовых толщах наиболее распространены туфы андезитового и липаритового состава. На п-ове Ога формация состоит из двух толщ. Нижняя толща (группа Мозен, нижний миоцен) сложена туфами и эффузивами базальтового,

[1] В этом и некоторых других случаях при характеристике неогеновых отложений отдельных районов Японии термин «формация» нами употребляется в понимании японских геологов (пишется в кавычках).

андезитового и липаритового состава. Ее мощность составляет 1100 *м*. Вверх по разрезу состав вулканитов становится все более кислым. Верхняя толща (группа Даиджима, средний миоцен) представлена туфами, песчаниками, аргиллитами, конгломератами с покровами базальтов и дацитов в основании. Мощность ее 270—400 *м*.

Юго-восточнее и юго-западнее г. Акита отложения нижне-среднеэоценовой формации обнажаются в префектурах Мориока (агломераты, туфогенные песчаники и аргиллиты), Ямагата («зеленые туфы»), Ниигата (андезиты, липариты, местами «зеленые туфы» и конгломераты), Нагано (пирокластические породы), Тояма (эффузивы базальтового и липаритового состава, пирокластические породы дацитового и липаритового состава).

Мощная толща миоценовых пород, главным образом пирокластических, распространена также в районе Фоссы Магны («Большого рва») — грабеноподобной депрессии, пересекающей центральную часть о-ва Хонсю в северо-северо-западном направлении (см. фиг. 63). В этом районе, по данным Р. Фиске и Т. Матсуды (Fiske, Matsuda, 1964), до 60% всех миоценовых слоев сложено вулканокластическими породами. Нижне- и среднемиоценовые отложения здесь состоят из двух частей («формаций»). В более древней — «формации Токива» — наблюдается следующая последовательность напластования.

1. Лапиллиевые пемзовые туфы, граувакки, аргиллиты (туфовый комплекс Биобу-ива).
2. Туфогенные песчаники и аргиллиты (комплекс туфогенных песчаников Дегухи).
3. Грубые туфобрекчии базальтового состава (комплекс вулканических брекчий Ками-исшики).
4. Лапиллиевые пемзовые туфы дацитового состава и туфоаргиллиты (туфовый комплекс Вадаира).
5. Аргиллиты с редкими граувакковыми прослоями (аргиллитовый комплекс Канзака).

Верхняя толща — «формация Фурусеки-гава» — сложена эффузивами (подушечными лавами) и туфобрекчиями базальтового состава, а также аргиллитами. Общая мощность обеих толщ превышает 1,5 *км* (мощность всего миоцена в некоторых районах Фоссы Магны достигает 10 *км*). Для некоторых частей разреза «формации Токива», сложенных туфами, характерно ритмичное строение и различные типы асимметричной или отсортированной слоистости (graded bedding, doubly grading); происхождение этих текстур будет освещено ниже, в специальном разделе.

К востоку от районов распространения вулканогенно-осадочной формации на Северном Хонсю преобладают грубообломочные терригенные отложения, а восточнее зоны Фосса Магна миоцен сложен глинами и песчаниками. В этом направлении морские отложения сменяются озерными осадками, обогащенными пирокластическим материалом, в которых встречаются прослои углей (Бродская, 1963).

Таким образом, мы видим, что вулканогенно-осадочная формация Японии состоит в основном из пирокластических и эффузивных пород, состав которых меняется от базальтового до липаритового; все вулканические породы принадлежат к известково-щелочной серии. Характерным признаком формации является зеленый цвет пород; это и послужило причиной того, что пирокластические миоценовые толщи в японской литературе названы «формацией зеленых туфов».

Помимо туфов и эффузивов в разрезах миоцена еще присутствуют различные типы вулканических пород (tuffaceous sandstone, volcanic sandstone, tuff mudstone), но оценить их количество, по имеющимся литературным данным, оказалось невозможным. Среди осадочных (невул-

каногенных) пород в формации чаще других встречаются аргиллиты (mudstone) и граувакки, в которых все же присутствует очень небольшая по объему примесь пеплового материала. Мощность формации достигает 2000 *м*.

Формирование рассматриваемых отложений происходило в морском бассейне. Прогибание и морская трансгрессия начались в раннем миоцене (после длительного континентального перерыва) в районах, прилегающих к современному побережью Японского моря и в зоне Фосса Магна. В течение раннего и среднего миоцена в условиях морского режима происходила интенсивная вулканическая деятельность, сопровождавшаяся седиментацией пирокластического материала. Терригенные осадки накапливались в промежутках между эксплозиями за счет материала, принесенного с поднятий, окружавших геосинклинальный прогиб.

В ряде районов на ранних этапах формирования миоценового вулканогенно-осадочного комплекса состав лав и пирокластического материала был липаритовым. В других местах сначала изливались лавы и выбрасывались пеплы базальтового и андезитового состава, а затем уже дацитового и липаритового. С позднего миоцена начались излияния щелочных лав, сначала в южной части зоны Фосса Магна, а потом на побережье Японского моря.

Накопление осадков в раннем и среднем миоцене местами происходило в относительно глубоководных условиях. По данным изучения остатков фауны, в северной части Фоссы Магны глубина морского бассейна равнялась 150—500 *м* (Fiske, Matsuda, 1964). Существуют предположения о подводном характере извержений некоторых миоценовых вулканов в Японии (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ С ПРЕОБЛАДАНИЕМ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Все рассмотренные выше формации обладают рядом особенностей, как общих, так и индивидуальных, характерных только для определенных их представителей. Данные о парагенезе пород, составе вулканических образований и мощностях приведены в табл. 19. Вначале рассмотрим черты сходства этих формаций.

Первая группа их общих признаков — это большие мощности отложений и почти целиком морской их характер, т. е. свидетельства общего сильного прогибания областей — необходимого условия для накопления типичных геосинклинальных формаций.

Вторая группа сходных признаков также вытекает из специального подбора материала для решения поставленной задачи. Мы задались целью рассмотреть вулканогенно-осадочные комплексы, сформировавшиеся на определенных этапах развития подвижных зон в вулканических областях, где доминировали извержения центрального типа. Поэтому оказалось, что в формациях преобладают различные пирокластические, осадочно-пирокластические и пирокласто-осадочные породы.

Таким образом, эти две группы общих признаков определены самим выбором объектов — геосинклинальных формаций с большим количеством вулканогенных обломочных пород.

В процессе изучения регионального материала наметился еще ряд черт сходства у рассмотренных вулканогенно-осадочных формаций. Ниже приведено их краткое описание.

1. Несмотря на заметное различие в химическом составе вулканических пород разных формаций (см. табл. 19), по-видимому, все вулканиты являются производными базальтовой магмы. Вероятно, можно говорить, судя по парагенезам эффузивных, гипабиссальных и пирокласти-

Геосинклинальные вулканогенно-осадочные формации с преобладанием вулканокластических пород Таблица 19

Район		Возраст	Свита	Состав вулканических пород	Парагенез пород (в порядке их убывающей распространенности)	Максимальная мощность, м
Дальний Восток	О-в Сахалин	Средний миоцен	Чеховская	Базальтовый	Вулканотерригенные породы (брекчии, конгломераты, песчаники), туфы, порфириты, терригенные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты)	1200
		Ранний миоцен	Аракайская	Андезитовый, дацитовый		1100—1500
	О-ва Хонсю и Хоккайдо, Япония	Ранний и средний миоцен	Факуяма, Каннуи, Мозеи, Даиджима (группы), Токива, Фурусеки-гава (формации)	Базальтовый, андезитовый, дацитовый, липаритовый	Туфы, пирокластические породы, эффузивы, аргиллиты, граувакки	2000
Кавказ	Севано-Ширакский район, Армения	Средний эоцен	Ширакская, кироваканская	Базальтовый, андезитовый, дацитовый, липаритовый	Туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты, туффиты, эффузивы (порфириты, кварцевые порфиры, альбитофиры); терригенные карбонатные и кремнистые породы	3000—4000
	Аджаро-Триалетский район		Нижняя туфогенная, средняя туфобрекчиевая, верхняя туфогенная, дабаханская	Базальтовый, андезитовый	Туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфы, порфириты, глинистые песчаники, мергели	5000
	Южный склон Большого Кавказа, Грузия	Средняя юра	Порфиритовая серия	Базальтовый, андезитовый	Туфы порфиритов, вулканотерригенные породы (песчаники, конгломераты, брекчии), порфириты, аркозовые песчаники, туффиты	3000
Южный Урал	Магнитогорский район, восточный склон Южного Урала	Поздний эйфель — живет	Улутауская	Андезитовый, дацитовый	Туфы, туфогенные песчаники, вулканомиктовые песчаники, кремнистые породы (яшмы, фтаниты), порфириты, кварцевые альбитофиры	2000
		Лудлов — ранний девон	Ирендыкская	Базальтовый, андезитовый	Туфы порфиритов, порфириты, вулканомиктовые песчаники и конгломераты	4000
	Сакмарская зона западного склона Южного Урала и Северные Мугоджары	Аренниг—лландейло	Кураганская, кос-истекская	Базальтовый, липаритовый	Туфы кварцевых альбитофиров, туфогенные аргиллиты, кремнистые породы (яшмы), диабазы	900

ческих пород, о развитии **базальтоидного (несиалического и неультрабазитового) магматизма** в рассмотренных здесь областях во время накопления вулканогенных осадков. Подавляющее большинство вулканических пород во всех разобранных примерах относится к **известково-щелочному** типу, причем количество Na_2O в их составе нередко преобладает над K_2O.

Обращает на себя внимание преобладание **порфировой структуры** вулканитов над всеми другими; эти породы представлены, как правило, порфиритами и реже кварцевыми альбитофирами и порфирами, а также их пирокластическими производными. Исключением является диабазово-кварц-альбитофирово-туфовая формация, образовавшаяся на очень ранних стадиях развития геосинклинали Южного Урала.

2. Имеющийся в нашем распоряжении материал по истории формирования вулканогенно-осадочных толщ и, в частности, по условиям осадкообразования свидетельствует о существовании **вулканических островов** в геосинклинальных морях всех трех изученных регионов — Южного Урала, Кавказа и Дальнего Востока. В образовании этих островов определенную роль играло накопление вулканических продуктов на морском дне вблизи очагов, но, как считают многие исследователи, помимо формирования вулканических построек, причиной возникновения островов были положительные тектонические движения. Как известно, поднятия и острова могут возникать в геосинклиналях еще на очень ранних стадиях их развития на фоне общего погружения области. Подобные острова обычно становятся новыми источниками обломочного материала, и если их высота и площадь имеют значительные размеры и существуют они достаточно долго, то в прогибах накапливаются большие массы вулканотерригенных продуктов. Последние по этой причине широко распространены в среднедевонской формации Южного Урала, в среднеюрской формации Кавказа и в миоценовых формациях Сахалина.

В других случаях вулканы ненадолго появлялись над поверхностью моря, размеры островов были не столь внушительными, и поэтому в морских осадках не накапливались значительные массы вулканотерригенных продуктов (например, в андезито-базальтовой формации Южного Урала). Но и в этих случаях имеющиеся факты ясно свидетельствуют о том, что вершины вулканов довольно часто возвышались над морской поверхностью. Таким образом, существование вулканических островов, являющееся довольно важной деталью обстановки мобилизации вещества рассмотренных здесь вулканогенно-осадочных формаций,— явление, характерное для различных эпох и регионов как на Дальнем Востоке, так и на Кавказе и Южном Урале.

3. На протяжении всей истории накопления осадков каждой из сравниваемых формаций, за немногими исключениями, **механическая седиментация всегда сильно преобладала над хемогенной и биогенной.** Парагенезы пород (см. табл. 19) указывают на малую распространенность кремнистых и карбонатных образований по сравнению с механическими накоплениями. Последние формировались за счет пирокластического и вулканотерригенного материала, а также, начиная с мезозоя, за счет терригенных продуктов, приносимых с окружавших геосинклинальный прогиб поднятий. Подавление хемогенного и биогенного осаждения вещества обильно поступавшим в зону седиментации обломочным материалом — еще один признак, характерный для обстановки образования всех описанных в этом разделе формаций.

Вместе с тем наряду с чертами сходства заметны и черты различия сравниваемых формаций.

Прежде всего они различаются по степени дифференциации состава вулканических продуктов. Среди них выделяются слабодифференцированные формации с преобладанием пород основного или среднего сос-

тава (палеозойские формации Магнитогорского синклинория Южного Урала, среднеюрская формация Кавказа и кайнозойские формации Аджаро-Триалетии и Сахалина), контрастные (ордовикская формация Южного Урала) и дифференцированные с разнообразным составом пород — от базальтового до липаритового (эоценовая формация Армении и миоценовая формация Японии). Последние, как известно, обычно характерны для более поздних этапов развития подвижных областей. Ю. А. Кузнецов (1964) базальто-андезито-липаритовую группу формаций и, в частности, так называемые андезитовые формации (к которым, по-видимому, близка большая часть всех рассмотренных нами примеров) отнес к орогенным (главным образом геоантиклинальным) магматическим формациям подвижных зон. Но он же отметил, что «... базальт-андезит-липаритовые формации обнаруживаются уже в составе образований собственно геосинклинальной стадии развития подвижного пояса. В этом случае они бывают сосредоточены или в пределах зарождающихся поднятий (Урал в силуре) и образуются... часто одновременно и рядом со спилито-кератофировыми формациями, или же — в конце существования геосинклинального прогиба при его замыкании и начинающемся поднятии» (Кузнецов, 1964, стр. 105). Многие исследователи, в особенности изучавшие среднеюрскую формацию Кавказа и среднеэоценовую Аджаро-Триалетии, подчеркивают, что ассоциации магматических пород, близкие к орогенным, могут образоваться в условиях погружения геосинклинального трога и даже на ранних стадиях этого процесса.

В связи с этим встает вопрос о сходстве рассматриваемых формаций с комплексами, формирующимися в современное и недавнее время в районах островных дуг с развивающимся андезитовым (сиалическим) вулканизмом. Действительно, гирлянды вулканических островов, широкое распространение вулканитов дифференцированного состава и вулканотерригенных образований очень напоминают современные островные дуги. Особенно близкими к режиму островных дуг были условия накопления миоценовых вулканогенно-осадочных комплексов Сахалина, на что указывает преобладание в них вулканотерригенных пород и значительные размеры островов. Возможно ли предполагать наличие островной дуги в миоцене в районе Западного Сахалина — на этот вопрос можно ответить лишь изучив региональный геологический материал по кайнозою Дальнего Востока, в частности, установив контуры береговой линии океана и положение андезитовой линии в миоцене.

Что касается прочих геосинклиналей — Южноуральской и Кавказских, то в рассмотренных нами районах цепи островов появились еще на относительно ранних стадиях и существовали длительно, на протяжении всей истории развития геосинклинальных систем. Это обстоятельство, по-видимому, послужило причиной для выделения некоторыми исследователями двух самостоятельных групп андезито (базальто)-дацито-липаритовых формаций: эпиэвгеосинклинальных и островных дуг (Заридзе, 1966).

Возвращаясь к особенностям, отличающим сравниваемые формации друг от друга, укажем на различные значения коэффициента эксплозивности в разных комплексах, а также различную напряженность вулканической деятельности в геосинклиналях, выразившуюся в преобладании агломератовых туфов и грубообломочных эксплозивных брекчий в одних формациях (например, в андезито-базальтовой формации Магнитогорского мегасинклинория) и тонкообломочных пирокластических накоплений в других (в ордовикской формации Сакмарской зоны). Если для одних формаций характерны собственно пирокластические породы (для ордовикской и лудлов-раннедевонской формаций Южного Урала), то в других значительную роль уже играют продукты переработки вулканического материала морской средой (в среднедевонской Южного

Урала, среднеюрской Кавказа и миоценовых формациях Сахалина) или продукты смешения пирокластического и чисто осадочного материала (в среднеэоценовых формациях Аджаро-Триалетии и Севано-Ширакского района).

В приведенных примерах вулканогенно-осадочных формаций с преобладанием вулканокластических пород, начиная с мезозойской формации Кавказа, во всех более молодых комплексах присутствуют значительные массы терригенных пород. В палеозойских формациях Южного Урала терригенный материал либо не играет существенной роли (в ордовикской формации Сакмарской зоны и Северных Мугоджар), либо совсем отсутствует (в обеих формациях восточного склона Урала, в районах, доступных сейчас для изучения).

Некоторые из описанных формаций включают карбонатные породы (две среднеэоценовые формации Кавказа), в то же время другие их или не содержат совсем (среднеюрская формация Кавказа), или карбонатные накопления в них встречаются исключительно в виде рифовых построек и биогермов (обе формации Магнитогорского мегасинклинория).

Кремнистые породы входят в состав исследованных южноуральских формаций и в среднеэоценовую Севано-Ширакского района. Наибольшее их количество содержится в формации арениг-лландейльского возраста Южного Урала (яшмы, кремнистые туффиты), в других их объем невелик.

Небольшое количество использованных примеров не позволяет произвести более дробную типизацию вулканогенно-осадочных формаций этой группы. Однако и оно свидетельствует о многообразии существующих их типов, в каждом из которых помимо преобладающих вулканогенных обломочных пород присутствует различное количество пород другого происхождения. Некоторые формации уже являются как бы переходными от вулканогенного-осадочных комплексов с преобладанием вулканокластических пород к комплексам других генетических групп: вулканогенно-кремнистым (арениг-лландейльская формация Южного Урала и Северных Мугоджар), вулканогенно-карбонатным (нижняя часть среднеэоценовой формации Севано-Ширакского района) и вулканогенно-терригенным (краевые части среднеюрской формации Кавказа и миоценовые формации Сахалина).

Характеристику отличительных черт рассмотренных формаций можно пополнить еще многими данными. Например, две формации Магнитогорского мегасинклинория, среднеэоценовая формация Севано-Ширакского синклинория и краевые части ранне-среднемиоценовой формации Сахалина имеют ритмичное строение, тогда как для всех прочих оно менее характерно.

Различны были и условия образования осадков в разных геосинклинальных бассейнах. Так, в депрессиях, разделявших вулканические поднятия в позднесилурийскую и раннедевонскую эпохи, на большей части территории современного Магнитогорского мегасинклинория господствовал относительно глубоководный режим[1]. В таких же условиях накапливались основные массы вулканогенно-осадочных отложений в аренигском-лландейльском веках на юге Урала и в Северных Мугоджарах, а также в начале и в середине миоценового века в северо-западной Японии. Напротив, осадкообразование в среднедевонское время на Южном Урале, в среднеэоценовое время в Севано-Ширакском районе Армении и в среднемиоценовое время на Западном Сахалине происходило в относительно мелководных морях. Находки остатков морской фауны в кайнозойских геосинклинальных отложениях позволили ряду исследователей оценить максимальную величину морских глубин. Глубина мо-

[1] В это время в северной части Магнитогорского мегасинклинория преобладала мелководная морская обстановка.

ря в среднем эоцене на территории Севано-Ширакского синклинория колебалась от первых десятков до 200 *м*. Наибольшие морские глубины, существовавшие в миоценовом веке на Западном Сахалине, относимые к холмскому времени, также оцениваются в 200 *м*. Относительно глубоководные осадки в районе Токива (район Фосса Магна, о-в Хонсю, Япония) накапливались на глубине 500 *м*.

Нельзя не отметить также различия в латеральных изменениях формаций. Некоторые из них очень однородны на значительных пространствах, облик их довольно постоянен, они прослеживаются на большие расстояния и почти совпадают с границами регионально распространенных стратиграфических комплексов — практически одной или двух одновозрастных свит (серий). Такими являются андезито-базальтовые формации Южного Урала (ирендыкская свита) и Кавказа (порфиритовая серия), базальто-липаритовая формация Южного Урала и Северных Мугоджар (кураганская и кос-истекская свиты). Этого нельзя сказать о других формациях, сильно меняющих свой облик на довольно коротких расстояниях.

В палеозойских формациях Урала собственно вулканические комплексы распространены повсеместно, тогда как, например, на Сахалине они распространены локально, отчего формации приобретают своеобразное линзоподобное строение, о котором говорилось выше. Подобным же образом — в виде сочетающихся крупных линз, сложенных эффузивными и пирокластическими породами,— построена среднеэоценовая формация Севано-Ширакского синклинория. В Армении, как и на Сахалине, линзоподобные комплексы группируются в линейно вытянутую зону (по-видимому, простиравшуюся вдоль зоны разлома), однако по сравнению с сахалинскими они были расположены ближе друг к другу и как бы слились в единую область, занимавшую центральную часть геосинклинального прогиба.

Приведенных примеров различия в строении отдельных формаций данной группы, вероятно, достаточно для того, чтобы подчеркнуть своеобразный и даже неповторимый облик каждой из них. Эта неповторимость вполне объяснима, если учесть, что формации образовались в далеких друг от друга геосинклинальных системах, и многие помимо этого разобщены значительными промежутками времени. Все это не могло не отразиться на различиях в деталях строения упомянутых формаций.

Как мы видели, даже близкие по возрасту формации, накопившиеся в одних и тех же зонах, всегда отличаются одна от другой. Среднедевонская и силуро-нижнедевонская формации Южного Урала отличаются составом вулканических продуктов, деталями строения и отчасти условиями седиментации; нижне- и среднемиоценовые формации Сахалина — составом вулканитов. Наконец, две одновозрастные среднеэоценовые формации Кавказа (Аджаро-Триалетии и Севано-Ширакского района) также резко отличаются по составу эффузивных и пирокластических образований. По всей видимости, специфика строения отдельных формаций зависит от положения в определенной геосинклинальной системе, от положения в той или иной зоне внутри этой системы, от стадии развития прогиба, в котором формируются отложения, и еще от многих других причин.

Все приведенные факты еще раз подтверждают, что наши знания о закономерных возрастных и пространственных различиях тектоно-магматических явлений и о строении вулканогенно-осадочных формаций заведомо неполны. «Возможность различных сравнений показывает,— писал Н. П. Херасков,— что элементы повторяемости имеют относительный характер. Они могут быть поняты лишь на основе анализа прогрессирующего развития земной коры» (Херасков, 1963, стр. 70).

Судя по имеющимся в нашем распоряжении фактам, с течением времени в формировании геосинклинальных осадков существовала определенная направленность. Если бы удалось провести подсчет общего количества пород различного происхождения для всей площади какого-либо из рассмотренных выше кайнозойских прогибов, то, возможно, объем вулканогенного материала не оказался бы преобладающим над массами пород чисто осадочного происхождения; как известно, именно так обстоит дело в свитах неогена Сахалина. Сравнивая геосинклинали с интенсивной взрывной вулканической деятельностью, располагавшиеся на Южном Урале, Кавказе и Дальнем Востоке, можно заметить, как в них, начиная с мезозоя, вулканогенно-осадочный литогенез рассматриваемого типа постепенно теряет главенствующее значение и уступает ведущее место другим типам литогенеза, развивавшимся под влиянием тектонического и климатического факторов без участия вулканизма. Возможно, что изучение фактического материала из других регионов в дальнейшем опровергнет это предположение, но в настоящее время все же есть некоторые данные в пользу того, что эта тенденция — снижение с течением геологического времени относительной роли пирокластических продуктов в составе определенной группы геосинклинальных формаций — может быть, существовала.

Н. П. Херасков (1963) предлагал принять палеозойские образования как генотип отложений геосинклинальных систем. Точно так же, вероятно, генотипом серии разноэтапных геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций с преобладанием вулканокластических продуктов следует считать приведенный в этом разделе ряд разновозрастных ассоциаций палеозоя Южного Урала.

Глава II

ФОРМИРОВАНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ КАК РАЗНОВИДНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Приведенные в предыдущем разделе данные показывают, какое большое количество разнообразных механических осадков образовалось в прошлом из кластического материала, возникшего в результате вулканических извержений центрального типа, синхронных осадконакоплению. Парагенезы пород рассмотренных формаций представляют собой главным образом сочетание разнообразных вулканогенных обломочных отложений. Это разнообразие обусловлено как чисто вулканическими причинами — характером эксплозий, а также составом и агрегатным состоянием выброшенных продуктов, так и влиянием процессов, протекавших в обстановке седиментации. В настоящем разделе мы приведем описание ряда типов пород, характерные признаки которых связаны именно с той судьбой, которую претерпел вулканический материал в седиментационной обстановке.

Среди вулканогенных обломочных пород *по степени переработки поверхностными агентами вулканического материала* выделяются три группы (Петров, 1962):

1) породы, состоящие из непереработанного материала;

2) породы, материал которых переработан (отсортирован и окатан) непосредственно вслед за извержением [1];

[1] В рассматриваемом нами случае — в морской обстановке.

3) породы, образовавшиеся в результате разрушения и переотложения вулканических накоплений.

В проекте классификации вулканогенных обломочных пород (Классификация..., 1962) из трех групп учтены первая и третья, тогда как вторая отсутствует.

Большой интерес представляют также осадочно-пирокластические и пирокласто-осадочные породы — продукты смешения в зоне седиментации пирокластического и осадочного материала, которые также будут рассмотрены ниже, хотя из-за фрагментарности литературного материала очень кратко.

Мы не ставили своей целью проведение терминологических исследований и не имели намерения предложить какой-либо новый вариант классификации вулканогенных обломочных пород, критически оценить уже предложенные к настоящему времени варианты или обсудить целесообразность употребления того или иного названия пород. В этом разделе по возможности широко использован проект классификации, предложенный межведомственной комиссией (Классификация.., 1962), и лишь в двух случаях, когда рассматриваемые породы в ней отсутствуют, нами введены новые названия (для пород, состоящих из обработанных пирокластических продуктов — туфогенных песчаников, а также для измененных в постседиментационный период витрокластических осадков — туфопелитов, туфогенных силицитов и туфогенных аргиллитов, или глинизированных туфов).

Задача этого раздела — рассмотреть строение вулканогенных обломочных пород (парагенетически тесно связанных и слагающих геосинклинальные формации определенного типа), а также основные факторы их образования. Выделив ряд процессов, в конечном счете обусловивших появление характерных признаков этих пород и их ассоциаций, мы попытаемся рассмотреть результаты этих процессов последовательно от момента вулканического взрыва и первичного перемещения пирокластических продуктов до их переотложения и отчасти изменения в постседиментационный период.

МОБИЛИЗАЦИЯ И ПЕРЕНОС ВЕЩЕСТВА

Мобилизация кластического материала связана с взрывной деятельностью вулканов, и сведения о ее причинах и ходе получены при изучении извержений современных наземных вулканов (Lacroix, 1930; Verhoogen, 1951; Влодавец, 1962; Гущенко, 1965, и др.).

В ранней стадии исследований все главные особенности взрывной деятельности связывались исключительно со степенью вязкости расплава в момент извержения в канале вулкана, так как в вязкой магме газы лишены возможности свободного выделения и освобождаются с сильным взрывом, часто сопровождающимся разрушением вулканической постройки (Lacroix, 1930). Поэтому для богатых кремнеземом вязких магм характерны эксплозивные извержения.

Хотя образование большого количества пепла временами и сопровождает излияния липаритовой и дацитовой лавы, тем не менее известно немало примеров взрывного характера извержений, мобилизовавших большие массы пирокластического материала основного и среднего состава.

По данным Ферхугена (Verhoogen, 1951), основным фактором взрывов для жидкого магматического расплава, находящегося в канале вулкана, является увеличение количества пузырьков водяного пара на единицу объема в единицу времени. При этом образование пепла должно происходить главным образом в результате потери магмой сцепления вследствие соединения большого количества пузырьков быстро расши-

ряющегося водяного пара. Обильное пеплообразование при извержении богатых кремнеземом магм связано с высоким содержанием в них воды, хотя вязкость силикатного расплава также играет немаловажную роль.

В. И. Влодавец (1962) связывает силу извержений с количеством магмы, ее вязкостью и, отчасти, с ее кислотностью, с количеством газов и величиной создаваемого ими давления, а также иногда с составом горных пород, с которыми соприкасаются магма и газы.

Представления Ферхугена о движущей силе эксплозивных проявлений оказались неприменимыми для объяснения причин извержений некоторых современных вулканов. Кроме того, необходимо было найти объяснение причин взрывов, приводящих к образованию резургентных пеплов. В этом отношении интересным является механизм пеплообразования, рассмотренный И. И. Гущенко (1965) на материале современных и недавних извержений вулканов Камчатки.

По И. И. Гущенко, сила извержения и объем образующегося ювенильного пепла зависят от количества взрывающихся (а не образующихся) в единицу времени газовых пузырьков. Резургентные пеплы являются продуктом взаимодействия взрывчатых смесей отдельных газовых компонентов с твердыми участками канала вулкана. Это взаимодействие высокоактивных частиц развивается по типу цепной реакции.

Таким образом, И. И. Гущенко важнейшим возможным источником энергии вулканических взрывов считает энергию окислительно-восстановительных реакций отдельных газовых компонентов, входящих в состав вулканических газов.

В связи с этим встает очень важный вопрос — возможно ли пеплообразование под водой, в условиях морского геосинклинального бассейна. Многие исследователи древних геосинклинальных вулканокластических толщ Урала, Грузии, Аджаро-Триалетии, Армении и Японии отвечают на этот вопрос положительно. Однако, судя по литературе, для такого ответа не всегда имеются достаточные основания, порой определение подводного характера извержений производится только на основании присутствия остатков морской фауны в вулканогенно-обломочных отложениях и текстурных признаков, характерных для морской седиментации. Следовательно, признаки подводного образования осадков и излияния лав иногда механически используются для доказательства подводной эксплозивной деятельности.

Обратимся вновь к работам вулканологов, в которых этот вопрос обсуждается с различных позиций. Так, К. К. Зеленов (1963) считает, что в условиях подводного вулканизма взрывы, обусловленные резким расширением вулканических газов, происходят обычно близ поверхности, в обстановке атмосферного или близкого к атмосферному давления. Это мнение, вероятно, в значительной степени основано на известных из литературы наблюдениях над излившимися под водой и всплывавшими на морскую поверхность (из-за выделения газов) блоками лавы. Было замечено, что на поверхности в результате еще большего падения давления и нового расширения газов происходят взрывы, разламывавшие блоки лавы на мелкие куски и подбрасывавшие их на высоту нескольких десятков метров.

Другая точка зрения высказана И. И. Гущенко (1964), исходившим из предпосылки, что механизм эксплозий, как наземных, так и подводных,— тождествен. Этот исследователь, исходя из теоретических предпосылок, пришел к выводу, что взрывы с образованием пирокластического материала возможны в том случае, если вершины вулканов расположены не глубже 3000 *м*. Чем ближе к поверхности будет располагаться вершина подводного вулкана, тем большее количество пирокластического материала образуется при одинаковой величине энергии взрыва. По всей видимости, большинство древних морей, располагав-

шихся в пределах континентов, имело глубину, заведомо меньше 3000 *м*. Если расчеты И. И. Гущенко верны, то теоретическая возможность образования больших масс пепла под водой весьма вероятна.

Интересные данные о результатах современного подводного вулканизма, происходившего на некоторых участках дна Японского моря, приведены в статье В. И. Чайникова и М. А. Репечки (1966). По их данным, локальные накопления пирокластического материала, обнаруженные на глубинах 600—3000 *м*, связаны с извержениями нескольких подводных вулканов.

Очевидно, для геосинклинальных областей прошлого с широко распространенным эксплозивным вулканизмом неправомерно так ставить вопрос: были извержения подводными или вулканы, поставлявшие пирокластический материал в морской бассейн, располагались на островах и прилегавшей суше. По-видимому, такой альтернативы не существует; с одной стороны, в древних геосинклинальных морях, на дне которых накапливались большие массы вулканогенных обломочных продуктов, почти всегда существовали вулканические острова. Это до некоторой степени позволяет предполагать вероятность извержений в субаэральной обстановке. В то же время приведенные выше материалы изучения современных осадков Японского моря и теоретические расчеты вулканологов свидетельствуют в пользу возможного подводного образования пеплов. Несомненно также и то, что надводные эксплозии при одинаковой силе взрыва с подводными должны были давать значительно большее количество пирокластического материала.

Объяснение вулканологами физико-химических причин взрыва и возможных вариантов обстановки извержений, к сожалению, не решает многих вопросов мобилизации вулканического вещества. Прежде всего до сих пор остаются неясными геологические причины одновременного или почти одновременного существования в прошлом резко различных типов извержений и связанного с ними различного характера морских осадков в пространственно близких областях. Часто также требует объяснения резкая смена типов извержений и поставляемых ими на морское дно продуктов, происходящая (иногда неоднократно) с течением времени в некоторых районах.

Например, в силуре и раннем девоне на Южном Урале, в пределах одной геосинклинали, на значительных пространствах, охватывающих Ирендыкскую систему хребтов, происходили взрывные извержения и формировались пирокластические накопления (андезито-базальтовая формация лудлов-раннедевонского возраста). Примерно в это же время или геологически незадолго до него поблизости, в Баймакском районе, преобладал эффузивный вулканизм, продукты которого составляют большую часть диабазо-альбитофировой формации (баймак-бурибаевской свиты силура или силура нижнего девона). Такие же различия отмечены при наблюдении смены в разрезе отложений Сакмарской зоны Южного Урала преобладающих пирокластических накоплений аренниг-лландейльского возраста силурийскими толщами диабазов и фтанитов. В рассматриваемых случаях в определении типа извержений, по-видимому, решающую роль сыграли глубина магматических очагов и тектонические процессы, обусловливавшие либо затрудненную, либо свободную проницаемость земной коры. Рассмотрим возможные свидетельства влияния этих двух факторов.

Как было показано, одним из признаков, общим для большинства геосинклинальных формаций с преобладанием вулканокластических отложений, является порфировая структура вулканических пород. Известно, что она возникает в том случае, когда расплав вследствие отсутствия открытых трещин долго не может попасть на поверхность. Напротив, диабазовая структура вулканических пород характерна для лав

основного состава, быстро поднимавшихся с больших глубин по трещинам и изливавшихся на поверхность, не успевая кристаллизоваться. Задержка магмы в крупных очагах, временно не имевших связи с поверхностью, могла привести к выделению в расплаве крупных кристаллов под влиянием питающего действия минерализаторов — газов и паров, содержащихся в растворенном состоянии в магме. Рост кристаллов породообразующих минералов мог также начаться при монотонно протекавшем понижении температуры расплава в очагах за счет более раннего выделения тех компонентов, которые являлись избыточными против эвтектического расплава. Следовательно, порфировая структура эффузивных пород в покровах и в пирокластических обломках, а также большое количество крупных интрателлурических кристаллов и их фрагментов в туфах могут предположительно свидетельствовать о задержке расплава в вулканических очагах.

Такая задержка магмы могла произойти в результате заклинивания разломов глубокого заложения, случившегося по каким-либо тектоническим причинам. Роль последних в ходе магматического процесса, очевидно, была очень значительна, если учесть еще одну черту, общую для всех геосинклинальных областей прошлого с преобладающим эксплозивным типом вулканизма — обязательное существование вулканических поднятий, развивавшихся на фоне общего погружения этих областей. Возможно, наклонное положение плоскостей разломов при росте поднятий приводило к заклиниванию путей для проникновения магмы. Причиной закупорки трещин могли быть также горизонтальные перемещения масс горных пород, весьма возможные с наступлением режима зарождающихся поднятий.

На ранних стадиях развития геосинклиналей (в пределах каждого цикла) иногда могли сосуществовать и чередоваться обе эти тенденции: с одной стороны — общее погружение области, проникновение магмы с больших глубин и формирование диабазовых покровов, с другой — сильнейшая эксплозивная деятельность и поступление большого количества пеплового материала в морскую среду. Вероятно, именно так образовалась арениг-лландейльская формация Южного Урала, содержащая большие массы пирокластического материала и отличающаяся от всех остальных рассмотренных выше формаций контрастностью состава вулканитов, присутствием диабазов и кремнистых пород. По-видимому, в аренигском веке на фоне происходившего на территории Сакмарской зоны прогибания зарождались локальные поднятия, сопровождавшиеся «закрытием» трещин и взрывным вулканизмом. Обильное поступление пирокластического материала в морской бассейн в ордовикском периоде можно связать с развитием движений положительного знака, приведшим к кратковременному общему предсилурийскому поднятию области и дислокации отложений (силурийские толщи в этом районе залегают с угловым несогласием на подстилающих).

На основании всего изложенного можно гипотетически построить концепцию хода мобилизации пирокластического вещества, участвовавшего в осадконакоплении в геосинклинальных морях. Причину массовых эксплозий, вероятнее всего, можно связывать с закупоркой разломов глубокого заложения в результате зарождения и развития локальных поднятий на фоне общего погружения областей, с затрудненным и медленным движением магмы к поверхности.

Препятствия, затруднявшие проникновение магмы на поверхность, одновременно могли способствовать ее дифференциации, а также и ассимиляции ею вмещающих пород и обогащению кремнеземом и другими компонентами. В условиях отсутствия связи очагов с поверхностью в расплаве, по-видимому, легко развивались также порфировые выделения породообразующих минералов.

Здесь уместно напомнить, что Ферхуген степень кристалличности магмы считал одним из важнейших факторов пеплообразования, так как газовые пузырьки, необходимые для возникновения взрыва, легче образуются в магме вокруг кристаллов (Verhoogen, 1951).

Таким образом, главной вероятной причиной преобладания взрывного вулканизма в некоторых геосинклиналях, а следовательно, и важнейшим фактором мобилизации вещества, необходимого для образования вулканокластических морских осадков, являлось становление особого тектонического режима. Зарождение и развитие локальных поднятий на фоне общего прогибания, а также возможные горизонтальные перемещения масс горных пород могли привести к закупорке проницаемых зон, связанных с глубокими разломами. Пониженная проницаемость земной коры, в свою очередь, вызывала обогащение медленно поднимавшейся магмы летучими компонентами, что и обусловило преобладание взрывного характера извержений.

Какова же была дальнейшая судьба продуктов, выброшенных из кратеров вулканов? Прежде чем захорониться в морских осадках, они претерпели транспортировку, причем агенты их переноса были самыми разнообразными. Перечислим главные из них.

Пеплы разносились по акватории морского бассейна с помощью ветра и различных движений воды — течениями, волнениями, приливно-отливными движениями.

Одним из способов перемещения вулканокластического материала был перенос его в плотных суспензионных (турбидных) потоках, перемещавшихся под водой (над дном) по вулканическим склонам. Перенос обломочного материала в суспензии, когда частицы находились в потоке во взвешенном состоянии, явление обычное в морях сейсмически активных областей, и поэтому оно было широко распространено в некоторых рассмотренных здесь вулканических геосинклиналях (Хворова, Ильинская, 1961; Хворова, Елисеева, 1965; Fiske, Matsuda, 1964). Его причины и результаты рассматриваются ниже, в разделе, посвященном вопросам формирования ритмичных пирокластических комплексов.

Способ переноса выброшенного материала отражался на составе, структуре и текстуре осадков. Воздушная транспортировка пепла, например, приводила к дифференциации продуктов выброса. Влияние постоянных ветров и морских течений создавало асимметричное распространение пирокластического материала относительно центров извержений. Это установлено океанологами на современных осадках и иногда удается уловить при изучении древних вулканокластических толщ морского генезиса. Так, в одном из рассмотренных нами примеров — в составе среднеэоценовой вулканогенно-осадочной формации Армении — наблюдается постепенное уменьшение размера пирокластических обломков в породах районов, расположенных в северо-западной части Севано-Ширакского синклинория по сравнению с породами других его частей; особенно большое содержание сравнительно мелкозернистых отложений отмечается в районе Ширакского хребта. О. А. Саркисян (1965) пришел к выводу о преобладающем в этом районе северо-западном направлении ветров и водных течений в среднем эоцене.

Наконец, возможна сложная транспортировка материала, когда в осадке захороняются обломки, доставленные различными агентами. Р. Фиске и Т. Матсуда (Fiske, Matsuda, 1964) описали пирокластические накопления, в которых почти весь пирокластический материал выпал в осадок из подводных турбидных потоков, но некоторые всплывшие после извержения пузыристые обломки пемзы сначала перемещались по поверхности моря течениями и только позднее попали в осадок.

При реконструкциях механизма переноса и седиментации следует учитывать возможность такой «двойственной» транспортировки вещества.

ОБРАЗОВАНИЕ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ОСАДКОВ И ПОРОД

Механизм накопления пирокластических продуктов в общих чертах достаточно ясен. Этому способствовали как наблюдения вулканологов на современных объектах, так и очень детальные исследования древних туфов, проведенные петрографами. Древние пепловые накопления, формировавшиеся в морях, по минеральному составу и структуре сходны с современными субаэральными. Набор минералов, количество обломков пород и агрегатное состояние вещества в пирокластических накоплениях определялись в основном составом и физическим состоянием магмы, типом извержения и силой взрыва. В одних случаях в морских осадках накапливались исключительно ювенильные обломки, в других — существенную часть составляли фрагменты пород предыдущих извержений (резургентный материал), а иногда и чужеродные обломки, захваченные в момент взрыва из цоколя вулкана (обломки осадочных, метаморфических и гипабиссальных пород).

Поскольку собственно пирокластические породы во многих работах (в том числе во многих, характеризующих рассмотренные выше формации) описаны подробно, в особенности псаммитовой размерности, здесь нет нужды на них останавливаться.

Представляется интересным рассмотреть лишь два примера пирокластических пород: агломератовые туфы и пелитоморфные туфогенные породы — туфопелиты. Описание древних морских агломератовых туфов и агломератов встречается в литературе редко. Поэтому здесь стоит остановиться на их строении, учитывая, как и во всех последующих случаях в этой главе, материалы по охарактеризованным выше геосинклинальным формациям. Туфогенные пелитоморфные породы, образовавшиеся в результате уплотнения, девитрификации и других изменений витрокластических накоплений, также заслуживают особого внимания, потому что их еще не всегда отличают от осадочных (глинизированные туфы от аргиллитов) и осадочно-пирокластических образований (туфогенные силициты от кремнистых туффитов).

Агломератовые туфы. К этим породам, согласно классификации (Классификация..., 1962), относятся пирокластические породы, размеры обломков которых превышают 30 *мм*. В настоящее время у исследователей нет единого подхода к употреблению термина «агломератовый туф». Одни геологи к ним относят только туфы, содержащие то или иное количество вулканических бомб, а все крупно- и грубообломочные пирокластические образования, состоящие в основном из резургентного материала, называют брекчиями с каким-либо соответствующим определением (вулканическими брекчиями, эруптивными брекчиями, туфобрекчиями или агломератовыми ксенотуфами).

Другие геологи любые грубообломочные пирокластические породы относят в разряд агломератовых туфов, называя породы, обломки которых представлены вулканическими бомбами, бомбовыми агломератами, бомбовыми агломератовыми туфами и т. д.

Остановимся на агломератовых туфах, сложенных вулканическими бомбами, поскольку эти породы наверняка свидетельствуют о пространственно относительно близком положении вулкана (даже если бомбы были выброшены из него очень сильным взрывом и унесены в агломератовом или подводном турбидном потоке), действовавшего во время образования осадков. Грубообломочные пирокластические накопления других типов, состоящие из резургентных обломков, нередко трудно отличить от любых других брекчий, например, вулканомиктовых — продуктов разрушения вулканических пород, возникших в результате эрозии и абразии.

Из всех рассмотренных геосинклинальных формаций наибольшее ко-

личество агломератовых туфов и агломератов содержит андезито-базальтовая формация Южного Урала (лудлов — нижний девон), образовавшаяся в условиях существования близко расположенных и длительно действовавших вулканических центров.

Наиболее типичные разновидности этих пород состоят из различного размера обломков (чаще до 20—40 *см*) порфиритов, среди которых встречается много миндалекаменных разностей. Обломки обычно округлые или угловатые, но со сглаженными гранями (см. табл. V, *1*). Большая часть из них представляет собой вулканические бомбы (см. табл. V, *3, 4*). Связующая масса состоит из плотно прилегающих обломков хлоритизированного стекла, шлака и крупных кристаллов плагиоклаза и авгита. Отдельные стекловатые и шлаковые обломки сплющены и имеют изогнутую форму. Мощность агломератовых пластов колеблется от 1,5—2 до 12—15 *м* (Хворова, Ильинская, 1963).

В некоторых прослоях агломератовых туфов среди обломков помимо бомб встречаются остроугольные фрагменты порфиритов, лавобрекчий и иногда туфов (см. табл. V, *2*). Кластический материал в таких породах, как и в разновидностях, полностью лишенных вулканических бомб, по-видимому, возник в результате разрушения взрывом пород предыдущих извержений, заполнявших жерло и слагавших вулканическую постройку (Хворова, Ильинская, 1961).

Рассмотрим строение глыбовых агломератов из той же формации, описанных О. А. Нестояновой в районе р. Малый Кизил (1961 г.). Это породы, сложенные обломками и глыбами порфиритов (до 3—4 *м*) и бомбами (0,2—0,4 *м*), состоящими из миндалекаменных порфиритов со стекловатыми корочками на поверхности. Глыбы порфиритов и вулканические бомбы иногда плотно прилегают друг к другу, в других случаях в породе присутствует различное количество шлаковой или туфовой связующей массы (туфы пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов). Иногда поры между плотно прилегающими обломками заполнены гидротермальным кварц-эпидотовым и гематитовым цементом.

Подобные породы были также описаны В. Н. Шиловым (1958 г.) в составе раннемиоценовой андезито-дацитовой формации Сахалина в 0,5 *км* южнее устья р. Анастасии. В этом районе агломератовые туфы состоят из лапиллей, бомб и угловатых глыб андезитов. Лапилли обладают округлой формой и сложены черным вулканическим стеклом. Вулканические бомбы имеют тот же состав, но их величина более значительна — до 20—30 *см* в поперечнике. Форма их обычно неправильная, реже округлая, однако веретенообразных и крученых бомб среди них почти нет. Вулканические бомбы имеют хорошо выраженную корочку накала толщиною до 1,0—1,5 *см*. Внутренние части обычно сложены синевато-серыми пористыми стекловатыми андезитами, почти лишенными порфировых выделений. Ни лапилли, ни бомбы не имеют признаков окатанности.

В агломератовых туфах присутствуют также очень крупные глыбы пористых андезитов, достигающие в поперечнике 0,5 *м*. Эти глыбы не имеют закаленных стекловатых корок и отличаются угловатыми формами.

Связующая масса в этих породах представлена желтовато-зелеными мелкими угловатыми обломками вулканического стекла андезитового состава.

Туфогенные пелитоморфные породы (туфопелиты). Это группа измененных существенно витрокластических накоплений (чаще тонкообломочных), в которых пепловая структура либо полностью утрачена, либо сохранилась лишь в виде реликтов. Специфика вулканокластических осадков заключается в том, что постседиментационные преобразования выражены не только в литификации, но и в формировании совер-

шенно новых (минералогически и структурно) пород. Причиной этого являются прежде всего процессы девитрификации пеплов, связанные главным образом с попаданием частиц вулканического стекла в новые термодинамические условия земной поверхности. Наложившиеся в дальнейшем эпигенетические и региональные метаморфические процессы еще больше усложнили минеральный состав этих накоплений.

Рассмотрим наиболее часто встречаемую разновидность пелитоморфных туфогенных пород — **туфогенные силициты.** Они распространены во всех трех рассмотренных нами формациях Южного Урала, а также в формациях Южного Сахалина.

В аренит-лландейльской формации Сакмарской зоны Южного Урала (Гаврилов, 1967) окремненные пелитоморфные туфы встречаются очень часто, они ассоциируют с псаммитовыми туфами альбитофиров и кварцевых альбитофиров (плагиолипаритового состава). Это очень плотные и крепкие породы, окрашенные в зеленовато-серый и бирюзово-зеленый цвет, с неяснослоистой текстурой и раковистым или землистым изломом. Иногда они сложены альбитово-кремнисто-хлоритовым агрегатом, причем размер частиц кварца и альбита колеблется от тысячных долей миллиметра до 0,01 *мм*. В нескольких образцах наблюдались реликты пепловой структуры, в основной массе породы постоянно присутствует примесь (до 10—15%) алевритового кристаллокластического материала (кварца и альбита).

В живетской формации Южного Урала туфопелиты этого типа представлены полевошпатово-кварцевой и кварц-полевошпатовой разновидностями, тесно связанными с псаммитовыми туфами кварцевых альбитофиров, а также туфами, состоящими из смеси материала дацитовых порфиритов и кварцевых альбитофиров (Хворова, Залманзон, 1966).

Основная масса таких пород состоит из тонко- и микрокристаллического кварца (0,005—0,02 *мм*) с очень небольшой примесью хлорита и серицита. В породе рассеяны обломки кварца и альбита (0,02—0,03, редко до 0,2 *мм*) угловатой формы, с характерными для пирокластических фрагментов остроребристыми вогнутыми гранями, а также обломки альбита призматического габитуса и оплавленные зерна кварца; изредка попадаются остатки радиолярий, замещенные кварцево-альбитовым агрегатом.

Туфогенные силициты миоценовых формаций Сахалина обычно распространены в районах, относительно отдаленных (первые десятки километров) от предполагаемых вулканических очагов (Бродская, 1966). Внешне это светлые (фарфоровидные) зеленовато- или коричневато-серые породы с шероховатым изломом, иногда тонкослоистые. Они состоят из тонкораскристаллизованной кремнистой массы, в которой заметны выделения глинистых минералов. В различных, иногда незначительных количествах присутствуют лито-, кристалло- (плагиоклазы, реже кварц и роговая обманка) и витрокластическая примесь алевритовой и псаммитовой размерности. При больших увеличениях различаются контуры обломков вулканических стекол, замещенных халцедоном или кварцем, а также остатки кремневых (опаловых) организмов (скорлупки диатомей, спикулы губок). В породах иногда присутствует большое количество ярко-зеленых зерен глауконита.

О химическом составе туфогенных силицитов и их отличиях от туфов той же формации дает представление табл. 20.

Таким образом для рассматриваемых кремнистых пород характерно низкое содержание опала (количество которого прямо коррелируется с количеством диатомовых) и высокое содержание кварца и алюмосиликатного кремнезема (SiO_2 остаточный), связанного с глинистыми минералами, стеклом и кристаллокластами (мало).

Таблица 20

Среднее содержание основных компонентов в туфогенных силицитах и туфах (в вес. %)

Породы	Количество образцов	SiO_2				Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	$C_{орг}$	$\frac{SiO_2\ (вал)}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2\ (ост)}{Al_2O_3}$
		валовая	кварц	опал	остаточная						
Туфогенный силицит	6	72,09	33,22	2,52	36,34	8,11	3,02	0,32	0,12	9	4,5
Туф	5	66,45	4,52	3,80	58,12	11,47	2,28	0,32	—	5,6	5

Несмотря на высокое значение валового SiO_2, несвязанный кремнезем составляет в среднем лишь 35—36% породы (наибольшие его значения в изученном материале — 45%).

Помимо кварцево-полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых туфопелитов И. В. Хворовой и Э. С. Залманзон в составе андезито-базальтовой и андезито-дацитовой формации Южного Урала выделено еще несколько разновидностей пелитоморфных туфогенных пород. В основной массе пород андезито-дацитовой формации распространены кварцево-полевошпатово-хлоритовая и кварцево-полевошпатово-пренитово-эпидотовая разновидности.

В андезито-базальтовой формации выделяется две разновидности пелитоморфных пород. Первая представляет собой серовато-зеленую породу с раковистым изломом, часто плитчатую, иногда микрослоистую. Основная ее масса состоит из мельчайших сгустков, изометричных и призматических новообразованных кристалликов эпидота и цоизита, находящихся в срастании с хлоритом, полевым шпатом и кварцем. Здесь же рассеяны редкие кристаллы актинолита (0,05—0,06 *мм*). В небольшом количестве присутствует кристаллокластический пепловый материал и попадаются единичные остатки радиолярий. Туфопелиты этой разновидности залегают в верхней части пластов туфов.

Вторая разновидность пелитоморфных пород андезито-базальтовой формации Южного Урала залегает в виде небольших (20—30 *см*) прослоев среди туфов. Внешне это зеленовато-серая кремнеподобная порода, часто микрослоистая. Преобладающими минералами ее основной тонкозернистой массы является эпидот и кварц, в небольшом количестве встречается актинолит.

По мнению И. В. Хворовой и Э. С. Залманзон (1966), минеральный состав туфопелитов во многом зависит от химического состава исходных витрокластических продуктов и в небольшой степени — от количества примеси осадочного кремнезема и карбоната кальция в первичных пепловых осадках.

Перерождение тонких туфов произошло под влиянием процессов эпигенеза (катагенеза) и начального метаморфизма (метагенеза), которые регионально изменили вулканогенно-осадочные толщи восточного склона Южного Урала.

Еще одной разновидностью пелитоморфных пород являются **глинизированные туфы** или **туфогенные аргиллиты**. Они очень широко распространены в арениг-лландейльской формации Сакмарской зоны Южного Урала.

Туфогенные аргиллиты этой формации — крепкие глинистые породы, не размокающие в воде, окрашенные в вишнево-красные, сургучно-красные, оливково- и бирюзово-зеленые тона. Для них не характерна слоистость, они, как правило, не раскалываются на тонкие плитки и при выветривании дают игольчатую, крупнокостыльчатую и кусковатую щебенку.

Микроскопическое изучение таких пород показало, что самый распространенный их тип состоит почти целиком из тонкодисперсной глинистой или кремнисто-глинистой массы, в которой при больших увеличениях видны более крупные чешуйчатые агрегаты. Порода, первоначально состоявшая из стекловатых частиц ничтожного размера, полностью изменила свой облик. Пепловые витрические частицы под микроскопом не распознаются, так как в постседиментационный период они были раскристаллизованы, утратили свою форму и вместе с гематитом образовали сплошную тонкодисперсную массу.

Пирокластический (кристаллокластический) материал в туфовых аргиллитах представлен мелкоалевритовыми зернами кварца и альбита; форма осколков часто бывает резко остроугольной, в некоторых аргиллитах попадаются кристаллы альбита, сохранившие идиоморфные очертания.

Среди туфовых аргиллитов встречены разности, в которых витрокласты раскристаллизованы с сохранением характерных форм: рогульчатых, клиновидных и т. д. Стекло замещено глинистыми минералами, тонкозернистыми агрегатами кварца и хлорита или альбита и хлорита. Фракция 0,001 *мм* этих аргиллитов состоит из гидрослюды и хлорита.

Большая часть туфогенных аргиллитов аренит-лландейльской формации Сакмарской зоны Южного Урала сформировалась при изменении тонких пеплов кислого состава, но среди них немало и таких, которые возникли при разложении витрокластического материала другого состава.

Первоначально эти глинизированные туфы, возможно, состояли из монтмориллонита, обычно образующегося при изменении пеплов. Минеральный состав монтмориллонитизированных пород впоследствии мог стать хлорито-гидрослюдистым под влиянием процессов глубинного эпигенеза, которым регионально подвергались ордовикские породы Сакмарской зоны [1].

Аренит-лландейльские толщи Южного Урала не единственный пример распространения туфогенных глинистых пород в геосинклинальных формациях. Монтмориллонитовые туфогенные глины распространены в среднемиоценовых толщах Сахалина (Бродская, 1963), а в андезито-базальтовой формации среднеюрского возраста часто встречаются «туфосланцы» — серые, синевато-серые и черные породы, похожие на плотные аргиллиты (Дзоценидзе, 1948а).

Таким образом, для геосинклинальных формаций с преобладанием вулканокластических отложений очень характерны пелитоморфные породы, представляющие собой продукты изменения осадков в постседиментационный период под влиянием диагенетических, эпигенетических (катагенетических) и региональных метаморфических процессов. Для выяснения генезиса этих пород не всегда оказывается достаточным знание парагенетических связей. Помимо констатации частого чередования в разрезе и взаимных латеральных переходов туфов и туфопелитов выяснению природы последних могут помочь находки в них реликтов пеплового материала и подбор при микроскопических исследованиях непрерывного ряда переходов пород от туфов к туфопелитам, а также установление сходства состава вторичных минералов в туфопелитах и в связующей аповитрокластической массе туфов. В некоторых случаях туфопелиты трудно отличить от сходных по облику и структуре осадочных и осадочно-пирокластических пород (например, туфогенные силициты от кремнистых туффитов), но иногда сравнительное изучение

---

[1] Вопросы аутигенного глинообразования разобраны подробно в следующей главе.

может помочь их разделению. Так, например, туфогенные аргиллиты (глинизированные туфы) ордовика Южного Урала минералогически несколько отличны от терригенных (Гаврилов, Александрова, 1964).

Изложенный материал характеризует два типа пирокластических пород морского генезиса — агломератовые туфы и туфопелиты, т. е. два крайних члена ряда пирокластических накоплений — наиболее грубые и наиболее тонкие породы.

Морская обстановка (отчасти и атмосферные явления) оказала большое влияние на рассортировку пирокластического материала — тонкие обломки обособлялись в зоне взмучивания и перемещались в относительно глубоководные участки моря. Как будет показано ниже, последовательное осаждение пирокластического материала из подводных турбидных потоков также приводило к обособлению тонких обломков, в результате чего мы встречаем пелитоморфные породы, залегающие в верхних частях многослоев в ритмично сложенных толщах. Тонкие пирокластические отложения были преобразованы в постседиментационный период. При этом породообразование не ограничилось простой литификацией осадков, а сопровождалось полным перерождением структуры и интенсивным развитием новых минеральных ассоциаций, отличных от первичных седиментационных ассоциаций (приобретенных в процессе седиментации пирокластических обломков).

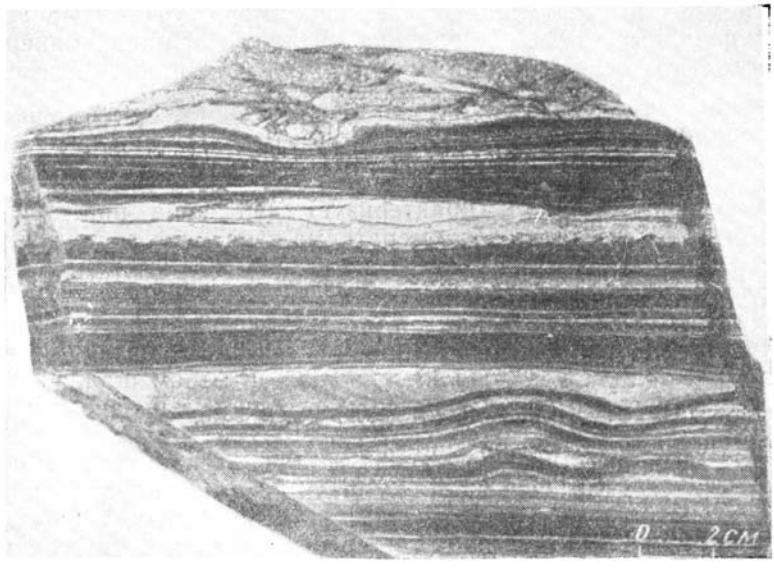
Мы не будем задерживать внимание на вопросах формирования пород, занимающих промежуточное положение между туфовыми агломератами и туфопелитами (поскольку они хорошо изучены) и перейдем к результатам некоторых других процессов, связанных с воздействием гидродинамики морской среды на пирокластические продукты, предшествовавших их захоронению в осадках.

ОБРАБОТКА ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА В МОРСКОЙ СРЕДЕ

Часто пирокластический материал после поступления в море не сразу оказывался захороненным в осадках, а в течение некоторого времени подвергался воздействию волн, течений и иных факторов, способствовавших его перемещению, и в процессе переноса претерпевал сортировку и дифференциацию. Результаты этого воздействия отражались в строении накапливавшихся осадков, поэтому довольно часто встречаются туфы, имеющие слоистую текстуру и состоящие из отсортированных обломков (фиг. 64). В таких породах, как и во всех других туфах, целые кристаллы обычно сохраняют интрателлурический облик, а обломки имеют резко остроугольную форму (см. табл. VI, *1*; VII, *1*).

В других случаях в результате еще более интенсивного действия гидродинамических факторов некоторая часть пирокластических обломков приобретала окатанную форму. В первую очередь окатывались кристаллы плагиоклазов и обломки эффузивных пород, тогда как более устойчивые кварцевые зерна еще сохраняли свою форму (см. табл. VI, *2*; VII, *2*). Дальнейшая обработка пирокластического материала приводила к тому, что формировавшиеся накопления приобретали некоторые структурные черты терригенных осадков, хотя их петрографический состав полностью соответствовал составу выброшенных взрывом вулканических продуктов.

Возможность подобного механизма формирования осадков не всегда учитывается при изучении вулканокластических пород и их ассоциаций. Породы, образованные таким способом, распознаются еще очень не-



Фиг. 64. Чередование тонких прослоев туфопелитов и псаммитовых туфов. Улутауская свита (андезито-дацитовая формация), Сибайский район, Южный Урал (фото И. В. Хворовой)

многими исследователями (Петров, 1962; Соколова, 1962; Хворова, Елисеева, 1965). Поэтому в настоящее время можно подобрать лишь единичные примеры для иллюстрации результатов обработки пирокластического материала, попадавшего в морские осадки по истечении небольшого отрезка времени после взрыва.

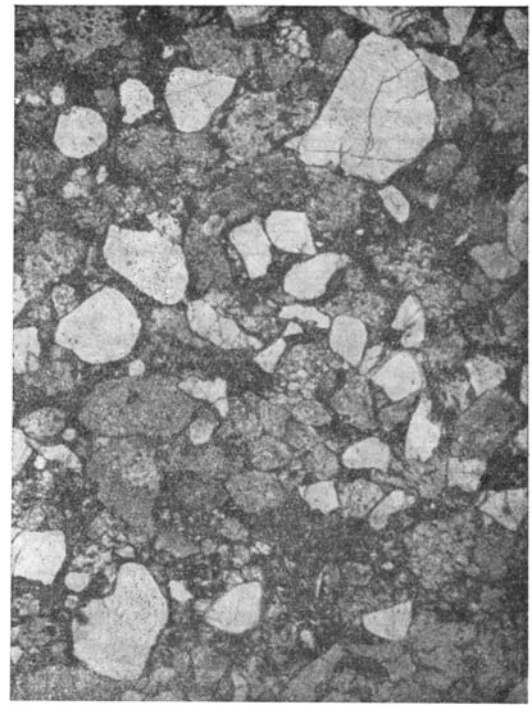
В качестве примера рассмотрим строение псаммитовых разностей этих пород, называемых нами **туфогенными песчаниками**[1], распространенных в улутауской свите Южного Урала — в андезито-дацитовой формации (Хворова, Елисеева, 1965). Их природа установлена в результате детального микроскопического анализа пород, с помощью которого определена полная идентичность петрографического состава туфогенных песчаников и псаммитовых туфов и подобрана гамма промежуточных разностей пород (см. табл. VI; *1—3;* VII, *1—3*). Внешне это зеленовато- или голубовато-серые крепкие породы, образующие правильные слои толщиною от 30—40 *см* до 1—2 *м*.

Песчаники, соответствующие по составу туфам порфиритов, сложены плагиоклазами, пироксенами и обломками порфиритов. Разности, соответствующие туфам кварцевых альбитофиров, состоят из кварца, полевых шпатов и обломков кварцевых альбитофиров (фиг. 65). В андезито-дацитовой формации широко распространены туфы смешанного состава и известны туфогенные песчаники такого же типа.

О гранулометрии этих пород дают представление диаграммы (фиг. 66), из которых видно, что более грубые их разности состоят из смеси грубо- и крупнозернистого материала, а менее грубые — из зерен фракций 0,25—0,50 или 0,1—0,25 *мм*. Чем грубее порода, тем меньше в ней связующей массы (хотя она всегда составляет более 10%).

---

[1] Определение «туфогенный» употребляется нами не в буквальном значении, так как перед образованием осадка происходил не перемыв туфа, а обработка выброшенного пирокластического материала в процессе его транспортировки.



Фиг. 65. Туфогенный песчаник из улутауской свиты (андезито-дацитовой формации) Южного Урала. Обломки состоят из литокристаллокластического материала туфов кварцевых альбитофиров. Шлиф. увел. 20, без анализатора (фото И. В. Хворовой)

Степень обработанности зерен в разных образцах различна, причем породы с очень слабой обработкой обломков содержат много призматических и таблитчатых фрагментов плагиоклазов.

Связующая масса туфогенных песчаников (от 10 до 30%) хлоритовая или хлоритово-серицитовая.

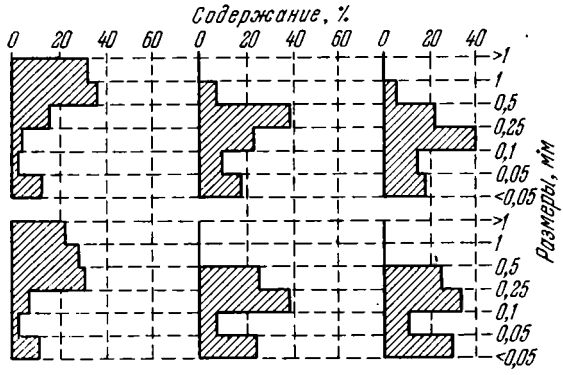
Если к этим породам применить классификационную схему, составленную для терригенных песчаников, то они попадут либо в семейство граувакк, либо в семейство аркозов. От терригенных песчаников они, однако, отличаются некоторыми признаками. В туфогенных песчаниках полевые шпаты часто преобладают над кварцем, а иногда вообще составляют основную часть обломочного материала. В них очень мало обломочной слюды (часто ее совсем нет), отсутствуют фрагменты метаморфических пород и метаморфические минералы тяжелой фракции. Обломки осадочных пород крайне редки и появляются лишь в качестве акцессорного материала, захваченного взрывом из цоколя вулкана.

Сейчас туфогенные песчаники распознаются лишь в районах, где они многократно чередуются с туфами аналогичного состава. Труднее установить происхождение подобных песчаников в случае их обособленности от туфов, когда нет материала для сравнения и подбора ряда переходных пород. Возможно, что помимо установления перечисленных выше признаков, дополнительным критерием для отнесения пород к туфогенным является сильная вариация степени окатанности обломков.

Трудно, а порой даже невозможно отличить пепловые туфы от туфогенных пород в том случае, если обработанный обломочный материал туфогенных пород является целиком витрокластическим (даже в тех случаях, если частицы стекла не сильно девитрифицированы и не замещены агрегатами вторичных минералов). Не всегда можно также отличить резургентный материал туфогенных песчаников от вулканотерригенных обломков, возникших в процессе разрушения вулканических построек.

СМЕШЕНИЕ ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО И ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ЗОНЕ СЕДИМЕНТАЦИИ

Взрывная вулканическая деятельность в геосинклинальных областях была далеко не единственным источником вещества, поступавшего в зону седиментации, в том числе и обломочных продуктов. С поднятий, окружавших геосинклинальные моря, сносился терригенный материал и



Фиг. 66. Диаграмма гранулометрического состава туфогенных песчаников улутауской свиты (андезито-базальтовой формации) Южного Урала (по И. В. Хворовой и Т. Г. Елисеевой, 1965)

захоронялся в морских осадках вместе с пирокластическим; в седиментации участвовала органогенная примесь (диатомовые, радиолярии и др.), а также вещества химического происхождения, часто поступавшие в море в результате поствулканической газогидротермальной деятельности (кремнезем, гидроокислы железа и марганца и т. д.). В районах, прилегавших к вулканам, обильное накопление в осадках пирокластического материала подавляло седиментацию вещества иного происхождения, но по мере удаления от вулканических центров терригенный, хемогенный и органогенный материал начинал играть заметную роль в составе образующихся осадков.

В результате смешения пирокластического и непирокластического материала сформировались специфические осадки, а впоследствии породы, которые по составу и структуре занимают промежуточное положение между туфами и различными типами пород собственно осадочного (песчаниками, алевролитами, известняками, мергелями и т. д.) или вулканогенно-осадочного происхождения (яшмами, кремнями и т. д.). Эти породы, согласно классификации (Классификация.., 1962), выделяются в две самостоятельные группы: осадочно-пирокластических, в которых примесь непирокластического материала составляет менее 50% (туффиты), и пирокласто-осадочных, с примесью пирокластического материала не более 50%.

Изучение литературного материала по геосинклинальным вулканогенным осадочным формациям показывает, что морские накопления, образовавшиеся в результате смешения пирокластического и чужеродного ему материала, почти оставлены литологами без внимания. Описания туффитов либо совсем опущены при характеристике типов пород геосинклинальных формаций, либо приведены очень кратко. По-видимому, это обусловлено рядом объективных причин, так как несомненно, что важность изучения туффитов для детального палеогеографического анализа и познания закономерностей вулканогенно-осадочного литогенеза для всех очевидна Во-первых, осадочно-пирокластические, как и пирокласто-осадочные породы, чаще всего тяготеют к краевым частям формаций, к районам, отдаленным от вулканов, и поэтому они порой представляют меньший интерес для исследователей, интересующихся результатами вулканических процессов. Во-вторых, в некоторых случаях туффиты трудно отличимы от измененных витрокластических образований, например, часто обломки стекла в кремнистых туффитах в результате девитрификации превращаются в агрегаты вторичных минералов, что, естественно, затрудняет диагностику происхождения пород. Наконец, нельзя не учитывать весьма различную скорость накопления пирокластических и всех прочих осадков в вулканических областях; при образовании осадков терригенные обломки тонут в большом объеме вулканокластического материала. Все это затрудняет выделение и изучение туффитов в морских вулканокластических толщах.

Представляется интересным рассмотреть здесь некоторые примеры строения пород смешанного происхождения, изученных в разных геосинклинальных областях, как правило, в районах, относительно отдаленных от вулканов.

Как уже упоминалось выше, во всех рассмотренных вулканогенно-осадочных палеозойских формациях Южного Урала, в районах, доступных сейчас для изучения, породы невулканогенного происхождения встречаются крайне редко. Поэтому в этих формациях можно встретить лишь **кремнистые туффиты,** возникшие в результате смешения кремнезема (поствулканического происхождения) и пепла.

Кремнистые туффиты из арениг-лландейльской формации Южного Урала — это породы серого, красновато-серого, вишнево-красного и иногда зеленого цвета с раковистым изломом (Гаврилов, 1967). Они состоят из тонкого (0,01 *мм*) пеплового материала и тонкокристаллического кварца. Вулканическое стекло разложено и замещено агрегатом: кварца, альбита, хлорита и гидрослюды. Сохранившийся пирокластический материал представлен мелкоалевритовыми обломками кристаллов плагиоклаза, кварца и зернами рудных минералов. Кристаллокласты иногда образуют прослойки, видимые только под микроскопом. Вишнево-красные яшмовидные туффиты окрашены в красный цвет выделениями гематита. В кремнистых туффитах встречаются плохо сохранившиеся остатки радиолярий.

Пепловый материал в этих породах очень трудно поддается количественной оценке, так как тонкокристаллический кварц представляет собой смесь свободного осадочного кремнезема и кварца, образовавшегося при постседиментационном изменении вулканического стекла.

Химический состав кремнистых туффитов характеризуется большим количеством кремнезема (от 76 до 85%) при 5—10% Al_2O_3 и 0,3—0,5% TiO_2. Эти туффиты залегают в виде прослоев и линз (8×0,7 *м*; 3,0×12 *м* и т. д.) среди вулканогенных обломочных пород, а иногда вместе с яшмами образуют мощные пачки, обособленные в разрезе.

Значительно богаче набор туффитов в среднеюрской вулканогенно-осадочной формации Грузии. Среди туффитов Г. С. Дзоценидзе (1965) в зависимости от состава непирокластической примеси выделял кварцевые, аркозовые и граувакковые разности. Пирокластический материал во всех них представлен кристаллами плагиоклазов и пироксенов, а также обломками порфиритов (Дзоценидзе, 1948а).

Кроме того, Г. С. Дзоценидзе в составе среднеюрской формации выделял породы, переходные от туффитов к глинистым сланцам (туффитовые глинистые сланцы), аркозовым песчаникам (туффито-аркозовые песчаники) и вулканотерригенным песчаникам (граувакко-туффиты и туффито-граувакки).

Большое количество пород, состоящих из смеси пирокластического и терригенного материала, присутствует в среднеэоценовой вулканогенно-осадочной формации Севано-Ширакского района Армении. Все они объединены О. А. Саркисяном (1965) в единую группу пород, содержащих собственно осадочный терригенный материал в количестве от 20 до 80% («терригенно-эффузивные породы»). Среди них выделяются туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоаргиллиты (термин «туффит», как не отражающий вещественного состава и структурных особенностей пород, О. А. Саркисяном не используется).

Все эти породы имеют серый цвет с зеленоватым, голубоватым или темно-бурым оттенком. Для них характерна хорошо выраженная горизонтальная слоистость, группирующаяся в ясно выраженные ритмы.

В качестве примера О. А. Саркисян (1965) приводит описание туфопесчаников. Это нередко отсортированные породы с обломками, имеющими угловатую или окатанную форму. Обломки представлены квар-

цем, плагиоклазами, авгитом, роговой обманкой и эффузивными породами андезитового состава. Цемент сложен туфогенным пелитовым веществом, карбонатным материалом, агрегатом хлоритов или реже цеолитов. В туфоалевролитах, по сравнению с туфопесчаниками, примесь литокластического материала среди обломков незначительна.

По мнению О. А. Саркисяна, осадки смешанного генезиса возникали на интенсивно прогибавшихся участках среднеэоценового морского бассейна при совместной седиментации терригенных обломков и продуктов вулканических извержений основного и кислого состава.

Судя по описаниям среднеэоценовых разрезов Армении, приведенным в этой главе, среди вулканогенно-осадочных отложений присутствуют туффитовые известняки и мергели. Однако в опубликованных к настоящему времени работах характеристика этих пород отсутствует.

Итак, небольшое количество имевшихся в нашем распоряжении данных ясно свидетельствует о широком развитии смешения пирокластического и осадочного материала в древних геосинклинальных морях. Накопление фактического материала по формирующимся в результате этого процесса осадкам — неотложная задача изучения морских вулканокластических толщ. Без ее решения невозможно подойти к выяснению ряда важных закономерностей влияния вулканизма на седиментацию.

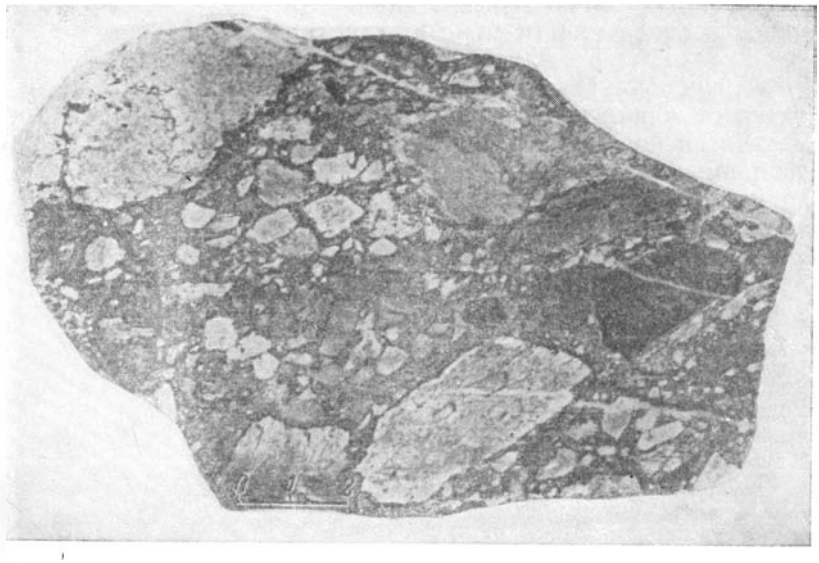
РАЗРУШЕНИЕ И ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ

В геосинклинальных областях вулканические постройки часто возвышались над морской поверхностью и подвергались эрозии и абразии. Они служили новыми дополнительными источниками обломочного материала, сносимого в море и захоронявшегося в осадках, иногда вместе с пирокластическими обломками. Разрушение и переотложение вулканических продуктов могло проходить как одновременно с вулканической деятельностью, так и спустя некоторое (иногда значительное) время после извержений. Оно привело к формированию большой группы пород, называемых вулкано-терригенными или вулканомиктовыми (Классификация.., 1962). Среди терригенных пород такие образования с преобладанием обломков пород основного состава известны под названием граувакк. Некоторые исследователи и вулканотерригенные породы аналогичного состава называют граувакками (Дзоценидзе, 1948а, 1965) или вулканогенными граувакками (Coombs, 1954).

Формирование этих пород представляет собой чисто осадочный процесс, не связанный с вулканизмом. Но было бы большим упущением оставлять их без внимания, учитывая что вулканотерригенные породы являются постоянным членом парагенеза некоторых вулканогенно-осадочных формаций.

Вулканотерригенные породы в случае, когда вулканические постройки были полностью разрушены, могут остаться почти единственными свидетелями существования вулканизма, близкого по времени осадконакоплению (например, в миоценовых оложениях на некоторых участках Южного Сахалина). Было бы ошибкой принимать их за простые граувакки, хотя одно только присутствие вулканотерригенных пород без других доказательств и не говорит о существовании вулканизма, синхронного (геологически) образованию осадков. Исключив псаммитовые вулканомиктовые породы, можно вместе с ними пропустить охарактеризованные выше туфогенные песчаники и тем самым обеднить набор вулканогенно-осадочных образований, связанных с эксплозивным вулканизмом.

Нет нужды доказывать важность изучения вулканомиктовых пород (в особенности грубообломочных) для палеогеографических реконструкций. Как известно, поднятия в геосинклинальных морях нередко



Фиг. 67. Вулканомиктовая брекчия из нижней части улутауской свиты (андезито-дацитовой формации) Южного Урала. Район с. Бахтигареево (фото И. В. Хворовой)

совпадали с положением действовавших вулканов. Поэтому появление грубообломочных пород в совокупности с другими признаками (появление пирокластических образований прижерловых фаций и покровов эффузивов, увеличение мощности отложений и т. д.) иногда могут быть использованы для определения пространственного положения вулканических аппаратов.

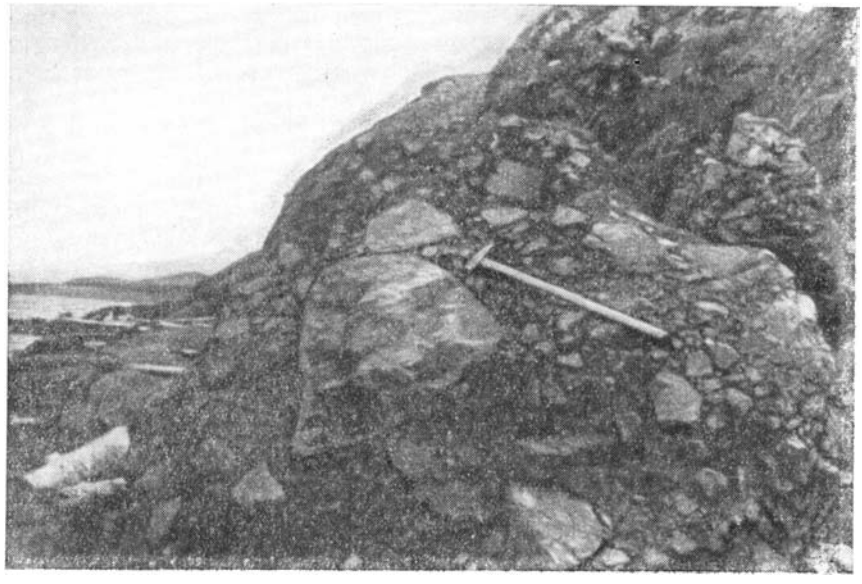
Все это заставляет при изучении типов вулканогенных обломочных пород уделять внимание вулканотерригенным образованиям. В рассмотренных нами примерах вулканомиктовые брекчии, конгломераты и песчаники широко распространены в миоценовых формациях Сахалина, в среднеюрских формациях Грузии и среднедевонской формации Южного Урала (фиг. 67). Рассмотрим некоторые примеры строения вулканотерригенных пород формаций Сахалина (Шилов, 1958 а, б).

Вулканомиктовые брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники формаций ранне- и среднемиоценового возраста состоят главным образом из обломков эффузивных пород, в первом случае — андезито-дацитового, а во втором — базальтового состава.

Брекчии (фиг. 68) представляют собой очень крепкие породы темно-зеленого, зеленовато-серого и желтовато-серого цвета, состоящие из угловатых обломков величиной от 5—10 *см* до 2 *м*, но чаще всего до 15—20 *см*. Изредка встречаются более крупные включения, кое-где достигающие 5—6 *м* (в нижнемиоценовой формации на Шебунинском участке). Связующая масса брекчий состоит из псаммитового и псефитового вулканомиктового и пирокластического материала. Последний представлен кристаллами плагиоклазов и пироксенов и обломками вулканического стекла. Количество связующей массы составляет 30—40% породы.

Для брекчий характерно обилие очень крупных обломков, плохая отсортированность материала и почти полное отсутствие вулканических бомб. В то же время в некоторых брекчиях в составе обломков помимо эффузивных пород присутствуют псаммитовые туфы.

По мнению В. Н. Шилова, эти брекчии образовались в результате разрушения возвышавшихся над морской поверхностью вулканических



Фиг. 68. Вулканомиктовые брекчии чеховской свиты (базальтовой формации). Мыс Леонтьева, Южный Сахалин (фото В. Н. Шилова)

построек под воздействием абразии, сезонных грязевых потоков и в процессе сползания обломков по крутым склонам вулканических островов[1]. Попадая в море, эти обломки измельчались, сортировались и окатывались, превращаясь в материал, которым сейчас сложены конгломераты, гравелиты и песчаники.

Вулканомиктовые конгломераты в миоценовых отложениях Сахалина состоят из обломков эффузивных пород диаметром чаще всего от 1 до 30 *см*, максимально до 0,2—0,7 *м*. Чаще всего встречаются две разновидности этих пород: с размером обломков 1—10 *см* и 5—30 *см* в диаметре. Степень окатанности обломков различная, чаще они хорошо окатаны, но есть породы с полуокатанными и угловатыми обломками, являющиеся как бы переходными от конгломератов к брекчиям. Количество обломков в конгломератах также различное и колеблется от 50 до 80% (от всей породы). Цемент представлен псаммитовым вулканотерригенным материалом.

Вулканомиктовые конгломераты образуют прослои мощностью от одного до нескольких десятков метров и слагают отдельные более мощные пачки (до 150 *м*). Латерально они на довольно коротком расстоянии часто замещаются брекчиями или вулканомиктовыми песчаниками.

Вулканомиктовые гравелиты обычно не образуют самостоятельных пачек и наблюдаются лишь в переходных прослоях (мощностью в несколько дециметров) между конгломератами и грубозернистыми песчаниками.

Вулканомиктовые песчаники — темно-зеленые, зеленовато-серые и темно-серые, массивные или плитчатые, местами с концентрической шаровой отдельностью. Они состоят из хорошо окатанных обломков эффузивных пород, иногда с примесью переотложенного пирокластического материала. В песчаниках очень часто встречаются гальки и валуны (также хорошо окатанные) эффузивных пород, количество которых мо-

[1] В составе брекчий могут быть резургентные обломки, не отмеченные В. Н. Шиловым.

жет достигать 25—30%. Песчаники слагают пачки различной мощности (например, в Чеховском районе — 10—12 *м*) или прослои толщиною от 0,4 до 1 *м* среди конгломератов.

Интересно то, что В. Н. Шилов уверенно различает вулканотерригенные и терригенные (собственно осадочные) песчаники по цвету, структуре и минеральному составу. В одном из обнажений на правом берегу р. Томаринки в верхней (видимой) части разреза нижнемиоценовых отложений он описал горизонт песчаников, сложенный обеими разновидностями этих пород. Песчаники из нижней части горизонта вулканомиктовые, темно-серые, средне- и крупнозернистые, включающие редкие валуны андезитов и дацитов. Выше по резкой границе залегают гравелиты (мощность прослоя 1—2 *см*), обломки которых сложены кварцем, кремнистыми породами и яшмами сургучного цвета — материалом домиоценовых пород. На гравелитах залегают светло-серые тонкозернистые песчаники, также сложенные материалом собственно осадочного происхождения.

Большие массы вулканотерригенного материала содержит также среднеюрская формация Грузии (Дзоценидзе, 1948а). Наибольшим распространением в ней пользуются вулканомиктовые песчаники (граувакки). Они состоят из окатанных обломков порфиритов, реже их обломочный материал представлен плагиоклазами и авгитом. Эти породы, по мнению Г. С. Дзоценидзе, возникли в результате размыва вулканических островов и переотложения материала в море.

Вулканомиктовые породы этого района по петрографическому составу полностью подобны вулканическим породам порфиритовой серии и так же, как на Сахалине, резко отличаются от терригенных накоплений. Последние представлены аркозовыми песчаниками, состоящими из зерен кварца, микроклина, ортоклаза и биотита — материала, образовавшегося за счет размыва кристаллических пород Грузинской глыбы.

Таким образом, вулканотерригенные породы там, где они широко распространены, отличаются от собственно терригенных накоплений.

Необходимо также знать признаки, отличающие вулканотерригенные породы от туфогенных, т. е. сложенных обработанным пирокластическим материалом, накапливавшимся в осадках одновременно с извержением. Одним из таких признаков является присутствие в вулканотерригенных породах обломков туфов. Кроме того, в них наблюдается отчетливо выраженная окатанность крупнообломочного материала и присутствуют обломки гидротермально измененных пород, например, вторичных кварцитов, свидетельствующих о разрушении вулканов. В вулканомиктовых породах можно встретить также обломки гипабиссальных и осадочных образований, не характерных для туфогенных пород. При этом невулканогенный материал в первых, как правило, окатан так же, как и вулканический.

В. П. Петров (1962) признаками вулканотерригенных пород (в отличие от туфогенных) считает также петрографическую разнородность вулканического материала, слагающего породу, сильную и различную в разных обломках разрушенность вулканического стекла и относительно малую роль обломков пемзового (шлакового) материала.

Различить эти две группы пород, однако, не всегда возможно, особенно там, где в ассоциациях отсутствуют грубообломочные разности. Резургентный материал в обломочных породах иногда очень похож на вулканотерригенный, причем, если размывались рыхлые, а не литифицированные пирокластические породы, эти два типа обломочного материала практически неразличимы.

По-видимому, нелегко также отличить вулканотерригенные породы от терригенных (граувакк) в том случае, когда на поднятиях, окружавших моря, размывались древние вулканиты, сходные по составу и струк-

туре с такими же породами, слагающими вулканические острова и образовавшимися незадолго до их разрушения.

В случае затруднительной оценки происхождения пород остается возможность пользоваться методом парагенеза, используя в качестве основного критерия тесную пространственную и временную связь пирокластических и петрографически подобных им вулканотерригенных образований.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМИРОВАНИЯ РИТМИЧНЫХ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Характерной чертой строения многих геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций, в том числе некоторых охарактеризованных в этой главе, является ритмичная стратификация. Ритмичность вулканокластических комплексов, т. е. повторяемость (обычно многократная) пород или пачек пород в разрезе, нами уже отмечалась выше при описании формаций Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала, Севано-Ширакского района Армении, а также некоторых миоценовых комплексов Южного Сахалина и Японии.

В южноуральских формациях В. Т. Фролов (1963) выделяет ритмы различной мощности: мельчайшие, мелкие, средние и крупные. Обычно ритмы разных масштабов находятся в последовательном соподчинении друг с другом, так что мелкие ритмы оказываются частями более крупных.

Мельчайшие ритмы (мощностью менее 1 *см*), выделяемые этим исследователем, состоят обычно из двух элементов (например, различающихся крупностью зерна) и по существу характеризуют слоистую текстуру мелко- и тонкообломочных пород.

Мелкие и средние ритмы развиты наиболее широко, причем их мощность колеблется соответственно в пределах 1—2 *м* и от нескольких метров до первых десятков метров, редко достигая 30—40 *м*. Ритмы в нижней части сложены туфами псефитовой размерности, а в некоторых толщах — вулканомиктовыми конгломератами и гравелитами. Выше они постепенно сменяются в первом случае псаммитовыми и алевритовыми туфами, а во втором — вулканомиктовыми песчаниками. Ритмы, сложенные пирокластическими образованиями, венчаются кремнистыми породами, являющимися, по мнению В. Т. Фролова собственно осадочными или пирокласто-осадочными породами. Однако многие из них следует относить к туфогенным силицитам или другим туфопелитам, подробно рассмотренным в разделе, посвященном формированию пирокластических пород.

Крупные ритмы по мощности достигают сотен и первых тысяч метров (андезито-базальтовая формация). В их основании залегают наиболее грубообломочные, обычно наиболее груборитмичные отложения. Выше размер обломков и мощность грубообломочных пород в основании средних ритмов уменьшаются. Иногда наиболее грубый материал сосредоточен не в самом основании крупных ритмов, а несколько выше, отчего ритмы приобретают трехчленное строение. Крупные ритмы, в отличие от мелких и средних, редко разделены резкими границами.

Выдержанность ритмов различна. Средние и мелкие ритмы в рассматриваемых двух вулканогенно-осадочных формациях Южного Урала прослеживаются по простиранию структур на километры и десятки километров, тогда как выдержанность крупных ритмов значительно большая — они прослеживаются на расстоянии в десятки и первые сотни километров.

Среди причин образования крупных и в ряде случаев средних ритмов В. Т. Фролов в качестве главных выделяет прерывистость вулканиче-

ской деятельности и колебательные тектонические движения. По его мнению, средние и мелкие ритмы отвечают одному акту возмущения среды оснадкообразования (волнением, течениями, землетрясением, извержением вулкана и т. д.), после которого материал выпадает последовательно, в соответствии с размером и удельным весом — сначала осаждается более грубый, потом все более тонкий.

Эта градационная отсортированность материала (отсортированная слоистость, асимметричная слоистость, graded bedding) позволяет предположить несколько иной механизм формирования мелких и средних ритмов, а именно — связанный с транспортировкой пирокластических обломков суспензионными, турбидными потоками (Хворова, Ильинская, 1961, 1963; Хворова, Елисеева, 1963, 1965).

Изучение структуры и стратификации туфов андезито-базальтовой и андезито-дацитовой вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала позволило И. В. Хворовой выделить среди них тот тип морских отложений, который получил название «турбидита». Каждый из таких слоев был отложен придонным турбидным потоком, поэтому приобрел характерную особенность — постепенное уменьшение размера преобладающей части зерен от подошвы к кровле.

Толщи с туфовыми турбидитами обладают асимметрично-ритмичной стратификацией, причем турбидиты занимают определенное положение в чередовании пород. Рассмотрим конкретные примеры строения отдельных пакетов таких толщ — многослоев.

Типичный многослой пирокластических пород андезито-базальтовой формации, описанный в обрывах южного склона хребта Крыкты, имеет следующее строение:

	Мощность, *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 увеличивается, и порода переходит в туфоагломерат	2—3
3. Туф массивный, внизу грубозернистый, выше переходящий в среднезернистый и еще выше в мелкозернистый. В этой части многослоя, таким образом, отчетливо выражена отсортированная слоистость	от 0,3—0,5 (редко) до 3—5, обычно 1,5—2
4. Туфопелит слоистый, часто плитчатый. Слоистость его связана с присутствием в тонкозернистой породе прослоев (от 0,5—1 *мм* до 0,5—1 *см*), обогащенных мелким пирокластическим материалом; в этих тончайших прослоях отчетливо улавливается отсортированная слоистость (см. табл. VIII, *1*, *2*).	

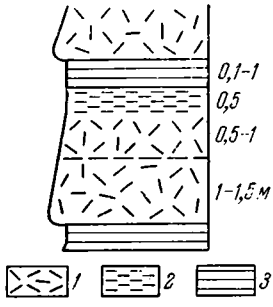
Породы, слагающие многослой, представлены полимиктовыми агломератами, кристалло-литокластическими туфами порфиритов и хлоритово-эпидотовыми туфопелитами.

В разрезах андезито-дацитовой формации также можно часто наблюдать закономерное чередование массивнослоистых туфовых накоплений с мощными пачками пород, состоящими из пакетов чередующихся туфов и туфопелитов, например, по р. Большой Уртазымке, восточнее дер. Баймаргузино. Нижняя часть таких пакетов имеет следующее строение (фиг. 69): внизу развит грубо-крупнозернистый туф, выше он постепенно сменяется средне-мелкозернистым и еще выше порода становится мелко- и тонкозернистой, в ней возрастает количество связующей массы. Постепенное изменение структуры от подошвы к кровле (graded bedding) — самая характерная черта таких туфовых пластов. Верхняя часть пакетов образована туфопелитами, часто с прослойками алевритового или псаммитового пирокластического материала (см. фиг. 64). Мощность туфопелитов в пакетах колеблется от 10 *см* до 1 *м*.

Пакеты сложены кристалло-литокластическими и лито-кристалло-кластическими туфами смешанного состава (смесь материала туфов порфиритов и туфов кварцевых альбитофиров), а также кремнисто-хлоритовыми или хлоритово-эпидотовыми туфопелитами.

Как мы видим, в многослоях в обеих формациях туфовые турбидиты всегда залегают между грубой породой и туфопелитом.

Диаграммы гранулометрического состава туфовых турбидитов имеют характерный двувершинный рисунок (фиг. 70, 71); одна вершина относится к мелкой фракции, вторая — к связующей массе. В то же время диаграммы состава массивных туфов имеют специфический одновершинный характер.



Фиг. 69. Схема строения пластов туфовых турбидитов улутауской свиты (андезито-дацитовой формации) Южного Урала. По И. В. Хворовой и Т. Г. Елисеевой (1965)

1 — туф, внизу более грубый, вверху — мелкий; *2* — туф тонкозернистый; *3* — туфопелит

Таким образом, появление ритмичности (средних и мелких ритмов) в южноуральских формациях лудловско-раннедевонского и позднеэйфельского-живетского возраста во многих случаях было связано с отложением слоев туфовых турбидитов из суспензионных потоков. Последние возникали при наличии склона и спазматического поступления больших масс пирокластического материала в условиях высокой сейсмичности.

Подобным же способом образовалась ритмичная стратификация в вулканокластических толщах некоторых других геосинклинальных формаций. Рассмотрим еще один пример пирокластических накоплений, отложившихся из придонных суспензионных потоков в миоценовом веке на территории Японии, в районе Токива (Фосса Магна)

Один из горизонтов миоценовой «формации Токива» («туфы Вадаира») состоит из двух различных типов пород — пемзовых туфов дацитового состава и аргиллитов. Во многих разрезах туфы в нижней части представлены массивными лапиллиевыми разновидностями (мощность 0—50 *м* и более), а в верхней части — псаммитовыми горизонтально-слоистыми (мощность от 2,5 *см* до 1 *м*) Туфы этих разрезов как в верхней, так и нижней частях сложены обломками непузыристого вулканического стекла и пемзы, кристаллами кварца и плагиоклаза; лапилли состоят из непузыристого стекла и пемзы, обломки в крупно- и среднезернистых псаммитовых туфах представлены материалом различного петрографического состава. Подобный обобщенный разрез показан на фиг. 72.

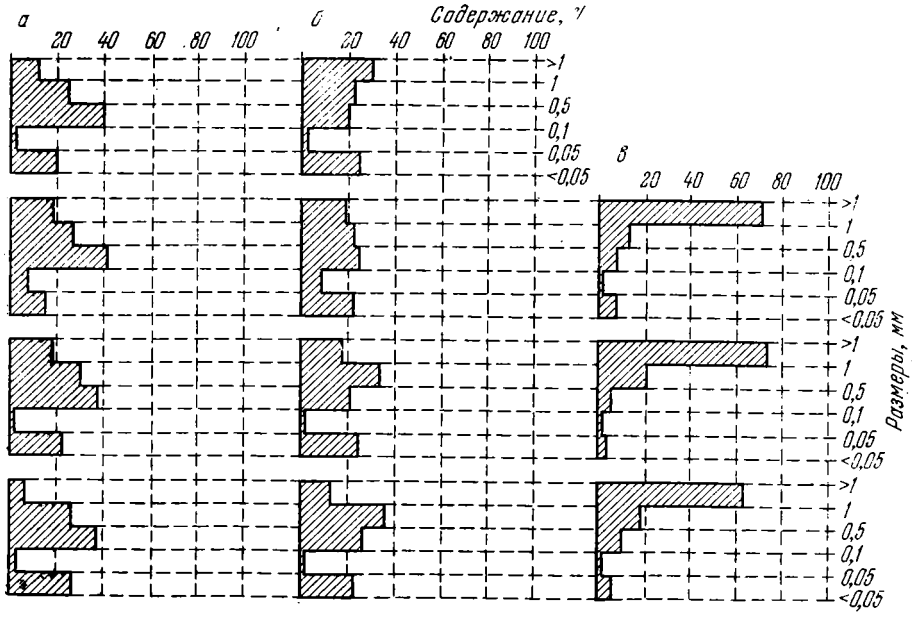
По данным Р. Фиске и Т. Матсуды (Fiske, Matsuda, 1964), пирокластический материал из обеих частей разреза как обособленной массивной, так и тонконаслоенной, попал в осадок в результате одного крупного взрыва подводного вулкана, расположенного на расстоянии нескольких километров от зоны седиментации. При этом залегающие в нижней части разреза наиболее грубые лапиллиевые осадки (ныне массивные туфы) выпали в первую очередь из одного крупного турбидного потока, сползавшего вниз по склону от прижерловой части вулкана на довольно большую глубину (до 500 *м*). В отложенном первым потоком наиболее грубом (лапиллиевом) материале наблюдается своеобразная вертикальная отсортированность: основание толщи состоит из обломков непузыристого стекла, тогда как верхняя часть слоя сложена менее плотными и более легкими пемзовыми лапиллями.

Если массивный слой пепла был отложен из потока, питаемого самым грубым пирокластическим материалом, то большое количество тон-

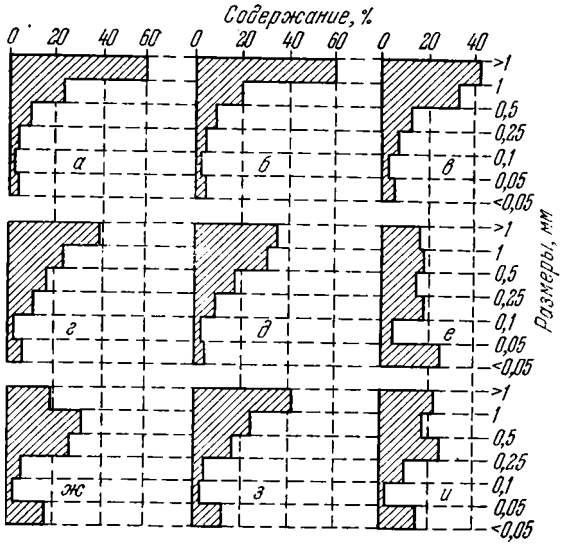
ких слоев отложилось впоследствии серией последовательно сползавших турбидных пепловых струй, состоящих из материала псаммитовой размерности. Первые турбидные струи этой серии транспортировали относительно более грубые и плотные обломки. Впоследствии из суспензии каждого потока выпадал все более тонкозернистый осадок. В результате верхняя часть туфового разреза (8—17 *м*) приобрела характерную ритмичную стратификацию и состоит из 200 тонких слоев. Характерная особенность этой части разреза — это двойная отсортированность пород (doubly gradding). Каждый отдельный слой, поскольку он был отложен турбидным потоком, имеет отсортированную слоистость. Одновременно наблюдается еще одна закономерность в сортировке материала — слои, залегающие в низах тонкослоистой части разреза, сложены более грубым пеплом, чем вышележащие (см. фиг. 72).

Итак, мы рассмотрели несколько примеров ритмичного сложения пирокластических комплексов, вызванного спазматическим поступлением вулканического пепла в морскую среду и определенным способом его транспортировки к месту захоронения. Известно, однако, много других причин появления ритмичной стратификации в геосинклинальных вулканогенно-осадочных формациях. При этом такое сложение осадков, по-видимому, могло осуществиться даже без помощи пульсационной подачи пеплового материала в море — наиболее мощного фактора формирования ритмичных отложений, богатых пирокластикой.

На фиг. 73 показан разрез среднемиоценовых отложений Сахалина, характерный для невельской и краевых частей чеховской свит (Бродская, 1963). Он состоит из двух чередующихся элементов — вулканомиктовых песчаников (0,15—0,50 *м*) и монтмориллонитовых глинистых пород, сформировавшихся при постседиментационном изменении витрокластического материала (0,25—2,5 *м*). Двухкомпонентные ритмы такого состава и мощности, вероятнее всего, возникли в результате периодически повторявшегося кратковременного осаждения вулканотерри-



Фиг. 70. Диаграммы гранулометрического состава туфовых турбидитов (*а*, *б*) и массивных грубых туфов (*в*) ирендыкской свиты (андезито-базальтовой формации) Южного Урала. По И. В. Хворовой и Т. Г. Елисеевой (1963)



Фиг. 71. Диаграмма гранулометрического состава массивных туфов (*а—д*) и туфовых турбидитов (*е—и*) улутауской свиты (андезито-дацитовой формации) Южного Урала. По И. В. Хворовой и Т. Г. Елисеевой (1965)

генного материала, принесенного с вулканических островов на фоне постоянного поступления в зону седиментации вулканического пепла.

Еще один пример своеобразного строения вулканогенно-осадочного комплекса, состоящего из повторяющихся пород различных генетических типов, демонстрируется разрезом нижней части формации среднего эоцена, составленным на южном склоне Ширакского хребта (см. стр. 162). Чередование туфопесчаников и туфоалевролитов (мощностью 5—10 *м*) с туффитовыми известняками и мергелями (1—3, редко 7 *м* и более) наводит на мысль, что осаждение небольшого количества пирокластического материала происходило в общем постоянно, на протяжении всей истории формирования комплекса, тогда как этапы накопления терригенных и карбонатных осадков многократно чередовались, в результате чего сформировалась ритмически построенная толща.

Создается впечатление, что в среднем миоцене на Сахалине и среднем эоцене в Севано-Ширакском районе в некоторых местах ведущую роль в формировании ритмичной стратификации вулканогенно-осадочных комплексов играли колебательные тектонические движения и пульсационная подача вулканотерригенного (на Сахалине) и терригенного (в Армении) материала в морские осадки.

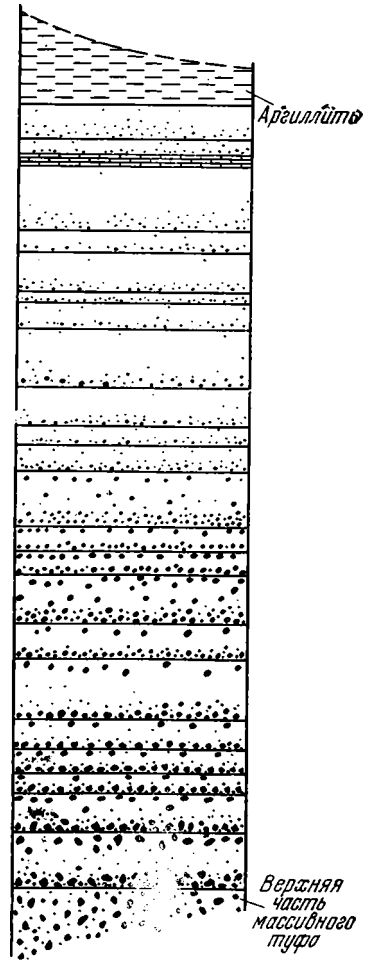
Таким образом, важнейшими причинами образования ритмичности в геосинклинальных осадках, содержащих значительные массы вулканокластического материала, были прерывистая подача пепла в зону седиментации в результате вулканических взрывов и нередко транспортировка его придонными суспензионными потоками, а также колебательные тектонические движения. Кроме того, очевидно, многие средние, мелкие и мельчайшие ритмы могли возникнуть под воздействием ряда различных факторов: сезонных колебаний климата, морских течений, периодического чередования штилей и волнений и т. д.

В заключение отметим еще один важный аспект изучения стратификации геосинклинальных вулканогенно-осадочных комплексов и формаций, в том числе ритмичности.

По-видимому, каждый, кто изучает вулканогенные обломочные породы субаэрального генезиса, ознакомившись с описаниями типов пород морского генезиса, приведенными в этой главе, может заметить сходство их структуры и вещественного состава. Действительно, о морской обстановке можно догадаться лишь по тесному парагенезу вулканокластических пород с заведомо морскими образованиями, по наличию в них остатков морской фауны и присутствию определенных текстурных особенностей. Характерным генетическим типом морских пирокластических отложений являются туфовые турбидиты.

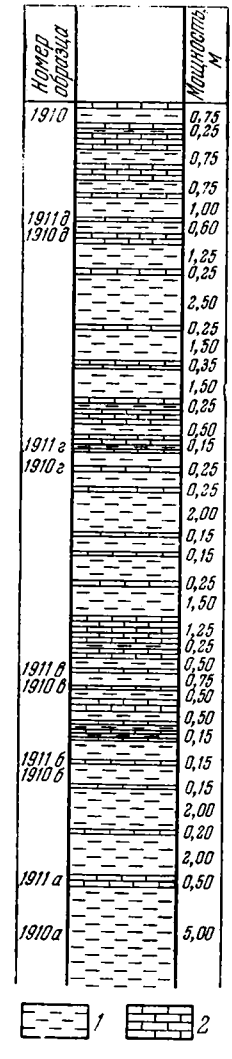
Как было показано в первой главе, сочетание тектонических процессов, вулканизма и отчасти воздействия климатических факторов на различных этапах истории Земли привело к образованию сложно построенных геологических тел — геосинклинальных формаций с преобладанием вулканокластических накоплений. Морская обстановка наложила свой отпечаток на формировавшиеся осадки и, в конечном счете, обусловила появление некоторых характерных признаков у вулканогенных обломочных пород, рассмотренных во второй главе.

Проведенное здесь подразделение пород на ряд типов, разумеется, не может отразить всей сложности природных процессов. Описание обломочных пород приводилось только в том случае, когда авторы использованных нами работ убедительно анализировали генетические признаки образования отложений и приводили в пользу своих предположений достаточное количество аргументов. Нужно учесть, что существует большое количество вулканогенных обломочных пород, которые трудно отнести к какому-либо из рассмотренных типов. Разные природные про-



Фиг. 72. Схема двойной отсортированности (doubly-graded) туфовых слоев в верхней части «туфового комплекса Вадаира» (Япония). Каждый слой имеет градационное строение, и в основании каждого слоя содержится более грубый материал, чем в верхней части нижележащего. По Р. Фиске и Т. Матсуда (Fiske, Matsuda, 1964)

Рис. 72



Фиг. 73. Чередование туфогенных глинистых отложений и вулканомиктовых песчаников невельской свиты. Южный Сахалин. По Бродской Н. Г. (1963) с дополнениями того же автора.

1 — туфогенные глинистые породы; *2* — вулканомиктовые песчаники

Рис. 73

цессы часто протекают совместно, и в результате их сложного переплетения могут возникнуть породы, обладающие признаками сразу нескольких генетических типов.

Следует отметить, что принятое нами подразделение пород (на пирокластические, туфогенные, вулканотерригенные и т. д.) можно произвести только после проведения лабораторных исследований, используя весь комплекс необходимых геологических и петрографических признаков. Естественно, что, например, при описании псаммитовых пород в полевых условиях трудно, а порой и невозможно отличить отсортированные туфы, имеющие слоистую текстуру, от туфогенных или вулканомиктовых песчаников, как невозможно различить два последних типа пород или оценить количество подмешанного осадочного материала в осадочно-пирокластических (туффитах) и пирокласто-осадочных породах. По-видимому, в полевых условиях целесообразно пользоваться какой-либо петрографической классификацией пород.

Можно привести немало примеров, когда происхождение пород трудно установить даже после лабораторных исследований. Диагностика происхождения пород затруднена и даже не всегда возможна в тех случаях, когда трудно:

1) различить резургентный (пирокластический) и вулканомиктовый (осадочный) материал; отнести породу к какому-либо типу, когда в осадке смешивались пирокластические (кристаллы, стекло, литокласты) и вулканотерригенные обломки;

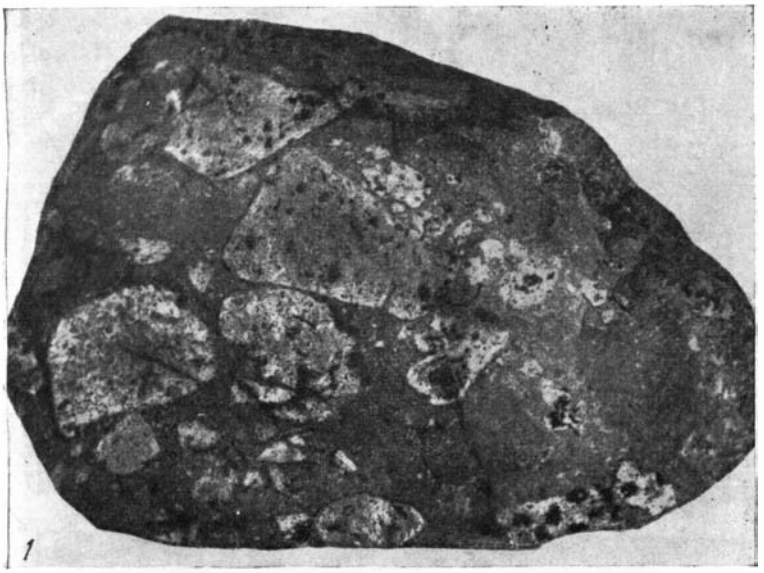
2) установить отличительные признаки переотложенных витрокластических накоплений, тем более когда они в постседиментационный период структурно и минерально преобразованы;

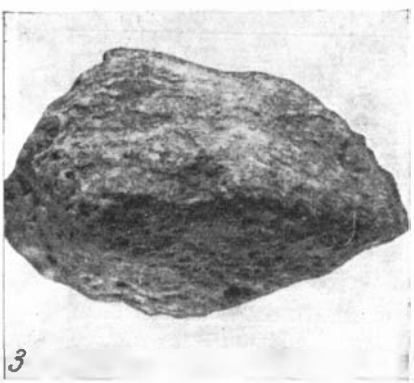
3) произвести количественную оценку седиментационного и эпигенетического (возникшего в результате девитрификации стекла) кремнезема, необходимую для отнесения пород к кремнистым туффитам или окремненным туфам (туфспелитам);

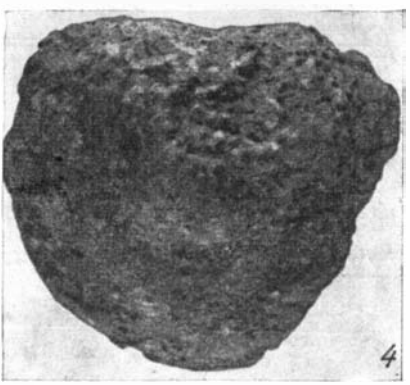
4) отличить вулканотерригенный (местный) материал от терригенного (граувакковаго) в случаях, когда на древних поднятиях, окружавших геосинклинальные моря, размывались вулканиты, сходные по составу и структуре с вулканитами, формировавшимися синхронно осадконакоплению.

Можно представить еще немало примеров, когда нелегко установить происхождение пород, к тому же нередко в одном небольшом по мощности разрезе чередуются многие типы пород, диагностика которых затруднительна.

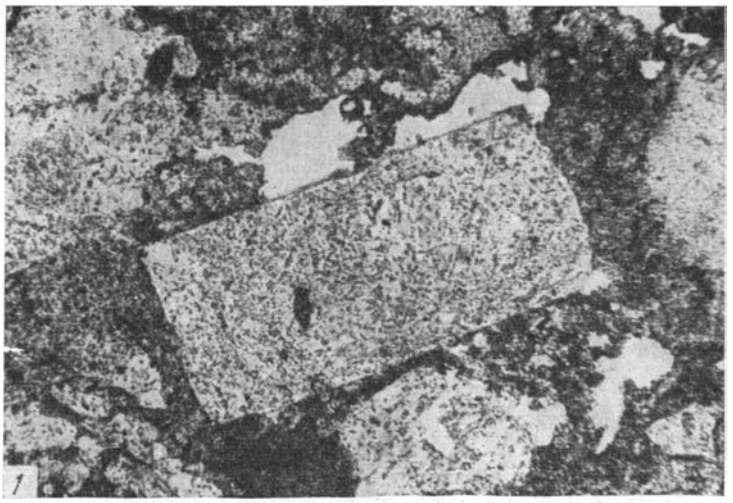
Все эти трудности ясны каждому, кто занимался детальным изучением вулканогенных обломочных пород, в частности пород морского генезиса. Как показал анализ литературного материала по различным геосинклинальным формациям, многие исследователи успешно справляются с выяснением происхождения пород. Пусть в каждом случае используются методы, неприменимые в других районах, пусть даже не всегда оценка генезиса может увенчаться успехом, все равно поиски определенных критериев происхождения различных типов обломочных пород в вулканических областях остаются одной из важнейших литологических задач.

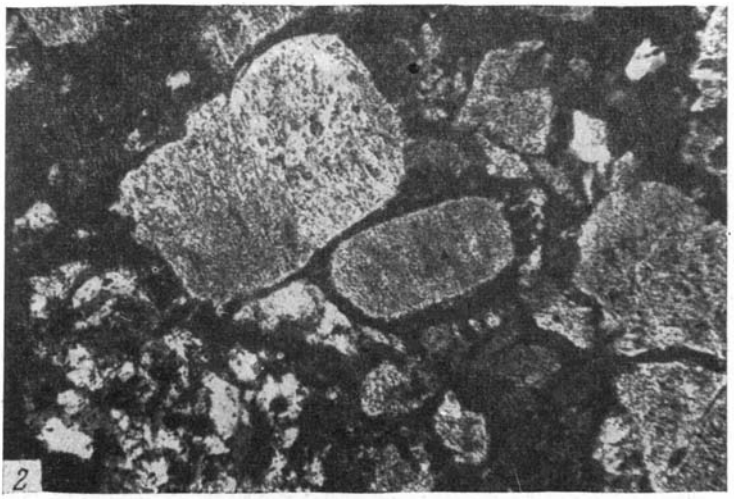


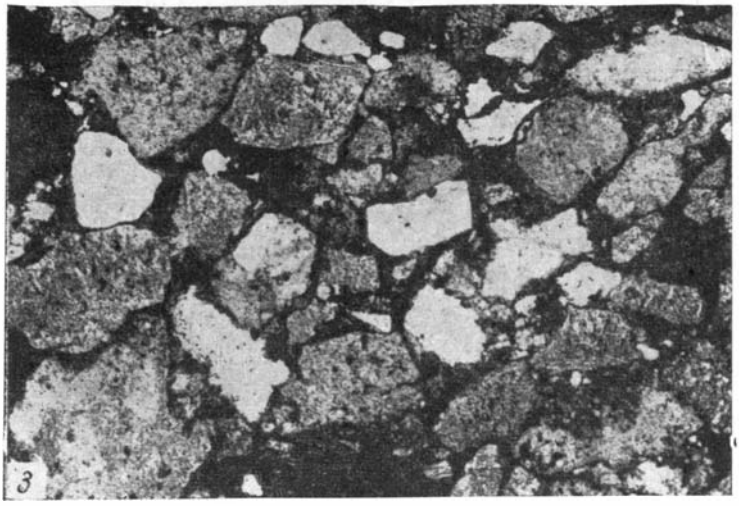




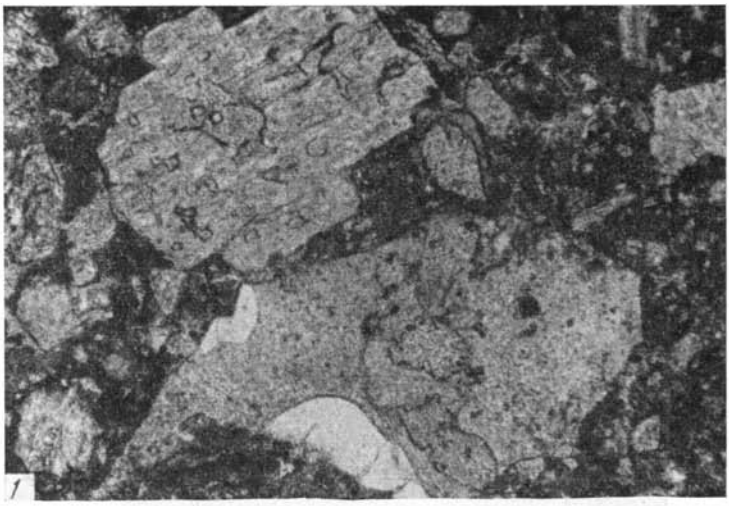
1, 2 — агломератовые туфы ирендыкской свиты (андезито-базальтовой формации) Южного Урала; *3, 4* — вулканические бомбы. Натур. вел. (материал И. В. Хворовой)

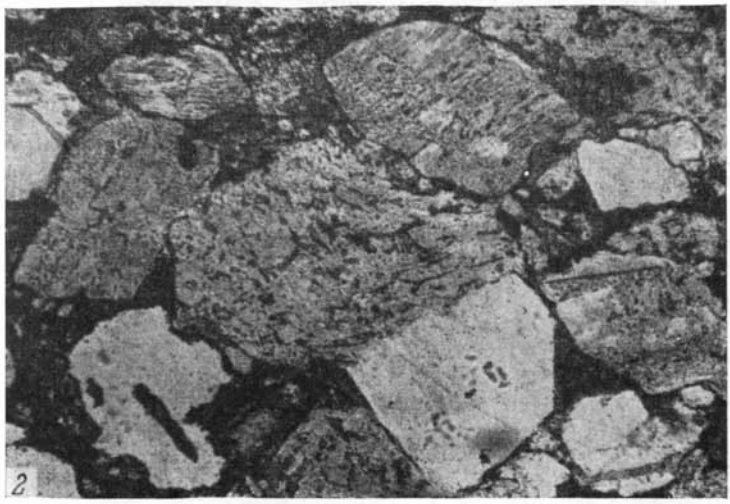


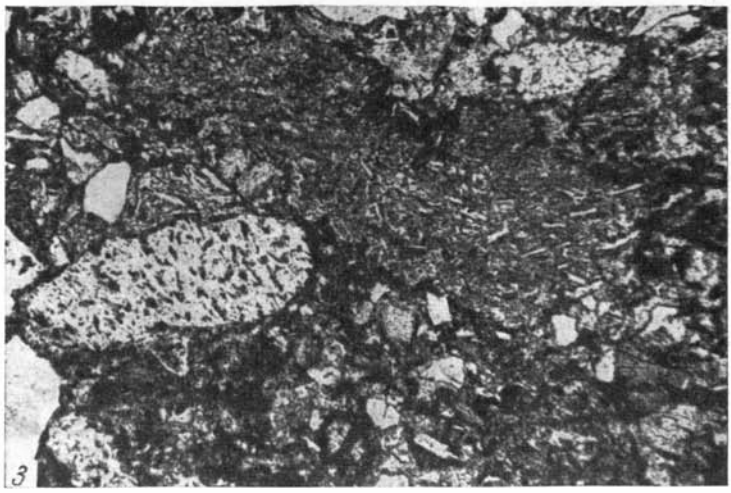




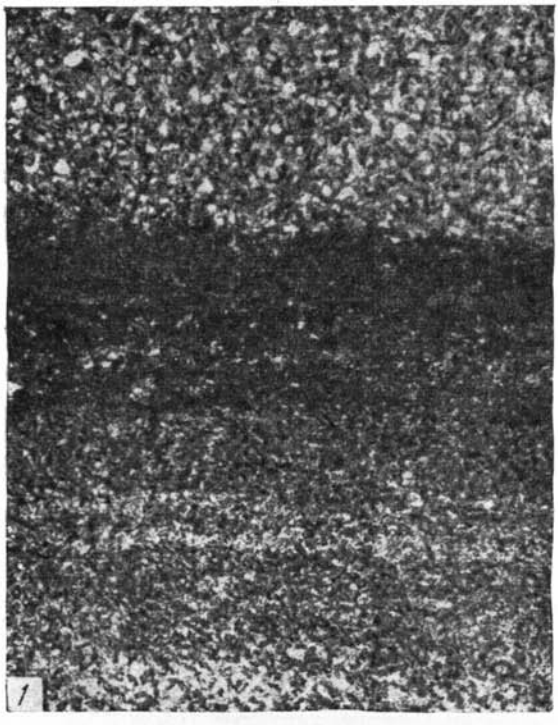
1 — туф смешанного состава из улутауской свиты (андезито-дацитовой формации) Южного Урала. Виден кристалл плагиоклаза. Шлиф, увел. 60, николь 1; *2* — то же, кристаллы плагиоклаза слегка окатаны. Шлиф, увел. 60, николи +; *3* — туфогенный песчаник. Шлиф, увел. 20, николь 1 (материал И. В. Хворовой)

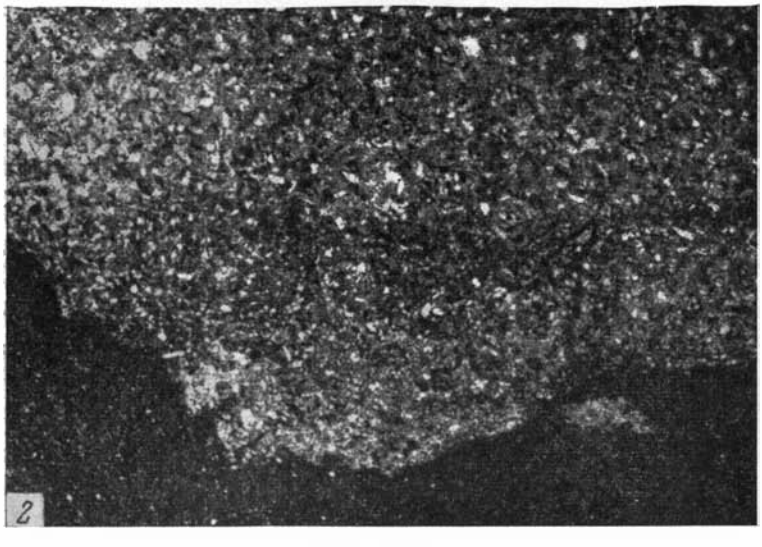






1 — туф смешанного состава из улутауской свиты (андезито-дацитовой формации) Южного Урала. Виден кристалл плагиоклаза и остроугольный обломок кварцевого альбитофира. Шлиф, увел. 45, николь 1; *2* — то же, некоторые обломки эффузивных пород окатаны. Шлиф, увел. 60, николь 1; *3* — туфогенный песчаник. Шлиф, увел. 60, николь 1 (материал И. В. Хворовой)





1 — отсортированная слоистость (graded bedding) в туфах ирендыкской свиты (андезито-базальтовой формации) Южного Урала. Шлиф, увел. 15, николь 1; *2* — то же, видна резкая граница между туфопелитом и мелкозернистым туфом. Шлиф, увел. 15, николь 1 (материал И. В. Хворовой)

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

АУТИГЕННОЕ ГЛИНООБРАЗОВАНИЕ ПРИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОМ ЛИТОГЕНЕЗЕ

Изучение глинообразования, связанного с вулканогенно-осадочным литогенезом, становится в настоящее время одним из актуальных вопросов литологии. Это объясняется тем, что при вулканогенно-осадочном процессе либо формируются мощные толщи туфогенных глин и аргиллитов (за счет преобразования пирокластов), либо глинистые минералы могут синтезироваться из гидротермальных растворов в пределах фумарольных полей, вблизи вулканов. Поэтому весьма важно выявить специфику глинистых минералов, возникших при тех или иных процессах.

На первом этапе исследований мы рассматриваем лишь преобразования пеплов и туфов в бентонитовые глины либо при постседиментационных изменениях морских осадков (миоцен Западной Камчатки), либо при воздействии гидротермальных растворов (Аскана, эоцен, Грузия). Следует подчеркнуть, что по конечным продуктам преобразования пеплов и туфов, которыми чаще всего являются бентонитовые глины, существует весьма обширная литература.

Между тем в вопросах минералогических преобразований пеплов и туфов в слоистые силикаты нужны не только разносторонние анализы бентонитов как конечных продуктов изменения пирокластов с оценкой их адсорбционных свойств, минералогии наиболее чистых промышленных сортов глин и т. п. В данном случае особенно интересны переходы мало измененных реликтовых пород к различным фазам их глинизации, типы структурных преобразований глинистых минералов, общая направленность и последовательность преобразований в зависимости от состава исходной вулканокластики или среды осадконакопления и, наконец, время или стадия породообразования, на которой происходят эти изменения.

Практически промежуточные стадии изменения пирокластов обычно обнаруживаются не в промышленных пластах бентонитов, а при латеральных переходах их во вмещающие породы, а также при переслаивании бентонитов с туфами и пеплами.

Точно так же и при использовании литературных данных по минералогии глин возможно учитывать лишь материалы, полученные с помощью современных методов рентгенографии, включающие определения не только отдельных минеральных видов, но их структурные разновидности — политипы и смешанно-слоистые структуры. Наконец, при изучении какого-либо отдельного месторождения бентонитовых глин нельзя в полной мере вскрыть зависимость процессов глинообразования от состава

исходных пирокластических пород, оценить степень влияния обстановки осадконакопления или постседиментационных процессов, что возможно лишь при сравнительном изучении различных объектов.

Данный раздел монографии содержит первые результаты исследования преобразований пеплов и туфов, которые выполнены с применением рентгенографических методов диагностики глинистых минералов фракции < 0,001 *мм*, частично электронной микроскопии и термоанализа.

Рентгенографические определения глинистых минералов различных типов преобразования вулканогенных пород Кавказа выполнены в Геологическом институте АН СССР рентгенологом В. А. Александровой и В. А. Дрицем.

Исследования методом дифрактометрии глинистых пород миоцена Западной Камчатки выполнены в АзНИИ добычи нефти рентгенологом М. Б. Хеировым.

Глава I

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МОРСКИХ ПЕПЛОВ И ТУФОВ

(на примере миоцена Западной Камчатки)

Минералогические постседиментационные преобразования пеплового материала представлялось целесообразным исследовать на сравнительно молодых отложениях, не подвергшихся существенно катагенезу. В этом отношении интересными оказались морские туфогенные породы миоцена Западной Камчатки.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Литологическая характеристика пород

В пределах западного побережья Камчатки, как известно, широко развиты неогеновые вулканогенно-осадочные толщи, среди которых много туфов, туфогенных аргиллитов и глин. При литологическом изучении отложений воямпольской серии на побережье Охотского моря между устьями р. Тигиль и руч. Точило нами были встречены интересные прослои измененных пепловых туфов, переходящих в туфогенные аргиллиты. Эти породы были изучены в двух разрезах морского побережья. Первый из них расположен в устье р. Аманиной, второй — у устья руч. Половинного. Изученные породы первого разреза принадлежат утхолокской свите.

По литологическим особенностям она подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита — глинистая, а верхняя представлена чередованием аргиллитов, различных по составу туфогенных пород и бентонитовых глин. Интересующие нас измененные туфы и пласты туфогенных глин принадлежат верхней подсвите.

В средней части разреза верхней подсвиты утхолокской свиты, севернее устья р. Аманина, нами был детально изучен пласт туфогенных аргиллитов и глин мощностью 4 *м*.

Пласт туфогенных глин залегает между серыми аргиллитами и имеет следующее строение.

В нижней части залегает плотный кремнистый аргиллит шоколадного цвета мощностью 0,10 *м* (обр. 812); выше лежат: 1) тонкий прослой светло-серой рыхлой пепловой глины мощностью до 0,20 *м*, охристой по

трещинам (обр. 813); 2) серия туфогенная бентонитовая глина с примесью биотита и пирита мощностью 1,0 м (обр. 814); 3) более тонкая светло-серая плотная бентонитовая глина мощностью 0,90 *м* (обр. 815); 4) глина светло-серая, бентонитовая, с раковистым изломом мощностью 0,60 *м* (обр. 816); 5) глина зеленовато-серая во влажном состоянии, вмещающая крупные конкреции доломита размером 1,5×2 *м*, мощностью 1,20 *м* (обр. 817); 6) глина серая, очень плотная, доломитовая из ядра конкреции (обр. 818).

Кровля пласта представлена пачкой аргиллитов с прослоями бентонитовых глин. Все прослои связаны между собою постепенными переходами.

Кроме того, был изучен второй разрез туфогенно-пепловых пород, расположенный также на морском побережье у устья руч. Половинного, принадлежащий вивентекской свите. Здесь обнажена пачка светлых, розовых и кремовых туфогенных аргиллитов (обр. 857, 868), чередующихся с прослоями литокристаллоаповитрокластических туфов мощностью до 1 *м* (обр. 858—860, 865). Окраска туфов желтая, зеленоватая, в верхней части синеватая. В нижней части каждого слоя туфы крупнозернистые, вверх постепенно становятся тонкозернистыми, рыхлыми и глинистыми. Общая мощность пачки до 50 *м* .

Под микроскопом туфогенные аргиллиты утхолокской и вивентекской свит обнаруживают сходство петрографического состава и сложены стекловатой массой, частично замещенной чешуйчатыми агрегатами глинистых минералов, которые обрамляют измененные витрокласты. Пепловый материал, помимо вулканического стекла, представлен зернами кварца, обломками кислых плагиоклазов и пластинками биотита. Относительно свежие частицы стекла серповидной, рогульчатой и клиновидной формы встречаются значительно реже, чем частицы, замещенные глинистыми минералами. Зерна кварца размером от 0,1 до 1 *мм* обычно имеют остроугольную, оскольчатую формы, но иногда наблюдаются оплавленные кристаллы с характерными заливообразными краями. Плагиоклазы сохраняют идиоморфные очертания, имеют размеры до 0,3 *мм* и составляют не более 1% от всей породы. Чешуйки биотита в большинстве случаев свежие и имеют размеры до 0,3—0,5 *мм*. Иногда породы содержат точечные выделения пирита и мелкие кристаллы апатита. В туфогенных аргиллитах вивентекской свиты иногда встречаются обломки эффузивов. Чешуйчатые глинистые минералы, замещающие витрокласты, подчеркивают витрокластическую структуру породы. Из аутигенных минералов в различных прослоях туфогенных аргиллитов и туфов отмечены кальцит, доломит, гипс, каждый в отдельности или в различных сочетаниях.

Изученные туфогенно-глинистые породы обоих разрезов формировались в морских условиях при ничтожном поступлении терригенного, т. е. нормально-осадочного материала, при сравнительно небольшом удалении от вулканических очагов.

Петрография, минералогия и типы преобразований

Литологические преобразования начинаются с изменения прослоев пепла и доходят до образования бентонитоподобных глин. При этом наблюдаются переходы вулканического стекла в различные слоистые силикаты. Однако выявление типов преобразования часто осложняется неполнотой разложения (глинизации) стекла, которая может вуалировать химический состав глинистых минералов фракции <0,001 *мм*.

Детальное литолого-минералогическое изучение пород, а также рентгенографические исследования с помощью дифрактограмм позволили выделить шесть типов преобразования стекловатого пеплового материала в глинистые минералы (табл. 21).

Таблица 21

Последовательность преобразования пепловых пород миоцена Западной Камчатки и ее отношение к условиям осадконакопления

I	II	III	IV	V	VI
813 *Б* > *Гсл*	816 *Б* > *См.-сл.* (*Б-М*) 857 *Б*>*Гсл*>*К*>*См.-сл.* (*Б-М*)	858, 860, 812, 817, 818, 866,867 *Б*>*М*>*См.-сл.* (*Б-М*)	868 *М*>*См.-сл.* (*Б-М*)>*Б* 859, 865 *М*>*Б*>*См.-сл.* (*Б-М*)	814 *М* > *Гсл* 811 *Гсл* > *М*	815 *М*~100%

→ Направление преобразования пеплового материала →

Условия осадконакопления и литологические особенности пород

Тонкие туфогенные глины с охристыми гидроокислами железа	Тонкие глины, слабо карбонатные	Глины аргиллитизированные с конкрециями доломита; появляется гипс	Глины и туфы, из карбонатов — кальцит; обилие гипса	Глины туфогенные, слабо известковистые, с пиритом	Глины туфогенные, известковистые, с пиритом

Примечание. *Б* — бейделлит; *Гсл* — гидрослюда; *М* — монтмориллонит; *К* — каолинит; *См.-сл.* (*Б - М*) — смешанно-слойный минерал с неупорядоченным чередованием бейделлитовых и монтмориллонитовых слоев; 811—868 — номера образцов; 818— фракция < 0,001 *мм* доломитовых конкреций; 812, 817 — фракция < 0,001 *мм* туфогенных глин, вмещающих доломитовые конкреции.

Первый тип представлен бейделлитом (обр. 813) с очень небольшой примесью гидрослюды; во втором типе преобладает бейделлит *(Б)*, но появляются неупорядоченно-смешанно-слойные образования типа бейделлит-монтмориллонита *(Б-М)*, а иногда и примесь гидрослюды *(Гсл)* или каолинита *(К)* (обр. 816, 857); в третьем типе наряду с доминантой бейделлита и присутствием *см.-сл.* (*Б-М*) начинает генерироваться монтмориллонит, который количественно уступает здесь лишь бейделлиту; четвертый тип отличается преобладанием монтмориллонита над бейделлитом, а последнего над смешанно-слоистыми образованиями *(Б-М)*; в пятом типе при наличии монтмориллонита полностью исчезает бейделлит и смешанно-слойный минерал, а взамен появляется варьирующая примесь гидрослюды; наконец, в шестом типе стекло замещается только монтмориллонитом без признаков иных глинистых компонентов.

Перейдем теперь к конкретной петрографической характеристике пород по типам и диагностике соответствующих им глинистых минералов.

Первый тип преобразований (обр. 813) литологически представлен пепловой глиной светло-серой или белой с кремовым оттенком. Глина довольно рыхлая, рассыпается в мелкую щебенку, содержит мелкие включения биотита, реже пирита. Трещины заполнены охристыми гидроокислами железа. Под микроскопом порода представляет собою пепловую тонкочешуйчатую глину, в которой стекло замещено глинистым минералом — бейделлитом, имеющим агрегатную поляризацию. При внимательном просмотре обнаруживается пепловая ячеистая микроструктура основной массы. Включения удлиненных пластинок и бесформенных зерен биотита, рогульчатых зерен реликтового стекловатого материала, полевых шпатов и кварца обычно немногочисленны и по размерам обычно не превышают мелкоалевритовых частиц. Вторичные процессы отмечаются лишь очень слабыми следами перехода биотита в гидрослюду и скопления лимонита, развившимися в результате окисления зерен пирита.

Тонкопелитовая фракция <0,001 *мм* пород первого типа представлена по существу одним глинистым минералом — бейделлитом, не считая незначительной примеси гидрослюды, вулканического стекла и кристобалита (см. табл. 21).

Существование бейделлита как самостоятельного минерального вида ранее оспаривалось многими учеными как у нас, так и за рубежом из-за неточности его структурных определений или из-за явного наличия примесей, а поэтому необходимо более подробно осветить теперешнюю ситуацию с этим термином. Точные структурные исследования серии монтмориллонитов и бейделлитов, выполненные Грин-Келли (Greene-Kelly,1953), позволили твердо установить существование в природе самостоятельного минерального вида — бейделлита с отношением атомов Si : Al=3 : 2. Грин-Келли предложил разделить ряд монтмориллонитовых минералов на две области: область бейделлитов, или минералов, структурный заряд которых исходит главным образом из тетраэдрических сеток, и область собственно монтмориллонитов, или минералов, структурный заряд которых исходит главным образом из октаэдрических сеток. Линия раздела между этими областями, как это следует из указанного критерия Грин-Келли, должна проходить через минерал с отношением атомов Si : Al порядка 2 : 1 (Мак-Юан и др., 1965). Мак-Юан указывает, что новые рентгенографические анализы образца бейделлита из рудника Блек-Джек, Айдахо, выполненные Уиром (Weir, 1960; Weir, Greene-Kelly, 1962), не обнаружили в образце примесей и подтвердили реальность существования самостоятельного минерала бейделлита с отношением атомных количеств Si : Al, близком 3 : 2.

Законность подобного понимания бейделлита подчеркивалась и в нашей литературе Е. К. Лазаренко (1958), Б. Б. Звягиным и В. А. Франк-

Каменецким (1959), которые также считают, что термин бейделлит может применяться только к монтмориллонитам с избытком атомов Al, замещающих Si в тетраэдрах.

Диагностика бейделлитов в подлинном их понимании производилась нами на дифрактометре УРС-50 ИМ при насыщении образцов LiCl нагревом до 250° С с последующим насыщением глицерином, как рекомендовано Грин-Келли. После такой обработки рефлекс (001) у монтмориллонитов оказывается равным примерно 9,5 Å, а у бейделлитов соответственно 17,7 Å. При рекомендации данного метода Грин-Келли исходил из того, «что необратимое сжатие указывает на размещение отрицательного заряда в октаэдрической сетке и на наличие в ней вакантных положений. Этому условию удовлетворяет только один монтмориллонит» (Мак-Юан и др., 1965, стр. 228).

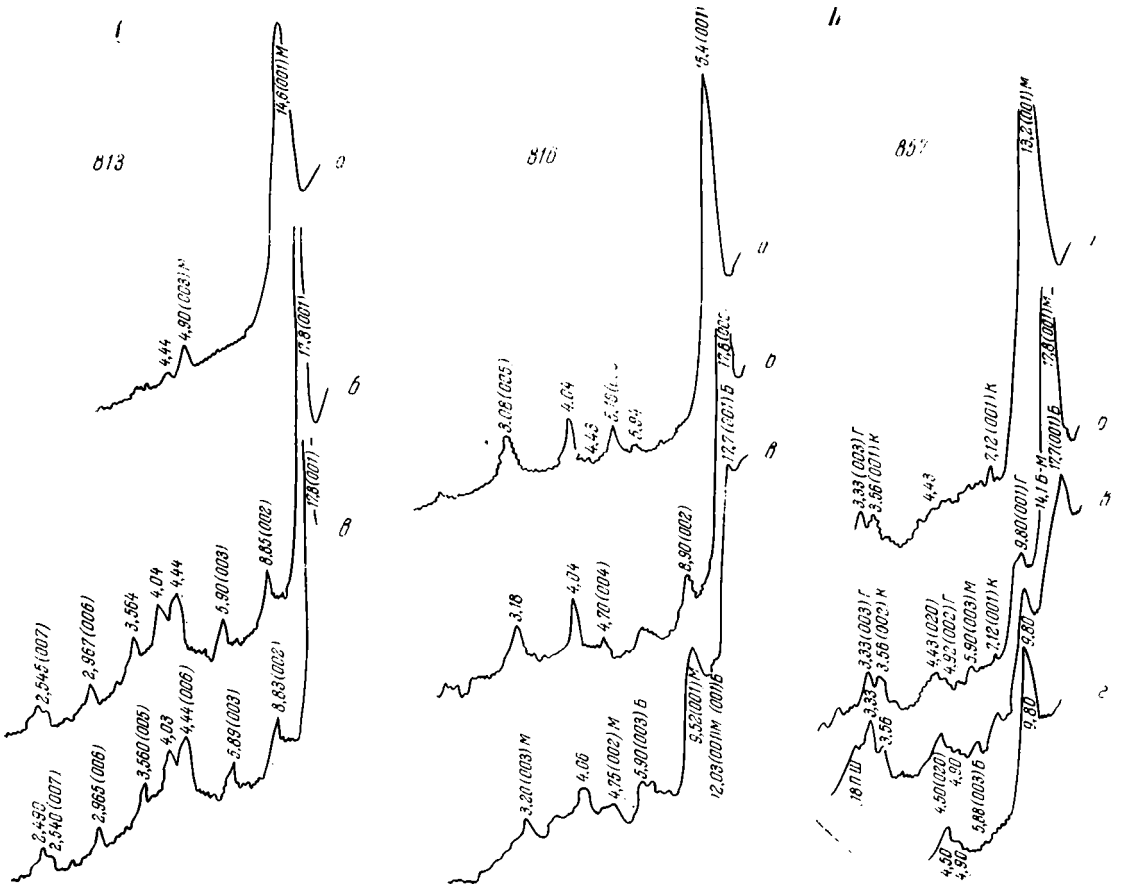
У исследованных нами бейделлитов из туфогенных пород миоцена Западной Камчатки на дифрактограммах воздушно-сухих образцов рефлекс (001) регистрируется при d=13,2—15,6 Å. После насыщения образцов глицерином он смещается в сторону меньших углов отражения и фиксируется при d =17,7—17,8 Å (фиг. 74, *I*), сохраняя свое значение и после соответствующей обработки LiCl. Базальные рефлексы высших порядков фиксируются при d (002) =8,83—8,90; d (003) =5,88—5,95; d (004) =4,43—4,45 и т. п. После нагрева до 580° С эти образцы обнаруживают рефлекс (001) с 9,7—9,8 Å, отличающий их от хлоритов.

Расчет структурной формулы бейделлита, минерала довольно редкого в чистом виде, для обр. 813, к сожалению, невозможен из-за примеси неразложенного вулканического стекла, попадающего во фракцию <0,001 *мм*, малой примеси гидрослюды и кристобалита.

Второй тип (обр. 816, 857) представлен светло-серой туфогенной алевритистой глиной. Глина очень плотная, с неровным и раковистым изломом, часто характерным для бентонитовых глин, и множеством мелких вкраплений биотита.

Под микроскопом туфогенная глина второго типа характеризуется, как и в первом, широким развитием аутигенного глинистого вещества, развивающегося за счет замещения основной массы стекла. В массе глинистого вещества более ясно выражена агрегатная поляризация и несколько слабее ячеистая пепловая микроструктура, проступающая лишь на отдельных участках. Наличие в породе заметного количества алевритового материала создает преобладающий алевропелитовый облик микроструктуры всей породы в целом. Вулканогенно-обломочный алевритовый материал представлен угловатыми и оскольчатыми зернами полевого шпата, кварца, удлиненными пластинками биотита. Отдельные зерна иногда превышают алевритовую размерность. Из диагенетических минералов видны лишь редкие сгустки карбонатов.

Глинистая фракция <0,001 *мм* второго типа отличается преобладанием бейделлита и появлением неупорядоченного смешанно-слойного минерала с чередованием бейделлитовых и монтмориллонитовых слоев *(Б-М)*, причем смешанно-слойный компонент присутствует в гораздо меньших количествах. В некоторых случаях между бейделлитом и смешанно-слойным минералом типа *(Б-М)* констатируются, по-видимому, промежуточные фазы в виде гидрослюды (около 15%) и каолиноподобного минерала (приблизительно 5%, обр. 857). Характерной чертой дифрактограмм глинистой фракции данного типа (см. фиг. 74, *II*) является не только сохранение интенсивного рефлекса (001) до и после обработки LiCl с d=17,7 Å, но появление на них серии нецелочисленных отражений более высоких порядков и дополнительного рефлекса в интервале 10,5—17 Å (в частности — 12,03 Å, обр. 816 и 14 Å, обр. 857), а также усиление диффузного рассеяния после соответствующей обработки их хлористым литием. Положение промежуточного рефлекса в этих структурах



Фиг. 74. Дифрактограммы фракции < 0,001 *мм* (первый и второй типы преобразования)

Римские цифры — типы преобразований. Арабские — номера образцов; *а* — природный препарат; *б* — насыщенный глицерином; *в* — обработанный хлористым литием; *г* — прокаленный при 550° С

меняется с изменением количественного соотношения структурных бейделлитовых и монтмориллонитовых пакетов. В тех образцах, где фиксируется гидрослюда по отражениям 9,8; 4,92 и др., последние не дают возможности установить ее полиморфную модификацию.

Признаки каолинитового минерала (обр. 857) обнаруживаются по пикам 7,12 и 3,56Å, исчезающим после прокаливания при 580°С.

Третий тип (обр. 812, 817, 818, 858, 860, 866, 867) литологически представлен преимущественно тонкими туфогенными глинистыми породами, которые макроскопически либо имеют вид плотных зеленоватых оскольчатых аргиллитов (обр. 860), либо разрыхлены в сыпучую щебнистую массу с кусочками коричневых аргиллитов (обр. 812), либо представлены светло-желтыми охристыми комковатыми глинами (обр. 867), пластичными в состоянии естественной влажности. Эти глинистые породы вмещают крупные карбонатные конкреции овальной или эллипсоидальной формы. Минимальные размеры конкреций 1,5—2 *м*.

Под микроскопом туфогенные глины данного типа преобразований имеют хорошо выраженное тонкочешуйчатое строение с участками ячеистой реликтовой пепловой структуры. Нередко наблюдается ориентированная раскристаллизация глинистого вещества с преимущественным одновременным погасанием всего поля зрения микроскопа или с разновременным погасанием по отдельным блокам. Из примесей встречаются обломки сфена, более мелкие угловатые зерна кварца, обломки кристаллов полевого шпата, преимущественно плагиоклазов.

Все образцы глин третьего типа содержат хорошо развитые аутигенные розетки гипса радиально-лучистого строения и вторичные прожилки халцедона.

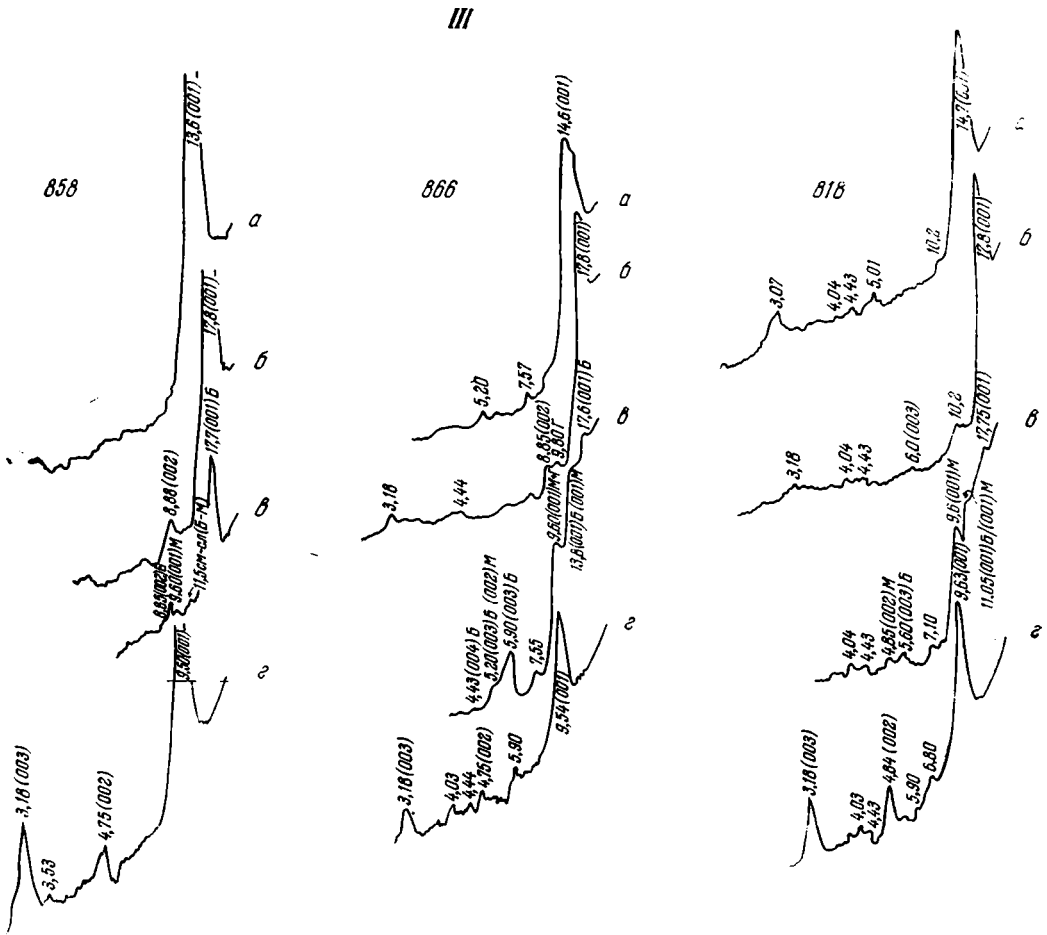
Гораздо реже третий тип минералогических преобразований пирокластического материала, выраженный специфическим комплексом глинистых минералов, развит в самых слабоизмененных кристаллических туфах с обилием полевых шпатов и биотита, но с теми же розетками гипса, который здесь вряд ли может быть вторичным.

Комплекс глинистых минералов тонкопелитовой фракции пород третьего типа преобразований отличается появлением монтмориллонита в качестве заметного компонента, занимающего по количеству промежуточное положение между бейделлитом, который резко преобладает, и смешанно-слойным компонентом, который количественно уступает монтмориллониту.

При диагностической структурной расшифровке дифрактограмм глинистой фракции пород данного типа преобразований мы учитывали резкое ослабление, а не полное исчезновение рефлекса 17,8 Å после обработки LiCl (указывающее на преобладание бейделлита), коррелирующееся с возрастанием интенсивности пика 9,6—9,8 Å, что свидетельствует о наличии монтмориллонитовой фазы в отсутствие гидрослюды (фиг. 75).

Смешанно-слойный компонент диагностируется здесь также по появлению промежуточных рефлексов 11,05; 12,03; 13,8 Å и нецелочисленной серии отражений более высоких порядков с учетом интенсивностей для приблизительной количественной оценки фазовых компонентов. В итоге подобной расшифровки дифрактограмм содержание бейделлита оценивается для этого типа весьма приблизительно в 70—80%, монтмориллонита в 10—20% и *см.-сл.* (*Б-М*) около 5—10% (см. табл. 21).

Четвертый тип (обр. 859, 865, 868) литологически представлен преимущественно туфами и туфопесчаниками, серыми во влажном состоянии и светло-серыми в воздушно-сухом. Туфопесчаники при высыхании изредка уплотняются в крупные куски, но чаще становятся сыпучими. Нередко они сильно карбонатные. Очень редко преобразования, близкие к этому типу диагенетических преобразований, наблюдаются в светло-шоколад-

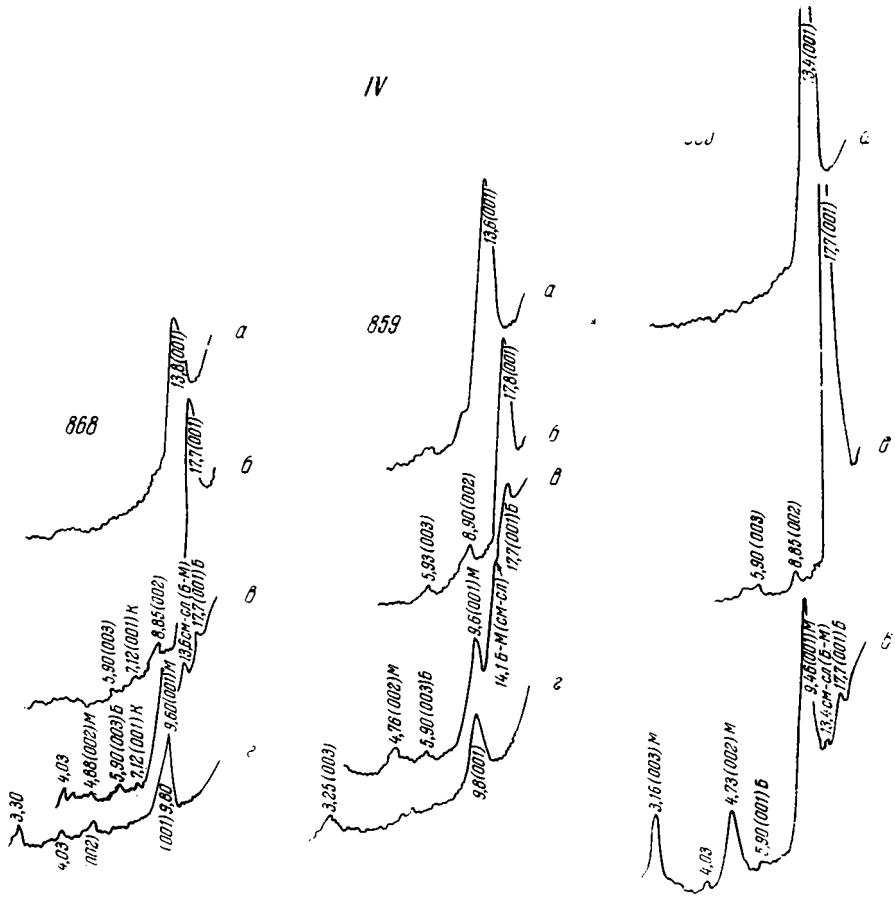


Фиг. 75. Дифрактограммы фракции <0,001 *мм* (третий тип преобразования). Условные обозначения, как на фиг. 74

ных плотных туфогенных аргиллитах с ярозитом (в кровле пачки переслаивания туфогенных пород — обр. 868).

Под микроскопом туфы или туфогенные песчаники сложены зернами кварца и полевых шпатов (плагиоклазов), а также угловатыми и неправильных очертаний обломками полевошпатовых пород. Обломочные зерна часто раздавлены, раздроблены, рассечены сетью трещин и переполнены мельчайшими пылеватыми минеральными включениями. Цемент представлен стекловатой массой, которая интенсивно замещена глинистыми минералами. При этом интересно, что одновременно интенсивному разложению подверглось не только вулканическое стекло, но и выделившийся ранее биотит, часто с полной утратой очертаний отдельных кристаллов (обр. 865). Аутигенные карбонаты в породах данного типа преобразований представлены преимущественно кальцитом. Они распределены весьма неравномерно, преобладают в одних прослоях (обр. 859) и отсутствуют в других (обр. 868). В туфах или туфопесчаниках зачастую распространены розетки гипса.

Дифрактограммы глинистой фракции пород четвертого типа имеют интенсивные пики (001) 13,4—13,8 Å воздушно-сухих препаратов, которые после насыщения глицерином сдвигаются к 17,7 Å, а после обработки



Фиг. 76. Дифрактограммы фракции <0,001 *мм* (четвертый тип преобразования). Условные обозначения, как на фиг. 74

LiCl резко уменьшают интенсивность до весьма малых размеров (фиг. 76). Рефлекс (001) 9,8 Å, наоборот, заметно усиливается после прокаливания при $t=580°$ С. Подобное поведение глинистых минералов при рентгенографических исследованиях пород четвертого типа преобразований может отражать приблизительное соотношение компонентов в глинистой фракции с преобладанием в ней монтмориллонита (от 40 до 80%), наличием бейделлита от 10 до 30% и *см.-сл.* (*Б-М*) ~ 5—10%.

Пятый тип преобразования (обр. 811, 814) пеплового материала представлен очень плотными глинизированными туфами, серыми во влажном состоянии и почти белыми в сухом виде (обр. 814). На шероховатом изломе глинизированного среднезернистого туфа заметны включения биотита и мелкие зерна пирита. Иногда близкий комплекс глинистых минералов характерен для очень крепких, слегка окремневших, шоколадных аргиллитов, содержащих ярозит и обладающих раковистым изломом (обр. 811).

Под микроскопом в туфовых породах данного типа преобразования различается небольшое количество обломочного пирокластического материала, который представлен зернами кварца и полевых шпатов (плагиоклазов), изъеденных и угловатых очертаний, часто с сетью трещин, а иногда сростками полевых шпатов со стеклом или отдельными обломками стекла. Довольно часты свежие выделения биотито-подобного зеле-

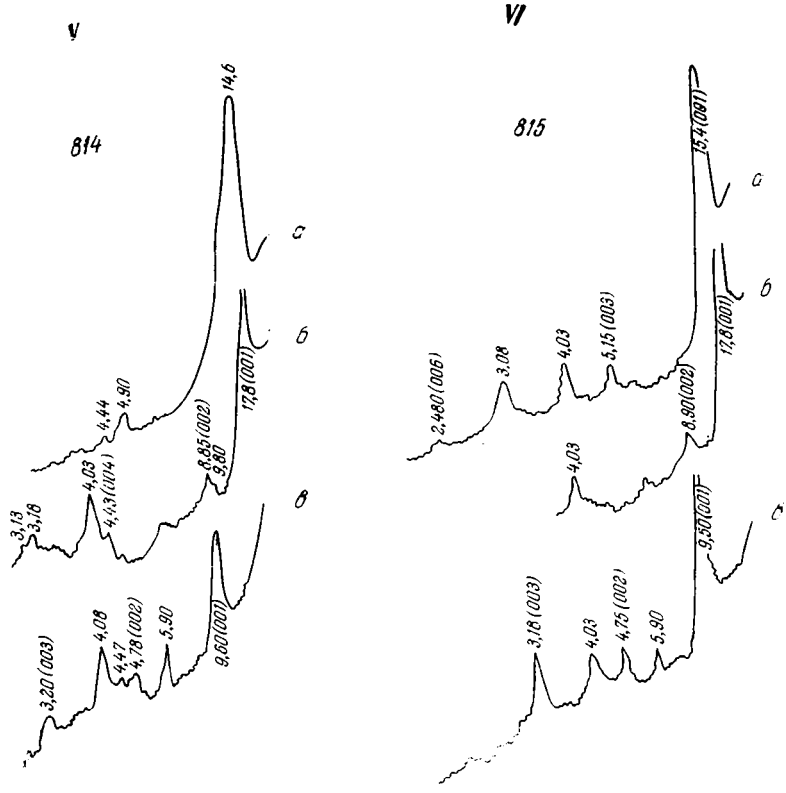
новато-бурого минерала либо в форме кристалликов призматической формы, либо в виде обломков гексагональных пластин. Размеры выделений этого минерала сильно варьируют. Основная масса стекла, количественно преобладающая в породе, в значительной степени замещена глинистыми минералами — монтмориллонитом и отчасти гидрослюдой в виде мелких удлиненных чешуек. Из диагенетических минералов довольно многочисленны зерна карбоната (иногда корродирующие обломки полевых шпатов и стекла) и скопления мелких зерен пирита.

Комплекс глинистых минералов данного типа преобразований отличается прежде всего полным исчезновением из него бейделлита и смешанно-слойных структур типа *(Б-М)*, господствующей ролью монтмориллонита и варьирующей примесью гидрослюды.

Дифрактограммы фракции<0,001 *мм* этого типа преобразований отличаются полным исчезновением рефлекса d (001) = 17,8 Å после обработки образца LiCl (фиг. 77, *V*) в результате необратимого сжатия и размещения отрицательного заряда в октаэдрической сетке, что соответствует монтмориллониту (Greene-Kelly, 1953). Наличие гидрослюды в данном случае, как обычно, определяется рефлексом (001) = 10,2Å, не меняющимся от обработок.

Шестой тип (обр. 815) представлен светло-серой туфогенной глиной, очень плотной и крепкой в сухом состоянии, с мельчайшими включениями биотита и пирита.

Под микроскопом туфогенная глина имеет ясно выраженную пепловую структуру. Стекловатая масса, замещенная монтмориллонитом,



Фиг. 77. Дифрактограммы фракции <0,001 *мм* (пятый и шестой типы преобразования). Условные обозначения, как на фиг. 74

включает редкие обломки кварца, полевых шпатов и кристаллы биотита. Из аутигенных минералов развиты сгустки карбонатов и пирита.

Глинистая фракция <0,001 *мм* шестого типа имеет мономинеральный состав и сложена исключительно монтмориллонитом. Интенсивный рефлекс d (001) = 17,8 Å, появляющийся на дифрактограмме после насыщения глицерином, полностью исчезает после соответствующей обработки LiCl по методу Грин-Келли (см. фиг. 77, *VI*). Признаки других слоистых силикатов не обнаружены.

ЗАВИСИМОСТЬ ТИПОВ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПЕПЛОВ И ТУФОВ ОТ ФАКТОРОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

После изложения фактического материала перейдем к анализу его в генетическом плане, т. е. к выяснению направленности и последовательности преобразования пеплового материала при постседиментационных процессах в морских пепловых осадках миоцена Западной Камчатки.

Связь типов преобразования с физико-химической средой диагенеза

При постседиментационных процессах формирования морских пепловых туфогенных отложений миоцена Западной Камчатки минералогический ряд преобразований стекловатой массы, как мы видели, начинается с образования наиболее глиноземистого минерала монтмориллонитовой группы — бейделлита, который является почти единственным компонентом в первом типе преобразования (см. табл. 21).

Во втором типе преобразования, наряду с преобладанием бейделлита, начинается аутигенная генерация смешанно-слойных структур с неупорядоченным переслаиванием пакетов бейделлита и монтмориллонита (*Б-М*), с преобладанием слоев первого типа (*Б*). Более точные соотношения пакетов в наших образцах установить пока невозможно. В несколько меньших количествах здесь же присутствуют гидрослюда и каолиноподобный минерал, с которых, по А. Л. Юревичу (Юревич, Соколова, 1965) начинается ряд преобразований верхнеплиоценовых пепловых туфов Юго-Западной Туркмении. Правда, в намеченном им ряду эти минералы присутствуют во всех типах изменения, лишь несколько уменьшаясь количественно, по мере нарастания интенсивности преобразования, но, как увидим ниже, обладают некоторой спецификой.

В миоцене Западной Камчатки роль гидрослюды и каолинитоподобного минерала очень невелика. Гидрослюда как малая примесь встречается в I, II и V типах, а каолинит лишь во II типе, и пока нет явных признаков их аутигенности, кроме некоторой аналогии с рядом А. Л. Юревича.

Третий тип знаменуется появлением монтмориллонита, занимающего количественно промежуточную роль между бейделлитом и смешанно-слойным компонентом типа (*Б-М*).

В четвертом типе преобразования монтмориллонит становится главным компонентом, оттесняя бейделлит и смешанно-слойный минерал соответственно на вторые и третьи места.

Пятый тип отличается полным исчезновением бейделлита и смешанно-слойного компонента типа (*Б-М*) и появлением наряду с монтмориллонитом аутигенной гидрослюды в заметно варьирующих количествах.

Наконец, в последнем, шестом, типе преобразований по стекловатому компоненту пепловых и туфовых пород развивается только монтмориллонит, без примесей иных глинистых минералов.

Третий и четвертый типы не имеют между собой принципиальных генетических различий и выделены только по принципу количественных соотношений минералов.

Для понимания причин возникновения подобного ряда последовательности преобразования вулканического стекла необходимо знать, в какой степени отдельные типы преобразований связаны со спецификой осадконакопления или общей эволюцией последнего.

Для миоцена Западной Камчатки весь ряд преобразований (за исключением четвертого типа) прослеживается по существу в одном обнажении, в прослоях, сменяющих друг друга по вертикальному разрезу. Общая мощность этих отложений около 4 *м*. Все преобразования совершаются в основном в довольно тонких пепловых и туфовых глинистых отложениях.

Специфические черты осадконакопления, присущие отдельным типам преобразования пепловых пород, видны из табл. 21. Микроскопическое изучение этих пород показало, что бейделлит формировался путем замещения тонких стекловатых частиц пеплового материала с превращением всей породы в туфогенную глину с реликтовой пепловой структурой. Полное отсутствие в пепловой глине карбонатов и гипса, а также наличие соединений железа указывают, что процесс происходил в условиях неподвижности катиона Mg^{2+}, закрепленного в силикатном остове стекловатой массы.

Условия формирования второго типа, в котором глинистая фракция отличается появлением смешанно-слойных минералов типа *(Б-М)*, примеси гидрослюды и каолинита, характеризуются появлением небольших количеств карбонатов (диагенетических сгустков кальцита).

Комплекс глинистых минералов третьего типа, характерный появлением генерации монтмориллонита как отдельной кристаллической фазы, формировался при обилии доломита как в крупных конкрециях, так и во вмещающих их глинистых породах и при появлении гипса, т. е. при господстве в иловых водах таких соединений, как HCO_3'', $Mg(OH)_2$, $CaCO_3$, а возможно, и SO_4''.

Физико-химические условия осадконакопления четвертого типа отличаются от третьего исчезновением доломита и обилием гипса при сохранении некоторого количества кальцита.

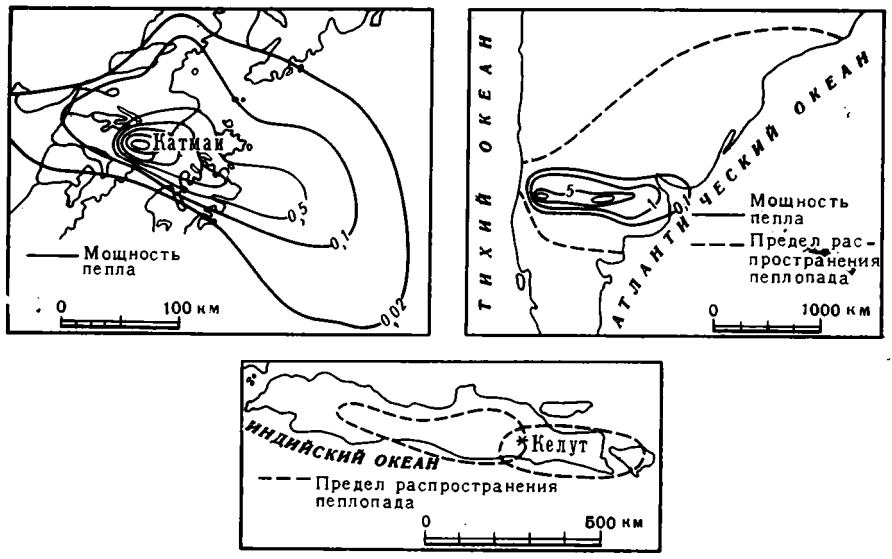
Наконец, в пятом и шестом типах преобразования в составе иловых вод произошло полное исчезновение гипса, снижение роли карбонатов (представленных только кальцитом) и появление хорошо сохранившегося свежего пирита, указывающего на восстановительные условия диагенеза.

Чтобы понять, как могла возникнуть установленная последовательность преобразования пеплового материала, необходимо хотя бы кратко проследить пути формирования тонких пепловых осадков от момента эрупции до осаждения в бассейне.

Нам представляется, что на этом пути наиболее важными факторами являются эоловая дифференциация пепловых частиц по гранулометрии и петрохимическому составу и адсорбция ими катионов и анионов в момент эрупции.

Значение дифференциации пеплов для направленности процессов преобразования

Еще по ранним работам вулканологов было известно, что ветровой разнос частиц из пепловой тучи сопровождается дифференциацией их по гранулометрическому и минеральному составу, а также характерной локализацией мощностей пепловых прослоев в пространстве. Так, например, по данным Григса (Griggs, 1922), Ларсона (Larsson, 1937) и Кеммерлинга (Kemmerling, 1921), было установлено, что пепловый материал эрупции вулканов Катмаи, Келута и Кинцапу распределяется в плане в форме языков различного размера и конфигурации (фиг. 78).



Фиг. 78. Распределение отложений пеплов современных вулканических извержений

а — вулкан Катмаи, Аляска (Griggs, 1922); *б* — вулкан Кинцапу, Чили (Larsson, 1937); *в* — Гюнунг Келут, Ява (Kemmerling, 1921)

Слаутер и Ирли (Slaughter, Earley, 1965), опираясь на исследования разноса пеплов, выполненные Бааком (Baak, 1949), Ларсоном (Larsson, 1937), Торарисоном (Thorarinsson, 1954) и Сегерстромом (Segerstrom, 1950), произвели математический расчет пунктов нахождения пепловых частиц при их заданном радиусе и времени от момента извержения тучи и пришли к следующим выводам.

1. Для любого интервала размеров частиц и отрезка времени всегда большее количество материала находится в центре тучи и уменьшается при удалении от нее.

2. Более крупный материал обычно концентрируется в центре тучи, более тонкий на значительном расстоянии от последнего. Однако бывают и отклонения. Так, исследования распределения пеплов вулкана Гекла по размерам частиц показали, что хотя медианный диаметр частиц постепенно понижается с расстоянием вдоль оси пеплового языка, все же имеется более значительный процент тонкого материала вблизи вулканического очага. Слаутер и Ирли (Slaughter, Earley, 1965) считают, что часть этого материала, вероятно, связана с подъемом вверх краев пепловой тучи. Изменения размеров частиц пепла при удалении от вулканического очага хорошо видны из несколько видоизмененной таблицы (табл. 22) гранулометрических анализов, выполненных Бааком (Baak, 1949), Мором и Бареном (Mohr, Van Baren, 1954) для пеплов вулкана Келут, Ява (цит. по Slaughter, Earley, 1965). Эта таблица и схематический график (фиг. 79) наглядно показывают, что главная масса крупных частиц пепла размером от 2 до 1 *мм* практически осаждается в радиусе 4 *км*, а частицы 1—0,5 *мм* — в пределах 9 *км*. Эти песчаные фракции имеют однотипные кривые распределения с постепенным убыванием от очага до 42 *км*. Фракции 0,5—0,2 и 0,2—0,1 *мм* дают резко выраженные максимумы на 9 *км*, а затем постепенно убывают, практически осаждаясь в основном на 92 *км*. Частицы 0,1—0,05 *мм* и 20—5 *мк* имеют три максимума распределения на 4, 36—42 и 92 *км*. Довольно равномерно распределяются тонкие фракции 5—2, 2—0,5 и 0,5 *мк* на всем пути пере-

Таблица 22

Изменение [гранулометрического] состава пелов (в вес. %) вулкана Келут (Ява) при удалении от очага (по данным Баака, Мора и Барена)

Размер частиц	Расстояние от вулканического очага, *км*						
	2	4	9	36	42	93	360
	К — 11	7042	7046	К — 14 и 7043, среднее	К — 15	8501	8271
2—1 *мм*	10,3	0,5	0,2	—	0,1	—	—
1—0,5 *мм*	11,3	3,0	1,3	0,05	0,2	—	—
0,5—0,2 *мм*	47,4	16,0	35,7	13,00	6,5	0,1	—
0,2—0,1 *мм*	8,4	11,8	25,4	11,5	9,1	1,5	0,6
0,1—0,05 *мм*	10,2	12,7	8,5	29,2	27,2	36,7	13,5
50—20 *мк*	3,9	12,4	15,3	23,7	23,8	32,3	80,7
20—5 *мк*	4,3	17,3	8,9	14,5	26,7	22,4	2,9
5—2 *мк*	1,8	3,2	3,0	3,1	3,8	4,0	1,1
2—0,5 *мк*	0,8	1,4	1,4	1,3	1,4	2,1	0,4
<0,5 *мк*	1,2	0,6	0,2	0,5	1,4	0,6	0,3

носа с небольшим повышением в интервале 42—92 *км*. Лишь для частиц 50—20 *мк* обнаруживается непрерывный рост их количества вплоть до 360 *км*.

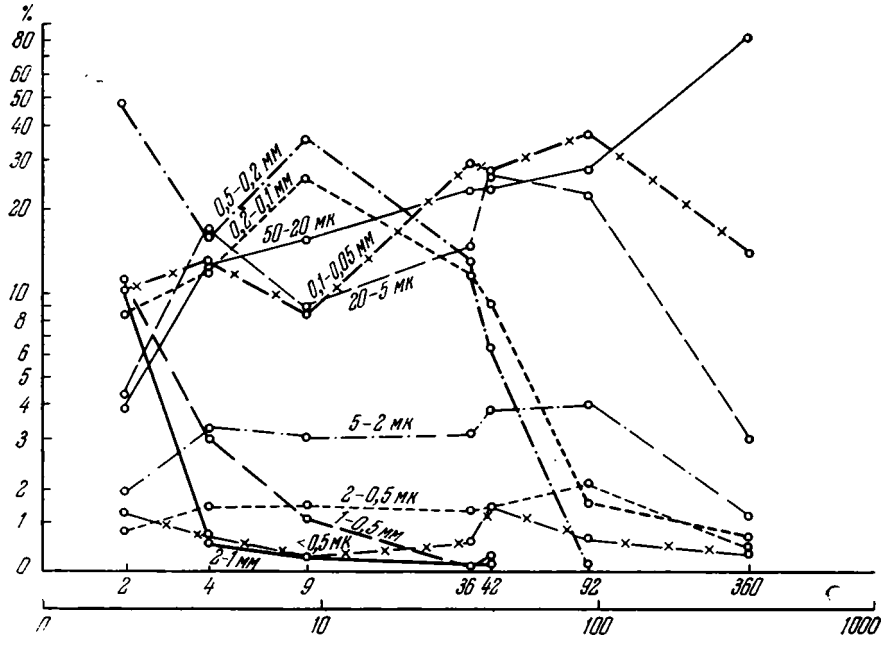
Из данной таблицы можно заключить, что главная масса пепла (распределяясь довольно сложно из-за турбулентного движения) садится в радиусе 92 *км* от очага. На более дальние расстояния в более или менее существенных количествах разносятся лишь частицы размером 0,1—0,05 *мм*, 20—5 *мк* и особенно 50—20 *мк*.

После этих по существу первоначальных работ накопились обширные многолетние комплексные данные Института вулканологии АН СССР по вулканизму Камчатки и Курильских о-вов при участии Б. И. Пийпа, С. И. Набоко, Е. Ф. Малеева, И. И. Гущенко и др. Эти данные позволяют значительно уточнить сведения о процессе формирования современных и четвертичных пепловых осадков (в том числе о изменении их мощностей, гранулометрии, химического и минерального состава и т. п.).

В частности, И. И. Гущенко (1965) указывает, что факторами, от которых зависят колебания размеров частиц пеплов, являются: тип извержения вулкана, высота выброса пепла (т. е. относительная сила извержения), близость осевой части пеплопада к месту пепловых сборов, траектория движения пеплового облака и скорость движения пепловой тучи (зависящая от скорости ветра).

Эоловая дифференциация, по И. И. Гущенко, одновременно с перераспределением гранулометрии пеплов, производит и перераспределение в них минеральных компонентов: стекол, плагиоклазов, темноцветных и рудных минералов. В качестве примера автор указывает на современное извержение вулкана Безымянного с двумя сериями образцов, отобранными 25.X 1955 и 30.III 1956 г. в радиусе разноса 16—42,5 *км* от очага. Здесь, по мере удаления от вулкана, в пепле увеличивалось содержание щелочей, титана, незначительно — кальция. Одновременно уменьшался процент MgO, SiO_2, MnO, а содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 распределялись в зависимости от стадии извержения.

В начальные стадии (25.X 1955 г.) наблюдалось увеличение содержания алюминия, уменьшение процента железа, а в кульминационной, конечной стадии наблюдалась обратная картина: уменьшение содержания Al_2O_3 и увеличение Fe_2O_3.



Фиг. 79. График изменения гранулометрического состава пеплов вулкана Келут (Ява) при удалении от очага (Mohr and Van Baren, 1954)

Логарифмическая шкала. По горизонтали дано расстояние (*км*), по вертикали — фракции (вес.%)

В итоге автор подчеркивает, что при слабых вулканских и вулканско-стромболианских типах извержения по мере удаления пеплового материала от вулканического очага возрастает количество SiO_2 и K_2O.

При сильных извержениях вулканско-плинианского типа в периферийных зонах пеплопадов содержание SiO_2 уменьшается, а MgO, K_2O, TiO_2, CaO и Al_2O_3 увеличивается.

При анализе изменений концентраций силикато- и рудообразующих элементов Mg, Fe, Ti, Mn, V от дальности транспортировки пепла эруптивным облаком в радиусе до 100 *км* И. И. Гущенко (1965, стр. 99) установил, что «максимальное содержание указанных элементов в плагиоклазах и стекле наблюдается в материале, отнесенном пепловым облаком на максимальное расстояние. Особенно заметен рост Mg^{2+}. Его содержание увеличивается в 12—30 раз. На расстоянии 85 *км* от вулкана в плагиоклазах увеличивается содержание Mn и Fe соответственно в 10,9 и 15 раз». В тех же пределах наблюдается увеличение содержания элементов и в вулканическом стекле пеплов.

Подобная дифференциация либо при ветровом транспорте, либо при вариации типов эксплозии может разнообразить соотношение минералообразующих компонентов в различных прослоях пеплов даже в пределах одного разреза.

Адсорбционная форма переноса элементов пеплами и ее возможное влияние на ход преобразований

В числе причин различий состава пеплового материала И. И. Гущенко (1965) указывает адсорбцию катионов металлов и анионов частицами пепла в момент эксплозии. При этом сила адсорбции зависит опять-таки в значительной степени от интенсивности, т. е. типа извержения и

гранулометрического состава пеплов, в частности, от удельной поверхности пепловых частиц. По анализам водных экстрактов из фракций пеплов различного гранулометрического и минерального состава И. И. Гущенко установил, что в пеплах основного состава в более грубозернистых разностях зафиксированы максимальные количества SO^{2-}_4, а в более мелкозернистом пепловом материале несколько повышается содержание Cl^- и HCO^-_3. В пеплах среднего состава (вулкана Безымянного) максимальные количества SO^{2-}_4, HCO^-_3 отмечались в образцах пеплов, имеющих более мелкозернистые пепловые частицы, а максимальные количества Cl^- — в грубозернистом материале.

Кроме того, имеет место избирательная сорбция в зависимости от минерального состава. В пеплах основного состава (извержение Ключевского вулкана, 1962 г.) на мало окисленных стеклах и темноцветных и рудных минералах сорбируются предпочтительно SO_4^{2-}, HCO_3^-, K^+, Na^+, Mg^{2+}. На поверхности плагиоклаза и стекла, содержащего сильно окисленное железо, предпочтительно сорбируются Cl^-, Ca^{2+}, P^{5+} и Mn^{2+}. В целом анионная часть водных экстрактов, по И. И. Гущенко, считается сорбированной. По катионам такой вывод автор считает пока преждевременным в силу зависимости их извлечения от pH экстрактов и ряда других факторов (Гущенко, 1965).

Остается неясным, как могут растворимые элементы, адсорбированные на частицах пепла, влиять на среду диагенеза или направленность минералогических преобразований, если они легко могут быть десорбированы и разбавлены водами бассейна седиментации или смыты дождями еще на пути переноса.

Опираясь на работу И. И. Гущенко (1965), можно представить это следующим образом. Анионы HCO_3^- и отчасти SO_4^{2-}, а также катионы Mg^{2+}, Ca^{2+}, K^+, Na^+, Al^{3+}, Mn, Fe и др. либо сорбируют частицы пепла из газовой фазы в момент эрупции, либо непосредственно на поверхности пирокластов, а затем удерживаются пленкой кремнекислоты (толщиною 10 — 60A°), образующейся мгновенно на частицах пепла (Гущенко, 1965; Гребенщиков, 1937), либо более прочно сорбируются самой кремневой пленкой, что обеспечивает им достижение зоны диагенеза.

Затем можно полагать, что в обстановке диагенеза после растворения защитной пленки происходит десорбция анионной и катионной части в иловые воды и появление этих элементов в среде диагенеза в растворенном виде.

Нам представляется, что именно такой механизм перемещения элементов от вулканического очага в бассейн седиментации мог в какой-то степени не только влиять на последовательность преобразования пеплового материала, физико-химическую среду диагенеза, но частично и участвовать в создании рудных концентраций, в том числе Mn, P, а возможно и Al. Подобный механизм переноса элементов из эксгаляций к среде диагенеза, а также дифференциация пеплов при ветровом транспорте, могли оказать влияние и при формировании изученных нами мощных пепловых и туфовых отложений миоцена Западной Камчатки.

Эти отложения не обнаруживают следов механической переработки в морском бассейне. На это указывает свежесть всех пирокластов, в том числе полевых шпатов, большинства пластинок биотита, рогульчатых обломков стекла и т. п. Они совершенно лишены слоистости, причем удлиненные пластинки биотита и плагиоклазов располагаются беспорядочно. Все это говорит о том, что пеплы в ходе эолового транспорта, дифференцируясь по гранулометрическому и петрохимическому составу, оседали из воздуха в морской бассейн со спокойными условиями седиментации, возможно, в полосе шельфа, ниже зоны взмучивания.

В разрезе пепловых туфогенных отложений нет каких-либо признаков резкого изменения этого участка моря относительно береговой линии

или смены фациальных обстановок. Следовательно, в ходе седиментации не могло существенно меняться и расстояние бассейна от вулканических очагов. Пока трудно определить, на каком удалении от вулканического очага находился изученный нами участок миоценового бассейна, однако об этом можно высказать некоторые предположения.

Вероятным источником для миоценовых пеплов района рек Гакх и Аманиной могли быть вулканические очаги, которые в предмиоценовое время располагались к северу от нашего региона, у пос. Палана, или в соседних районах или непосредственно к востоку, возможно, в районе Срединного хребта. В обоих случаях дифференциация пеплов могла осуществляться на расстоянии примерно 150 — 200 *км*. На таком расстоянии гидротермы не могли оказывать существенное влияние на морскую седиментацию, и, следовательно, все глинообразование в нашем случае происходило за счет структурной перестройки и преобразования стекловатой массы под воздействием среды морского диагенеза.

На первом этапе преобразования частицы стекла тончайших пеплов, вероятно, уже были относительно обогащены алюминием, как это и устанавливается вулканологами в самых тонких и удаленных от очага пеплах сильных извержений или на первом этапе слабых эрупций (Гущенко, 1965). Изменение таких пеплов происходило в бескарбонатной среде диагенеза при полном отсутствии анионов HCO_3^-, растворимых форм Mg^{2+} и Si^{4+} и других катионов, которые в основном были связаны в силикатном каркасе стекла. В этих условиях замещения кремния на алюминий могли происходить только в тетраэдрах с образованием бейделлита. Напомним, что кристаллическая структура бейделлита (с которого начинается ряд преобразований миоценовых пеплов) отличается, как мы указывали ранее, от обычных диоктаэдрических монтмориллонитов замещением атомов кремния Si^{4+} на атомы Al^{3+} в тетраэдрических слоях и образованием отрицательного структурного заряда в основном за счет замещения такого типа (Creene-Kelly, 1953). Отсюда следует, что главные черты структурных минералогических преобразований в нашем ряду, видимо, определяются кристаллохимическими возможностями замещения атомов Si^{4+} на атомы Al^{3+} в тетраэдрических или октаэдрических позициях. Преобразование стекла в бейделлит происходило путем частичного, а не полного замещения даже тонких его частиц. Об этом свидетельствует наличие большого количества неразложенного стекла во фракции <0,001 *мм* и довольно высокое содержание SiO_2 (до 65%) при малых количествах аморфного кремнезема и кварца, но при повышенном содержании кристаллизационной воды (табл. 23).

Во втором и особенно в третьем и четвертом типах преобразования в морских толщах пепловых осадков миоцена, как мы уже указывали, возникает обилие карбонатов — кальцита и доломита, т. е. подвижных форм Mg^{2+} и Ca^{2+}.

При возрастании в бассейне роли карбонатов, способствующих повышению pH и активизации кристаллохимической роли двухвалентных катионов Mg^{2+} и Fe^{2+}, прекращается замещение атомами Al^{3+} атомов Si^{4+} в тетраэдрах (т. е. бейделлитизация), что приводит к построению решетки монтмориллонита, а если атомов Si^{4+} в растворе еще мало, то лишь к образованию монтмориллонитовых пакетов в смешанно-слойных минералах типа (*Б-М*) или (*М-Б*).

Магний, даже не принимая непосредственного участия в построении кристаллической решетки монтмориллонита, играет косвенно важную роль в его образовании. Так, Хавкинс и Рой (Hawkins, Roy, 1963), основываясь на экспериментальных данных Илера (Iler, 1955) и Грюнера (Grüner, 1944), полагают, что магний имеет значительное сродство с растворенным кремнеземом. Кроме того, соли магния, по их мнению.

Таблица 23

Химический состав фракции <0,001 *мм* пепловых глин миоцена Западной Камчатки

Компоненты	Типы изменения пирокластов					
	I	II	III	IV	V	VI
	813	816	867	864а	814	815
SiO_2	52,68	62,59	51,92	61,10	64,34	55,97
TiO_2	0,32	0,29	0,38	0,69	0,28	0,39
Al_2O_3	14,06	12,38	17,04	10,97	12,29	11,66
Fe_2O_3	2,24	2,56	3,61	1,43	1,22	1,57
FeO	0,28	0,31	0,38	0,50	0,18	0,20
MnO	0,03	0,02	0,06	0,01	0,01	0,02
CaO	3,24	2,42	1,18	3,63	2,12	4,84
MgO	4,02	4,38	4,59	2,12	3,84	4,75
Na_2O	0,42	0,54	0,32	1,04	0,41	0,68
K_2O	0,40	0,29	1,32	1,58	0,29	0,36
P_2O_5	0,09	0,06	0,08	Нет	Нет	1,03
H_2O-	9,82	8,12	12,54	4,70	8,54	5,56
H_2O+	9,61	4,94	6,91	7,96	5,76	11,35
CO_2	0,01	0,86	Нет	0,11	Нет	0,90
C	1,78	0,30	0,35	2,99	0,17	0,38
S	—	—	—	—	—	0,65
Сумма	99,00	100,06	100,68	98,83	99,45	100,31
O + N	0,69	0,22	—	1,24	0,12	—
Сумма	99,69	100,28		100,07	99,57	

имеют свойство усиливать растворение кремнезема из силикатов в морской воде. Таким образом, параллельно с увеличением карбонатов и активизацией в иловых водах двухвалентных катионов происходило последовательное аутигенное преобразование пепловых пород с образованием ряда глинистых минералов, характеризующихся убыванием атомов Al^{3+} в возникающих структурных постройках и усилением роли Si^{4+}. Эта последовательность преобразования, как увидим ниже, хорошо согласуется с этапами изменения верхнеплиоценовых пеплов Юго-Западной Туркмении, выделенными А. Л. Юревичем (1965), несмотря на некоторые различия в геологической ситуации.

Время и стадия преобразования пеплов

Весьма интересен вопрос, к какой стадии формирования туфогенных глин относятся установленные нами минералогические преобразования. Для решения этого вопроса мы исследовали глинистые минералы нерастворимого остатка доломитовых конкреций (обр. 818) и вмещающих их туфогенных глин (обр. 812, 817), которые оказались совершенно идентичными как по набору, так и по количественным соотношениям.

Обычно в конкрециях карбонатов глинообразование должно консервироваться и как бы прекращаться, но продолжаться во вмещающих осадках. В изученном нами разрезе миоцена Западной Камчатки по идентичности комплексов глинистых минералов конкреций и вмещающих глин можно заключить, что в последних преобразования слоистых силикатов после окончания формирования конкреций не приобрели никаких дополнительных черт, а следовательно, весь ряд преобразований

мы вправе отнести к стадии диагенеза. Этот вывод подкрепляется также и другими аргументами — запечатанностью прослоев туфогенных глин среди толщи плотных аргиллитов, малой проницаемостью самих пород с сохранностью таких легко растворимых минералов, как гипс и пирит, отсутствием в разрезе прослоев песчаных пород, малой примесью в породах песчано-алевритовой фракции, ее свежестью, слабостью вторичных процессов и т. п. Таким образом, миоцен Западной Камчатки является примером преобразования пеплов в обстановке диагенеза морских осадков как бы в ходе геологической истории развития бассейна на протяжении ограниченного отрезка геологического времени.

Сопоставление последовательности преобразования миоценовых пеплов Камчатки и верхнеплиоценовых пеплов Туркмении

В отечественной и иностранной литературе подобные ряды последовательности минералогических преобразований пеплов в слоистые силикаты, насколько нам известно, пока не были описаны, за исключением статьи А. Л. Юревича и А. Л. Соколовой (1965). Это объясняется тем, что при ранних работах не было методических возможностей точной рентгенографии, а при последующих объектом исследования являлись лишь конечные продукты преобразования — бентонитовые глины, но не родоначальные пепловые и туфовые породы, из которых они образовались. Поэтому в настоящее время мы имеем возможность сопоставить установленный нами ряд преобразования пеплов и туфов миоцена Западной Камчатки только с данными А. Л. Юревича и А. Л. Соколовой по преобразованию верхнеплиоценовых пеплов Юго-Западной Туркмении.

Как уже отмечено, ряд преобразований для миоцена Западной Камчатки имеет сходство с рядом, установленным А. Л. Юревичем для верхнего плиоцена Юго-Западной Туркмении, несмотря на различия геологической ситуации этих районов.

Дело в том, что выявленный нами ряд преобразований прослеживается в вертикальном разрезе, где различные прослои пепловых туфовых пород происходили хотя и из одного вулканического очага, но, вероятно, из разных его извержений, которые должны были иметь, как было показано И. И. Гущенко (1965), заметные различия в петрохимии пирокластов и составе адсорбированных элементов.

Преобразования пеплов, установленные А. Л. Юревичем, происходили в тончайших прослоях верхнеплиоценовых пеплов (максимальная мощность до 20 *см*), находящихся на различном удалении от вероятного вулканического очага, но в однообразных терригенно-карбонатных условиях осадконакопления.

Пепловые туфы, изученные А. Л. Юревичем, залегают в основании разреза акчагыльских отложений антиклинальных поднятий п-ова Челекен, Монжуклы Боя-Дага и Сыртланли. Мощность прослоев пепловых туфов достигает 15—20 *см*, но убывает в северном и восточном направлениях. Ряд преобразований пепловых туфов Юго-Западной Туркмении при постседиментационных процессах в морских условиях, установленный А. Л. Юревичем и А. Л. Соколовой (1965), несмотря на различия в осадконакоплении, имеет некоторые общие черты с рядом преобразований пеплов и туфов Западной Камчатки (табл. 24) как по общей направленности минералообразования (с переходом от более глиноземистых минералов к минералам, образующимся при возрастающей роли атомов Mg^{2+} и Si^{4+}), так и по сходству или общности отдельных этапов.

Как видно из таблицы, верхнеплиоценовый ряд начинается с генерации наиболее глиноземистых минералов: каолинитоподобного ком-

Таблица 24

Сопоставление рядов последовательности преобразования пеплового материала в глинистые минералы

		I	II		III	IV	V	VI
Миоцен Западной Камчатки, по М. А. Ратееву		813 *Б* > *Гсл*	816 *Б* > *См.-сл.* (*Б-М*) 857 *Б* > *Гсл* > > *К* > *См.-сл.* (*Б-М*)		858, 860, 812, 817, 818, 866, 867 *Б* > *М* > *См.-сл.* (*Б-М*)	859, 865, *М* > *Б* > > *См.-сл.* (*Б-М*) 868 *М* > *См.-сл.* (*Б-М*) > *Б*	814 *М* > *Гсл* 811 *Гсл* > *М*	815 *М* ~ 100%
	I	II	II	IV				
Верхний плиоцен Юго-Западной Туркмении, по А. Л. Юревичу	*Гсл* > *К* > >Аллофановые > гидроокислы Al	*Б* > *Гсл* > *К*	*См.-сл.* (*Б-М*) > > *Гсл* > *К* > *См.-сл.* (*М-Х*)	*См.-сл.* (*М-Б*) > > *Гсл* > *К* > *См.-сл.*(*М-Х*)				

Примечание. *Б* — бейделлит; *К* — каолинит; *М* — монтмориллонит; *См.-сл.* (*Б-М*) — смешанно-слойный минерал с неупорядоченным чередованием бейделлитовых и монтмориллонитовых пакетов и преобладанием первых; *См.-сл.* (*М-Б*) — смешанно-слойный минерал с преобладанием монтмориллонитовых пакетов над бейделлитовыми; *См.-сл.* (*М-Х*) — смешанно-слойный минерал с неупорядоченным чередованием пакетов монтмориллонита и неразбухающего хлорита; *Гсл* — гидрослюда.

понента, аллофана, возможно, гидроокислов алюминия и 10Å-минерала — малощелочной гидрослюды. Аналогичного типа преобразований в нашем ряду пока не обнаружено. Зато три последующих типа изменений верхнеплиоценовых пеплов имеют определенное сходство с четырьмя типами (I—IV) миоценового ряда Западной Камчатки в части преобразования бейделлитовых минералов. Если отвлечься от постоянных компонентов в ряду, установленном А. Л. Юревичем (10 и 7Å-минералов и смешанно-слойного минерала типа монтмориллонит — разбухающий хлорит), которые в нашем ряду отсутствуют, то четко обнаружится сходная последовательность преобразования бейделлитового компонента. В ряду, изученном А. Л. Юревичем, во втором типе преобразований преобладает бейделлит, в третьем он сменяется смешанно-слойным минералом типа бейделлит-монтмориллонит (*Б-М*), наконец, в четвертом типе формируется смешанно-слойный компонент с преобладанием монтмориллонитовых пакетов над бейделлитовыми (*М-Б*), но процесс преобразования не доходит до генерации монтмориллонита как отдельной и конечной фазы.

В миоценовом ряду Западной Камчатки в первом типе господствует по существу один бейделлит, во втором к нему прибавляется смешанно-слойный минерал типа бейделлит-монтмориллонита (*Б-М*), в третьем и четвертом типах к двум последним добавляется отдельная кристаллическая фаза монтмориллонита. Наконец, заключительные, пятый и и шестой типы преобразований, характеризуются исчезновением цепи бейделлитовых пакетов, участвовавших в образовании смешанно-слойных минералов, и полным преобладанием аутигенного монтмориллонита как конечного и наиболее обычного продукта преобразования вулканических стекол. Более наглядно это видно из следующей цепи преобразований:

Миоцен Западной Камчатки, по М. А. Ратееву	*Б → Б; См.— сл. (Б-М) → Б; М; См.-сл. (Б-М) → М;*
Верхний плиоцен Юго-Западной Туркмении, по А. Л. Юревичу	*Б → См.-сл. (Б-М) → См.-сл. (Б-М).*

Таким образом, эти ряды в части бейделлитовых компонентов как бы дополняют или надстраивают друг друга. Поскольку А. Л. Юревич не находит существенных различий в условиях осадконакопления, в которых происходило преобразование тонких пепловых прослоев, то он справедливо ставит различия химического состава пеплов и продуктов их преобразования непосредственно в зависимость от удаленности от вулканического очага. Так, он пишет: «В процессе эоловой дифференциации в верхнеплиоценовое время, вероятно, происходило обогащение пеплового материала вулканическим стеклом, с которым, по-видимому, был связан магний, и обеднение полевыми шпатами, несшими основную часть щелочей. В результате этого в пунктах, более удаленных от вулканических очагов, осаждавшийся пепловый материал содержал большее количество магния и меньшее щелочей» (Юревич, 1965, стр. 42—43).

Некоторые химико-минералогические процессы при разложении вулканического стекла

Слаутер и Ирли (Slaughter, Earley, 1965) полагают, что процесс изменения вулканического стекла включает перестройку компонентов в результате гидролиза. По их мнению, реакция может быть изображена в таком виде: стекло + H_2O → монтмориллонит + цеолит + SiO_2 + + металлические ионы в растворе.

На примере образования бентонитов Вайоминга упомянутые авторы выделили ряд стадий разложения латитового стекла, эквивалентного по составу монцониту, причем, по их мнению, продуктами преобразования этого стекла являются лишь монтмориллонит, цеолит, каолинит и кремнезем, возможно, хлорит. Слаутер и Ирли разделили процесс преобразования на последовательные стадии и наметили некоторую последовательность реакций:

1) экстракция катионов;
2) частичное растворение алюмосиликатного каркаса;
3) перестройка остаточного материала к монтмориллониту и в некоторых случаях к каолиниту;
4) осаждение цеолита или каолинита из раствора, а в некоторых случаях и образование небольшого количества монтмориллонита;
5) удаление или осаждение кремнезема.

В критическую стадию в результате катионного обмена структура стекла разрушается. Это может наиболее легко осуществляться посредством гидратации катионов и водородно-катионного обмена. Скорость, с которой этот обмен происходит, будет определяться общей скоростью реакции. Стекло само по себе не может рассматриваться как бесструктурная масса. Атомы Si^{4+} в тетраэдрах должны быть окружены кислородом, а атомы Al в тетраэдрах и октаэдрах окружены атомами кислорода. Ионы Mg^{2+} должны находиться в шестерной координации, а другие крупные катионы — иметь более высокое координационное число. Двухвалентные катионы, в частности Mg^{2+}, сильно скреплены с их координационными кислородами ввиду небольшого заряда и малого расстояния Mg — O. Одновалентные катионы легко замещаются водородом. Реакция разложения вулканического стекла, по Слаутеру и Ирли, скорее может быть изображена как кислотно-основная реакция, нежели точная реакция гидролиза. Концентрация водородных ионов в этой реакции очень важна потому, что она определяет степень удаления двухвалентных катионов, необходимых для образования монтмориллонита. Одновалентные ионы являются столь слабыми кислотами, что мало влияют на изменение pH. Двухвалентные катионы в растворе такие, как Mg^{2+}, являются более сильными кислотами и более жестко связаны с каркасом стекла. Следовательно, pH системы имеет относительно большее влияние на удаление этих ионов. Если pH системы низкий, реакция будет идти вправо, т. е. в направлении потери двухвалентных катионов, в частности Mg^{2+}. Если pH высокий, сдвиг реакции вправо будет ограничен. Если pH высокий, а Mg^{2+} поступает из других источников, например из морской воды, это может привести к поглощению Mg^{2+} стеклом, поскольку одновалентные ионы уже потеряны (Keller, 1959; Ross, Hendricks, 1945). Поэтому низкомагнезиальные системы, такие, как риолитовые стекла, должны преобразовываться в монтмориллонит в относительно щелочной системе.

Слаутер и Ирли считают, что механизм образования монтмориллонита и цеолитов различен. При образовании цеолитов в связи с замещением достаточного числа катионов значительная часть алюмосиликатного каркаса должна переходить в раствор, как об этом свидетельствует осаждение цеолитов и заполнение ими пустот в породе. Авторы указывают, что этот механизм закрытых реакций иной, чем осаждение из растворов вблизи поверхности зерен стекла. В последнем случае изменение будет происходить с внешней стороны зерен стекла по направлению к центру, т. е. от поверхности трещин внутрь зерна.

Таким образом, данные Слаутера и Ирли (Slaughter, Earley, 1965) подтверждают наш вывод о том, что монтмориллонит в обстановке морского диагенеза является в основном продуктом перестройки сильно гидратированного силикатного каркаса на поверхности обломков стекла и

замещает последние в их пределах, образуя агрегаты мельчайших тонкочешуйчатых частиц. Цеолитовые минералы могут и непосредственно осаждаться из растворов, что доказывается более значительными размерами их кристаллов.

При изучении очень интересных данных Слаутера и Ирли по формированию бентонитов Вайоминга возникает вопрос, почему в их бентонитах вулканические стекла монцонитового состава переходят сразу в монтмориллонит без всяких промежуточных этапов, представленных слоистыми силикатами. Можно предположить, что либо условия образования бентонитов Вайоминга были слишком оптимальны (в отношении содержания в иловых водах Mg^{2+} и Si^{4+}) для возникновения монтмориллонита, либо авторы не производили специальных поисков промежуточных разностей преобразования пеплов, как это было сделано нами и А. Л. Юревичем.

Глава II

ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПЕПЛОВ И ТУФОВ ПОД ВЛИЯНИЕМ ГИДРОТЕРМ

В данном разделе мы рассмотрим не изменения боковых пород в гидротермальных жилах, а глинообразование, связанное с воздействием на пеплы и туфы гидротермальных растворов фумарольного и мафеттового типа. Минералообразование такого типа изучено слабо, несмотря на его весьма существенное значение при вулканогенном породо- и рудообразовании.

Минералогические преобразования вулканогенных пород и слагающих их пирокластов в условиях гидротермального процесса изучались нами на месторождениях бентонитовых глин: Асканском, Груз. ССР и частично Саригюх, Арм. ССР.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Геология Асканского месторождения бентонитовых глин и признаки их гидротермального генезиса

В генетическом отношении Асканское месторождение бентонитовых глин в свое время относилось Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым (1950), а также М. Л. Роква (1958) к древней региональной коре выветривания. Однако работы грузинских геологов Г. С. Дзоценидзе (1948), А. А. Твалчрелидзе, Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе (1959), а также Г. А. Мачабели (1965) теперь не оставляют сомнения в его гидротермальном происхождении. В этом мы убедились и при личном осмотре месторождения в 1964 г.

Геологическое строение Асканского месторождения бентонитовых глин, по данным М. Л. Роква (1958, стр. 6—7), характеризуется следующими чертами: в районе месторождения «широко распространены породы вулканогенной серии среднего и верхнего эоцена. Литологически они представлены андезитами, андезито-базальтами, андезито-трахитами, трахитами и их туфами, туфобрекчиями и туфо-конгломератами. В окрестностях главного Цихисубанского карьера андезито-трахиты и их туфы слагают антиклинальную складку, осложненную в северо-восточной

части тектоническим нарушением сбросового характера. Над андезито-трахитовыми туфами залегают известные цихисубанские бентониты. Вмещающие породы в северной части месторождения представлены туфоконгломератами, в южной — трахитами. Залежи бентонитов имеют удлиненную форму, вытянутую с юго-запада на северо-восток, ширина ее от 50 до 150 *м*, мощность от нескольких метров до 200 *м*. В восточном направлении мощность залежи постепенно уменьшается, и из-под бентонитовых глин на дневную поверхность выступают материнские туфы. В юго-западном направлении андезито-трахитовые туфы погружаются под покрывающую вулканогенную толщу».

По новейшим данным, бентониты Асканы имеют ряд признаков, указывающих на воздействие гидротерм при формировании месторождения. Асканские бентониты в большинстве случаев сохраняют пемзовую структуру, что указывает на их образование по пемзовидным андезито-трахитовым туфам, имевшим первоначально большую пористость и проницаемость. Эта первоначальная, весьма пористая залежь пемзового материала в лежачем и висячем боку (по сбросу) подвергалась интенсивному воздействию гидротермальных растворов с типичной глинизацией пород и другими вторичными процессами, пиритизацией, цеолитизацией, «серицитизацией», хлоритизацией и окварцеванием. При этом глины вблизи лежачего бока у контакта с сильно измененными породами содержат крупные выделения сульфидов (галенит, сфалерит, пирит, халькопирит), а также кристобалита (Мачабели, 1965).

Гидротермальные растворы с сильной сульфидной минерализацией, конечно, могли очень быстро изменить столь пористые и проницаемые породы, какими являлись пемзовидные туфы трахитового состава. На это указывает и наличие в толще глин (аскангеля) совершенно свежих кристаллов пирита и биотита, которые, конечно, не могли бы сохраниться в коре выветривания.

Таким образом, признаки регионального выветривания с каолинитовой корой в верхней части разреза месторождения (особенно хорошо выраженной на месторождении Ванис-Кеди) так же, как переход К-монтмориллонита аскангеля в Са-монтмориллонит — асканглину, свидетельствуют, на наш взгляд, о наложенных процессах на уже готовую бентонитовую залежь, сформировавшуюся первоначально под воздействием гидротермальных растворов.

Учитывая эти соображения, мы включили Асканское месторождение в качестве примера гидротермальных изменений пирокластов. При этом нельзя не отметить, что последовательность минеральных преобразований в Аскане оказалась того же типа, как и в заведомо гидротермальном месторождении Саригюх.

Петрография и минералогия типов преобразования исходных пеплов и туфов

По интенсивности гидротермальных изменений вулканогенных пород на Асканском месторождении бентонитовых глин можно выделить пять типов, характеризующихся закономерной сменой соответствующих комплексов глинистых минералов. Петрографический облик этих типов изменения и соответствующие им комплексы глинистых минералов характеризуются следующими чертами (табл. 25).

Первый тип преобразований (обр. 175, 207) представлен андезито-трахитовым туфом с фенокристаллами плагиоклаза, калишпатов, биотита и моноклинного пироксена, заключенными в основной витрокластической массе. Порода пронизана сульфидами и имеет пилотакситовую или трахитовую структуру. Основная стекловатая масса имеет частично амигдалоидную текстуру. Фенокристаллы плагиоклаза, моноклинного

Таблица 25

Преобразования вулканогенных пород Асканы под влиянием гидротерм

Тип пребразования	I	II	III	IV	V
№ образца	175, 207	247	196	201	164
Макроскопическая характеристика	Андезито-трахитовый туф, светло-серый, глинизированный	Андезито-трахитовый туф, зеленовато-серый, сильно глинизированный	Глина туфогенная, зеленовато-серая, комковатая	Глина зеленовато-серая, восковидная	Глина тонкодисперсная — аскангель
Микроструктура	Витропорфировая и трахитовая	Реликтовая пемзовая			
Степень изменения пирокластов	Начальное замещение стекла с образованием пепловой микроструктуры	Полное замещение стекла и частичное — фенокристаллов	Полное замещение пирокластов		
Аутигенные минералы	Отсутствие карбонатов		Появление карбонатов		
	Сульфиды, цеолиты, вторичный кварц	Сульфиды, цеолиты, кварц		Сульфиды, биотит, кварц	
Минералы фракции <0,001 *мм*	*Г* ~ 100% (диоктаэдрич. 1М)	*См.-сл.* (*Г* ~ 80%, *М* ~ 20%) > *М* > *К*	*См.-сл.* (*Г* ~ 70%, *М* ~ 30%) > *Х*	*См.-сл.* (*Г* ~ 40%, *М* ~ 60%)	*М* ~ 100% (диоктаэдрич.)

Примечание. *Г* — гидрослюда; *М* — монтмориллонит; *К* — каолинит; *Х* — хлорит; *См.-сл.* — смешанно-слойный минерал (*Г* — гидрослюдистые пакеты; *М* — монтмориллонитовые пакеты).

пироксена и типичного биотита на начальном этапе остаются свежими и неизмененными. С ними местами срастается рудный минерал.

Во фракции < 0,001 *мм* рентгенографически устанавливается наличие диоктаэдрической гидрослюды 1 М глауконитоподобного структурного типа с целочисленной серией базальных рефлексов (001) с d = 10,0—10,3Å, не меняющихся при насыщении глицерином и прокаливании препаратов (табл. 26). Химические анализы обнаруживают в ней повышенное содержание K_2O (> 8%) и Al_2O_3 (> 26%) (табл. 27). Обнаружение удлиненных пластинок под электронным микроскопом и наблюдения в шлифах указывают на ее аутигенное образование. Кроме аутигенной диоктаэдрической гидрослюды 1 *М*, во фракции < 0,001 *мм* рентгенографически обнаружены цеолиты и малая примесь кварца.

Второй тип (обр. 247) представлен андезито-трахитовым туфом с более значительной степенью замещения основной массы вторичным глинистым минералом. Местами сохранились фенокристаллы плагиоклаза и биотита, иногда встречаются скопления зерен кварца — вероятный продукт изменения плагиоклаза.

По данным рентгенографии во фракции <0,001 *мм* преобладает неупорядоченная — смешанно-слойная фаза типа гидрослюда — монтмориллонит с преобладанием иллитовых слоев (*Г* ~ 80%) и подчиненным количеством монтмориллонитовых пакетов (*М* ~ 20%), которая устанавливается по рефлексу 9,7Å после насыщения глицерином. Рефлекс 9,7 Å в подобных структурах интерпретируется Уивером (Weaver, 1956) как усредненное значение отражений (001) 10Å гидрослюды и (002) 8,9 Å разбухающих монтмориллонитовых слоев. Из второстепенных присутствуют отдельная фаза монтмориллонита, каолиноподобный минерал и кварц.

Третий тип преобразований (обр. 196) представлен зеленой пятнистой туфогенной глиной, образовавшейся в результате изменения туфов андезито-трахитового состава, у которых вся стекловатая масса нацело замещена глинистым минералом и имеет пемзовидную и пепловую микроструктуру. Вкрапленники плагиоклаза замещены агрегатами кварца. Изменение стекла происходило почти одновременно с изменением плагиоклазов или несколько опережало последнее. Изредка отмечаются агрегаты цеолитов и хлорита.

Во фракции <0,001 *мм* рентгенографически обнаруживаются преобладание неупорядоченно смешанно-слойного минерала типа гидрослюда — монтмориллонит с соотношением неразбухающих пакетов *Г* ~ 70% и *М* ≈ 30%. Смешанно-слойный минерал характеризуется интенсивным рефлексом с d = 11,0 Å, который, по Уиверу (Weaver, 1956), типичен для содержания набухающих пакетов *М* ~ 30—40% в структурах подобного типа.

Вторым компонентом фракции <0,001 *мм* является примесь триоктаэдрического хлорита, который индицируется по рефлексам 14; 4,7 Å и др.

Четвертый тип (обр. 201) представлен туфогенной глиной — продуктом изменения туфов андезито-базальтового состава. Порода сложена глинистым минералом и агрегатами кварца (продуктом изменения вкрапленников плагиоклаза).

Из неглинистых минералов отмечены сульфиды, биотит, кварц. По данным рентгенографии, породообразующий глинистый минерал, слагающий туфогенную глину (обр. 201), представлен неупорядоченно смешанно-слойным минералом типа гидрослюда — монтмориллонит с усредненным рефлексом в 16, 2 Å, который, согласно Уиверу (Weaver, 1956), указывает на содержание набухающих монтмориллонитовых пакетов *Г* ~ 40%, *М* ≈ 60% в смешанно-слойных структурах подобного типа.

Рентгенографическая характеристика фракции <0,001 *мм* продуктов гидротермального (месторождение Аскана Груз. ССР,

Тип преобразования пирокластов													
I								II				III	
175				207				247				196	
Г — 100%				*Г* — 100%				*См.-сл.* (*Г* — 80%, *М* — 20%)				*См.-сл.*	
Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при 550° С		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при 550° С		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при 550° С		Ориентированный, природный	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
—	—	—	—	—	—	—	—	4	17,9	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	14,6
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10ш	11,0
10	10,0	10	10,3	10	10,2	9	10,2	3	9,7	8	9,9	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1	8,9	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1	7,1	—	—	2	7,2
—	—	—	—	—	—	—	—	1	5,9	—	—	—	—
9	5,0	9	5,0	8	5,0	8	5,0	1	4,9	2	4,9	4	5,0
—	—	1	4,5	1	4,5	2	4,53	6	4,49	—	—	1	4,7
—	—	—	—	1	4,32	1	4,29	—	—	—	—	—	—
—	—	1	4,15	—	—	—	—	—	—	1	4,19	—	—
—	—	—	—	—	—	1	3,89	—	—	—	—	—	—
3	3,68	5	3,70	5	3,67	4	3,71	3	3,63	2	3,62	3	3,56
10	3,34	10	3,35	9	3,35	10	3,36	4	3,29	7	3,31	6ш	3,25
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	3,07	7	3,08	7	3,08	7	3,10	5	3,06	3	3,06	1	3,05
4	2,91	4	2,93	4	2,93	2	2,91	1	2,86	1	2,88	1	2,87
—	—	—	—	1	2,79	—	—	—	—	—	—	—	—
4	2,68	6	2,68	6	2,68	5	2,68	1	2,67	1	2,67	2	2,68
2	2,58	4	2,57	3	2,58	3	2,59	6	2,56	5	2,56	1	2,54
2	2,50	4	2,51	3	2,51	6	2,52	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	3	2,403	—	—	—	—
1	2,382	3	2,393	3	2,342	—	—	4	2,372	3	2,382	1	2,362
—	—	—	—	—	—	1	2,243	2	2,247	1	2,238	—	—
2	2,152	3	2,140	4	2,152	2	2,144	2	2,124	1	2,124	1	2,136
6	2,00	8	2,004	7	2,004	7	2,018	—	—	—	—	2	2,025
3	1,946	2	1,943	3	1,949	3	1,973	3	1,973	3	1,979	1	1,936
2	1,818	1	1,824	2	1,818	1	1,818	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1	1,753	4	1,733	—	—	—	—	—	—
2	1,708	2	1,713	2	1,716	—	—	—	—	1	1,703	—	—
6	1,665	5	1,670	6	1,668	5	1,682	0,5	1,689	—	—	—	—
3	1,630	5	1,632	3	1,630	5	1,647	3	1,643	—	—	3ш	1,647
0,5	1,576	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,576	—	—
2	1,541	1	1,548	1	1,544	—	—	—	—	—	—	—	—
4	1,506	5	1,507	5	1,506	4	1,508	—	—	—	—	2	1,500
1	1,469	—	—	—	—	—	—	6	1,493	5	1,495	—	—

изменения (глинизации) вулканогенных пород андезито-трахитового состава средний и верхний эоцен)

Тип преобразования пирокластов															
III				IV				V							
196				201				164							
(*Г* — 70%, *М* — 30%)				*Сж.-сл.* (*Г* — 40%, *М* — 60%)				*М* — 100% (аскангель)							
Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при 550° С		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при 550° С		Воздушно-сухой		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, обработанный LiCl	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	17,8	—	—
7ш	13,8	5	14,0	8	16,2	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	10	12,6	—	—	—	—
10	9,6	10	10,1	7	9,3	10	10,0	—	—	—	—	10	9,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	8,9	—	—
5	7,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1	5,5	—	—	2	5,9	3	5,9	—	—
6	5,3	8	5,8	—	—	8	4,9	—	—	—	—	—	—
8	4,7	1	4,6	6	4,47	5	4,5	—	—	3	4,45	6	4,75
—	—	1	4,25	1	4,22	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	3,58	1	3,68	—	—	2	3,66	—	—	4	3,56	—	—
9	3,44	9	3,34	4	3,42	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	4	3,18	—	—	9	3,17
5	3,14	2	3,08	2	3,07	1	3,08	—	—	—	—	—	—
1	2,89	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2,97	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	2,69	1	2,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	2,53	3	2,51	5	2,57	4	2,58	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	2,393	1	2,352	3	2,367	3	2,395	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	2,148	—	—	—	—	1	2,128	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	2,088	—	—	—	—	—	—	—	—
4	1,986	1	1,993	4	1,956	4	1,890	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	3	1,708	—	—	3	1,703	—	—	—	—	—	—
5	1,675	—	—	3	1,684	—	—	—	—	—	—	—	—
5	1,630	3	1,624	3	1,613	3	1,637	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	1,511	2	1,518	—	—	1	1,504	—	—	—	—	—	—
—	—	2	1,483	6	1,492	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 27

Химический состав фракции <0,001 *мм* продуктов гидротермального изменения (глинизации) вулканогенных пород андезито-трахитового состава (месторождение Аскана, Груз. ССР, средний и верхний эоцен)

Компоненты	Тип преобразования пирокластов						
	I		II	III	IV	V	
	175	207	247	196	201	164	214
SiO_2	49,99	48,11	52,72	48,29	51,76	53,63	50,58
TiO_2	0,21	0,20	0,54	0,42	0,41	0,47	0,47
Al_2O_3	28,32	26,01	19,46	25,91	19,59	16,55	17,34
Fe_2O_3	0,25	0,66	3,82	2,09	1,34	3,42	2,43
FeO	0,48	0,96	1,48	0,61	0,60	0,68	0,51
CaO	1,32	1,17	1,42	0,94	2,26	2,17	3,30
MgO	2,42	2,27	2,46	3,25	3,88	4,62	4,75
MnO	0,04	0,06	0,16	0,04	0,04	0,04	0,07
P_2O_5	0,05	0,05	0,03	0,05	0,07	0,16	0,11
Na_2O	1,28	2,32	0,70	0,65	1,15	1,57	1,39
K_2O	8,44	8,63	4,96	5,36	3,55	0,47	1,03
H_2O^-	0,20	2,80	4,75	6,79	1,02	11,34	11,04
H_2O^+	4,85	4,24	6,61	5,65	14,53	5,26	5,63
CO_2	Нет	1,00	Нет	Нет	0,12	0,28	1,52
$C_{орг}$	0,05	1,12	0,11	—	0,14	Нет	Нет
S	0,69	—	0,65	—	—	0,06	0,14
Сумма	99,96	99,60	99,55	100,03	100,46	100,72	100,31
O + N	—	—	—	—	—	0,03	0,07
Сумма	99,96	99,60	99,55	100,03	100,46	100,69	100,24

Примечание. Обр. 164 и 214 — валовые анализы качественных бентонитовых глин.

Конечный, пятый тип (обр. 164, 214) образован измененным пепловым и пемзовым материалом Асканы (андезито-базальтового состава). Он включает бентонитовые глины — аскангель (обр. 164) и асканглину (обр. 214). Они сложены монтмориллонитом, но местами сохраняют реликтовую пепловую или пемзовую структуру, реликтовые фенокристаллы полевых шпатов и свежий биотит. Иногда отмечается эмбриональное развитие агрегатов хлорита (аскангель).

Характерно, что глинистый компонент, возникший по пемзовым и пепловым продуктам под действием гидротерм без влияния экзогенных факторов, представлен здесь К-монтмориллонитом. Обработка продуктов преобразования пемзовых туфов Асканы, а также самих бентонитовых глин хлористым литием по методу Грин-Келли (Greene-Kelly, 1953) не обнаружила бейделлитовых минералов как отдельной фазы или бейделлитовых пакетов в смешанно-слойных структурах.

ФАКТОРЫ, УПРАВЛЯЮЩИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕМ ПЕПЛОВЫХ И ТУФОВЫХ ПОРОД ПОД ВЛИЯНИЕМ ГИДРОТЕРМ

Описание типов преобразования андезито-трахитовых туфов в бентонитовые глины Асканского месторождения показывает, что стекловатая масса (основного состава) дает иную серию минералов, чем та, которая образуется при постседиментационных изменениях миоценовых пеплов и туфов Западной Камчатки.

В начальном периоде преобразования, в менее измененных породах, здесь возникает лишь аутигенная диоктаэдрическая высокощелочная гидрослюда глауконитоподобного структурного типа.

Во втором типе гидрослюда сменяется смешанно-слойным компонентом с неупорядоченным чередованием пакетов гидрослюды (*Г*) и разбухающих пакетов монтмориллонита (*М*) с соотношением пакетов $Г \sim 80\%$ и $М \sim 20\%$. Наряду с этим формируется небольшое количество отдельной кристаллической фазы монтмориллонита и каолинитоподобного минерала.

В третьем типе роль гидрослюдистых пакетов в смешанно-слойном компоненте снижается ($Г \sim 70\%$), а разбухающих монтмориллонитовых соответственно возрастает ($М \sim 30\%$). Кроме того, в небольшом количестве появляется отдельная фаза триоктаэдрического хлорита.

Четвертый тип преобразования представлен исключительно смешанно-слойным компонентом, в котором роль гидрослюдяных пакетов снижается до $Г \sim 40\%$, а разбухающих монтмориллонитовых возрастает до $М \sim 60\%$.

Конечным этапом являются мономинеральные бентонитовые глины (аскангель), сложенные монтмориллонитом диоктаэдрического структурного типа с преобладанием катионов K^+ в ионнообменном комплексе.

Таким образом, главной чертой преобразования вулканогенных пород Асканского месторождения, если отвлечься пока от деталей, является генерация аутигенной диоктаэдрической высокощелочной ($K_2O > 8{,}5\%$) гидрослюды при слабых степенях изменения пород и смена ее в дальнейшем смешанно-слойным компонентом с неупорядоченным чередованием пакетов гидрослюды и разбухающих слоев монтмориллонита. При этом весьма четко наблюдается закономерное и постепенное убывание пакетов гидрослюдистого типа и соответствующее возрастание разбухающих слоев монтмориллонитового типа вплоть до перехода к монтмориллониту как отдельной кристаллической фазе.

При рассмотрении данного ряда встает вопрос — чем объясняется подобная последовательность минералогических преобразований вулканогенных пород и слагающих их пирокластов (в том числе и вулканического стекла). С этим связан и другой вопрос — может ли образоваться высокощелочная гидрослюда 1 *М* в результате одной структурной перестройки силикатного каркаса вулканического стекла без привноса ряда элементов, таких, как K^+, Al^{3+} и другие. Простое сравнение химического состава аутигенной диоктаэдрической гидрослюды (см. табл. 27) и вулканических стекол показывает, что резкие различия их состава не дают возможности образовать из вулканического стекла диоктаэдрическую гидрослюду без добавки некоторых элементов. Так, например, стекла, даже основного состава, содержат Al_2O_3 около 12%, а гидрослюда до 26%; K_2O в стеклах до — 2,5%, а в гидрослюде 8,5%. Эта добавка атомов Al^{3+} и K^+ (отчасти Mg^{2+} и Si^{4+} на последующих этапах) могла быть связана в данном случае с привносом их в составе фумарольномафеттовых гидротерм или с воздействием последних на пирокласты (кроме стекла) — полевые шпаты, пироксены и т. п. Скопления пепловотуфовых, отчасти пемзовых, первоначально рыхлых продуктов преобразования находились вблизи вулканических очагов и, конечно, были доступны воздействию гидротермальных растворов.

Наиболее горячие термальные растворы (Harder, 1964) в толще глинизированных пород образовали значительные скопления сульфидных минералов, как это наблюдается в лежачем боку залежи бентонитовых глин Асканы, где обнаружены крупные скопления галенита, сфалерита, пирита и халькопирита. Менее горячие термальные воды, обогащенные CO_2, пропитывавшие скопления пирокластов и туфогенные породы, растворяя частично калиевые полевые шпаты, извлекали в раствор катио-

ны K^+, а отчасти и Al^{3+}, которые, реагируя с сильно гидратированным силикатным каркасом вулканического стекла, образовывали аутигенную диоктаэдрическую высокощелочную гидрослюду глауконитоподобного структурного типа. С понижением температуры термальных растворов увеличивается насыщенность их карбонатами (т. е. CO_2 и HCO_3''), усиливается разложение полевых шпатов и пироксенов, но одновременно происходит и частичный вынос растворенных катионов K^+ и Al^{3+} и некоторая активизация Mg^{2+} и Si^{4+} в более щелочных условиях. К такому выводу нас приводит увеличение содержания карбонатов и интенсивности разложения полевых шпатов и пироксенов на более поздних этапах преобразования. Кроме того, в преобразованиях пирокластов гидротермами очень важно не только соотношение растворенных компонентов, но и концентрация водородных ионов (pH) и динамика поступления растворов. Так, Хавкинс и Рой (Hawkins, Roy, 1963) указывают, что при синтезе глинистых минералов из водных растворов в присутствии CO_2 величина pH является фактором, контролирующим образование либо иллита, либо монтмориллонита. Динамика растворов, как показывает микроскопическое изучение продуктов преобразования, влияет следующим образом. Если растворов мало, то они генерируют аутигенные слоистые силикаты только посредством замещения гидратированного силикатного каркаса стекол, часто без нарушения контуров частиц, но с привносом необходимых элементов. Это доказывается, например, хорошей сохранностью пеплово-пемзовой структуры асканских бентонитовых глин и отсутствием обособленных аутигенных стяжений гидрослюд, монтмориллонита или смешанно-слойных минералов. Именно отсутствие излишка гидротермальных растворов в Аскане дало столь четко выраженный и закономерный ряд преобразований: I — $Г \sim 100\%$, II — ($Г \sim 80\%$, $М \sim 20\%$); III — ($Г \sim 70\%$, $М \sim 30\%$); IV — ($Г \sim 40\%$, $М \sim 60\%$); V — $М \sim 100\%$. Кроме того, гидротермы разлагали здесь не только полевые шпаты, дающие дополнительный Al^{3+}, но и частично затрагивали пироксены (отдававшие в раствор дополнительный Mg^{2+}). Последний, как мы видели, усиливает растворение Si^{4+} и способствует образованию диоктаэдрического монтмориллонита. Но так как состав вулканических стекол асканских вулканогенных пород основной (Мачабели, 1965), со сравнительно пониженным процентом SiO_2, то растворяющейся $Si(OH)_4$ на первых этапах преобразования здесь хватало только на построение решеток смешанно-слойных минералов с неупорядоченным чередованием пакетов гидрослюды и монтмориллонита, а не самого монтмориллонита как отдельной фазы, для образования которого, как известно, требуется большее количество кремнезема.

Однако в Саригюх (Арм. ССР) обилие гидротермальных растворов произвело более сильные разрушения пирокластов. В результате этого путем синтеза из растворов образовались обособленные, самостоятельные вторичные стяжения глинистых минералов, которые осложняют общую последовательность преобразования.

Согласно экспериментальным исследованиям Хавкинса и Роя (Hawkins, Roy, 1963), синтез глинистых минералов происходит посредством реакции между мономерными силикатными или алюмосиликатными ионами и металлическими ионами, результатом чего является непосредственное образование и осаждение кристаллических минералов». Хавкинс и Рой указывают далее, что возможно основным механизмом в монтмориллонитообразовании является осаждение $Mg(OH)_2$ и $Si(OH)_4$, с гидратной формой Al, в результате чего образуются мелкие кристаллиты монтмориллонита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Детальные рентгенографические, химические и термографические исследования вещественного состава морских пеплово-туфогенных пород миоцена Западной Камчатки и постседиментационных процессов их преобразования в глинистые минералы позволили установить ряд аутигенных преобразований витрокластов андезитового состава. Последний начинается с генерации мало изученного минерала — бейделлита на первом этапе, смешанно-слойных структур с неупорядоченным чередованием пакетов бейделлита и монтмориллонита — на втором и отдельной монтмориллонитовой фазы — на заключительных этапах преобразования.

Установлены причины данной последовательности преобразования, которые заключаются в следующем: генерация более глиноземистых минералов (бейделлита) на первом этапе, а более кремнеземистых (монтмориллонита) на заключительных этапах преобразования связана здесь с эволюцией физико-химической среды диагенеза, в частности, с прогрессирующей активизацией двухвалентных катионов Mg^{2+} и Fe^{2+}. Наличие последних в иловых водах прекращает замещение кремния алюминием в тетраэдрических слоях (т. е. бейделлитизацию), после чего начинается генерация монтмориллонита.

2. При сравнительных комплексных минералогических исследованиях вулканогенных пород андезито-трахитового состава и продуктов их гидротермального изменения (бентонитизации) Асканского месторождения Груз. ССР обнаружен ряд гидротермальных преобразований пепловопемзового материала. При слабых изменениях андезито-трахитовых пород происходит генерация аутигенной высокощелочной диоктаэдрической гидрослюды селадонитового структурного типа путем замещения витрокластики с заимствованием калия из калиевых полевых шпатов. При более интенсивных преобразованиях в условиях высвобождения магния из пироксенов пирокластика основного состава преобразовывается в смешанно-слойные образования с неупорядоченным чередованием пакетов гидрослюдистого и монтмориллонитового типов. Параллельно с возрастанием интенсивности гидротермальных преобразований происходит закономерное изменение соотношений пакетов в смешанно-слойных структурах, убывание гидрослюдистых и соответствующее возрастание набухающих монтмориллонитовых слоев вплоть до полного преобладания монтмориллонита в бентонитах на конечном этапе преобразования.

3. Основной причиной резких различий рядов преобразования пепловых и туфовых пород при постседиментационных изменениях в морских условиях (миоцен Западной Камчатки) и при воздействии гидротерм (Аскана, отчасти Саригих и др.), с нашей точки зрения, является недостаток катионов K^{+} и отчасти Mg^{2+} в иловых водах миоценовых скоплений пеплов.

В условиях воздействия гидротермальных растворов на основные пепловые и туфовые породы Асканы растворы обогащались калием за счет растворения калиевых полевых шпатов, и его было достаточно на первом этапе даже для построения кристаллической решетки высокощелочной диоктаэдрической аутигенной гидрослюды селадонитоподобного структурного типа, и на последующих этапах для преобразования гидрослюдистых пакетов в сочетании с монтмориллонитовыми слоями в смешанно-слойных структурах. Частичное или полное растворение пироксенов говорит о том, что в реакциях преобразования пеплов гидротермами имелось и достаточное количество катионов Mg^{2+}, что, как мы видели, является весьма благоприятным условием генерации монтмориллонита.

Слабое участие хлорита при обоих процессах преобразования пеплового материала объясняется, видимо, тем, что при гидротермальных процессах (Schwartz, 1959) хлорит образуется на первых стадиях преобразо-

вания темноцветных минералов при более высоких температурах, а при постседиментационных изменениях миоценовых пеплов Камчатки пироксены и амфиболы вообще отсутствуют или остаются неизмененными.

4. Минералогические преобразования стекловатых пирокластов в пепловых и туфовых породах морских бассейнов гумидного пояса при терригенном типе седиментации происходят в основном при постседиментационных процессах (преимущественно в стадию диагенеза). При недостатке катионов преобразования идут главным образом путем замещения гидролизированного силикатного каркаса вулканического стекла с образованием реликтовой пепловой микроструктуры.

В аридных водоемах высоких степеней осолонения при богатстве катионов в рапе и иловых водах, в высокощелочной среде в процессе преобразования пеплов, по-видимому, должно преобладать полное разложение силикатного каркаса вулканических стекол, синтез новообразований непосредственно из растворов с образованием обособленных аутигенных минеральных стяжений и замещение не только стекловатой массы, но и крупных фенокристаллов.

5. Таким образом, на процесс преобразования пепловых отложений будут влиять не только исходный состав пирокластов, тип и фазы вулканизма, расстояние от очага, условия эоловой дифференциации частиц (по гранулометрии и петрохимическому составу), но и характер бассейна седиментации, в который попадают пепловые частицы: его климатический облик, фациальные особенности, гидродинамика и т. д.

6. Относительная легкость преобразования стекловатой массы пирокластов в слоистые силикаты связана с тем, что исходный химический состав стекол во многих случаях очень близок к составу монтмориллонитов или близких к нему глинистых минералов. Силикатный каркас стекол построен, как и слоистые силикаты, из тетраэдров и октаэдров (Warren, Biscoe, 1938; Slaughter, Earley, 1965), но не с таким закономерным их расположением, как в слоистых силикатах, и с менее прочными кристаллохимическими связями катионов. Этим объясняется более легкая гидратация силикатного каркаса вулканических стекол и меньшая устойчивость по отношению к воздействию химических агентов

7. При гидротермальных процессах преобразования большую роль играет не только состав самого стекла, но наличие других пирокластов, температура, состав и pH растворов, баланс силикатообразующих элементов, близость пепловых и туфовых пород от очага и, как следствие этого, динамика растворов. При отсутствии излишка термальных растворов реакция изменения стекловатой массы пепловых и туфовых пород происходит почти исключительно путем замещения ее глинистыми минералами с сохранением реликтовой пепловой структуры. Генерация слоистых минералов путем синтеза из растворов начинается главным образом с момента частичного или полного разложения фенокристаллов (полевых шпатов и пироксенов). При обилии термальных растворов и отчасти затрудненном их дренаже в пластах пепловых и туфовых пород происходит полное разложение не только стекловатой массы, но и фенокристаллов, результатом чего является синтетическое образование из растворенных компонентов обособленных стяжений глинистых минералов, осложняющих последовательность рядов преобразований в зависимости от вариации указанных факторов.

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

НЕКОТОРЫЕ ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В предыдущих частях был рассмотрен ряд формаций, сложенных продуктами вулканической деятельности в геосинклинальных областях: формации существенно кремнистые (яшмовые и фтанитовые), связанные в основном с подводным вулканизмом начальных стадий геосинклинального цикла; кремнисто-обломочные, состоящие из накоплений туфов и кремнистых пород с большей или меньшей примесью собственно осадочного (терригенного и гидрогенного) материала. Наконец, разобраны формации вулканогенно-обломочные, связанные преимущественно с более поздними стадиями развития геосинклиналей. В их составе преобладающим компонентом становится уже эксплозивный материал (с различной примесью собственно осадочных образований).

Если для кремнистых накоплений палеогеографические обстановки были более или менее однотипными и представляли собой участки открытого моря, чаще глубоководные, то для вулканогенно-обломочных толщ они более разнообразны: от глубоководных трогов до прибрежно-морских мелководных условий; вулканизм, действующий здесь, уже не только подводный, но и островного типа.

Таким образом, в первых двух частях рассмотрены разнообразные вулканогенно-осадочные формации, возникавшие на разных этапах геосинклинального развития, с точки зрения их вещественного состава (от преимущественно хемогенных и биогенных до формаций, в которых все больше возрастает роль эксплозивных продуктов) и условий их формирования (от преимущественно глубоководных морских до прибрежных и относительно мелководных). Большое внимание при этом уделяется зависимости характера эксплозивных и поствулканических образований от особенностей исходного расплава.

Третья часть посвящена тем изменениям, которые претерпевали некоторые продукты эксплозий (главным образом тонкие пеплы), попадавшие в состав донных морских отложений. Разобранный материал показывает, что глинистые породы в ряде случаев, очевидно, следует считать неотъемлемой составной частью тех вулканогенно-обломочных формаций, в которых большую роль играли продукты эксплозий.

Как отмечают авторы, имевшийся в их распоряжении материал не всегда дает возможность однозначно решить перечисленные выше вопросы или дать на них исчерпывающие ответы. С другой стороны, проведенные исследования выявили ряд новых проблем и показали необходимость проведения работ в определенном направлении.

Одной из важных задач дальнейших исследований является определение истории вулканизма от кембрия до современности. Для этого, в частности, необходимо рассмотреть особенности кремненакопления и эксплозивной вулканической деятельности в различные геологические эпохи, а также их эволюцию. Эта задача теснейшим образом связана с общей проблемой о повторении или же, наоборот, неповторимости условий образования осадочного чехла Земли на разных этапах ее развития. Для решения этой задачи необходимо рассмотрение в сравнительном аспекте всего мирового материала по вулканогенно-осадочным формациям.

При выяснении вопроса о смене формаций в зависимости от общей эволюции Земли необходимо учитывать особенности существовавшей палеогеографической обстановки, которая сказывалась не только на терригенных и гидрогенных осадках, но и на накоплении вулканических продуктов.

При решении вопроса об эволюции формаций определенного типа во времени надо как бы «исключить» влияние палеогеографического фактора, т. е. рассматривать формации разного возраста, не только сложенные преимущественно сходными по составу образованиями, но и сформировавшиеся в сходных палеогеографических обстановках. С другой стороны, можно сравнить формации, близкие по времени образования, но накапливавшиеся в разных палеогеографических условиях.

Определение палеогеографической обстановки в ее широком понимании (ландшафт, климат, соотношение моря и суши и т. д.) имеет еще бо́льшее значение для выяснения степени и характера влияния палеогеографического фактора на продукты вулканической деятельности — как на собственно вулканические, так и на вулканогенно-осадочные образования. Между тем признаки, по которым могут быть определены палеогеографические условия, изучены далеко не достаточно, причем сами определения часто даются весьма приблизительно, на основании лишь общих геологических соображений.

Как неоднократно отмечалось (в том числе и в данной работе), неполнота сведений об обстановке образования пород, а иногда даже почти полное их отсутствие, не позволяет для ряда рассматриваемых формаций установить характер влияния вулканизма на седиментацию достаточно уверенно. Поэтому необходимо выявить критерии для определения палеогеографических условий формирования тех или иных вулканогенно-осадочных отложений и для выделения генетических типов этих отложений.

На современном уровне исследований при изучении вулканогенно-осадочных образований геологам совершенно необходимо использовать также и метод фациального анализа, который позволяет определить генетические типы пород и дает основание для восстановления палеогеографии с разной степенью детальности.

Однако этот метод, разработанный для отложений терригенных (и притом преимущественно наземных и морских шельфовых), нельзя без изменений применить к вулканогенно-осадочным комплексам. Необходимо создание специфической методики фациальных исследований применительно к этим сложным областям гетерогенной седиментации.

Прежде чем говорить о возможности применения этого метода к интересующим нас отложениям, остановимся сначала предельно кратко на существе этой методики и ее особенностях в данном случае.

В основе метода фациального анализа должно лежать выделение генетических типов отложений; в каждый генетический тип отложения объединяются по общности их происхождения, выраженной в определенных признаках (структурных, текстурных и др.).

Таким образом, первая задача, связанная с фациальным анализом,— это выделение генетических типов отложений, и определение тех их наиболее характерных признаков, которые позволяют отличить один генетический тип от другого. Как известно, для большинства осадочных пород особенности генетических типов в основном определяются физико-географической обстановкой формирования отложений, той средой, в которой происходит седиментация. Это отражается в названиях генетических типов осадочных отложений: прибрежно-морские, речные, озерные, дельтовые, эоловые и т. д.

Однако в вулканических областях выделение генетических типов по этому принципу возможно далеко не для всех пород. Общность происхождения различных образований определяется здесь тремя факторами: способом подачи материала, характером его транспортировки и фациальной обстановкой среды отложения. При этом значение каждого из указанных факторов различно для разных пород. Намечаются как бы три группы отложений, в каждой из которых один из факторов является в основном определяющим генетический тип, другие же имеют подчиненное значение и лишь дополняют это определение. Понятно, что эти три группы тесно связаны взаимными переходами.

I группа — собственно вулканические отложения, представленные главным образом лавами и грубыми продуктами эксплозий, а также автоэксплозивные. Основным процессом, определяющим генетические типы отложений в этой группе, является прежде всего характер подачи материала (зависящий, в свою очередь, от ряда причин — от температуры, давления, состава магмы и др.), в меньшей степени — способ его транспортировки и лишь в некоторых случаях — фациальная обстановка их образования.

II группа — отложения главным образом вулканогенно-осадочные, представленные преимущественно туфами разного рода и различными хемогенными образованиями вулканического происхождения. При определении генетических типов пород этой группы имеет значение не только характер подачи материала, но в еще большей степени — способ его транспортировки. Увеличивается здесь также (по сравнению с I группой) влияние фациальных условий формирования осадков.

III группа — разнообразные осадочные породы, а также смешанные, имеющие большую или меньшую примесь вулканического материала, в том числе в различной степени переработанной пирокластики. Для этой группы, так же как и для осадочных пород, основной фактор, определяющий генетические типы,— это особенности среды отложения с подчиненным значением способа транспортировки и характера подачи материала.

Таким образом, выделение генетических типов в отложениях вулканических областей — дело значительно более сложное, чем в обыкновенных осадочных толщах. Тем не менее это совершенно необходимая основа фациального анализа.

Многие вопросы, интересующие нас, остались нерешенными в тех случаях, когда в литературе мы встречались только с описанием пород и в очень малой степени — с обстоятельным выяснением их генезиса. Так, например, мы видели выше (см. часть I), какое большое значение для решения проблемы происхождения кремнистых пород имеет выяснение фациальных условий кремненакопления. Однако определение этих условий пока сводится по существу лишь к приблизительному определению относительных глубин, на которых происходила седиментация. Это объясняется тем, что фациальный анализ не разработан даже для собственно осадочных глубоководных отложений и нет достаточных признаков для диагностики генетических типов глубоководных осадков вообще, а тем более для отложений вулканических областей.

Таким образом, для решения вопроса о связи формирования кремнистых осадков с определенными условиями, или об отсутствии этой связи, необходимо прежде всего выявление признаков, характерных для разных генетических типов этих отложений. В не меньшей степени существенно проследить связь с фациальными обстановками накопления различных обломочных продуктов (как вулканогенных, так и терригенных) в формациях, сложенных преимущественно этими образованиями.

Для применения фациального анализа при изучении вулканогенно-осадочных формаций необходимы специально поставленные исследования, которые могут идти по нескольким направлениям.

Во-первых, необходимо собрать весь уже известный материал, на основании которого можно наметить главные и наиболее распространенные генетические типы отложений областей активного вулканизма и определить их характерные черты, более или менее объективно определяемые в породах. При этом необходимо привлечение материала наблюдений над современными вулканическими отложениями.

Во-вторых, следует систематически проводить специальные наблюдения с целью выявления признаков различных отложений заведомо известного происхождения (причем не только вулканических, но и осадочных) в областях современного и молодого вулканизма [1]. Это даст основу для более уверенного определения генетических типов отложений. С другой стороны, это позволит выявить черты отличия различных фаций (например, аллювиальных, озерных и др.), развитых в вулканических областях, от аналогичных им фаций, но в тех областях, где вулканизма не было. Необходимо провести изучение современных подводных вулканических илов как сразу после извержения близлежащих вулканов, так и уже более или менее измененных с течением времени. Особое внимание при работе в этом направлении должно быть сосредоточено на изучении отложений современных фумарольных полей на морском дне, так как они являются главным поставщиком вулканогенно-хемогенных продуктов и, в том числе, образующих различные руды. С этой точки зрения исключительно интересен пример осадконакопления на дне Красного моря, приведенный в части I.

В-третьих, несомненно, необходимо продолжение изучения пород в конкретных вулканогенно-осадочных формациях, но при этом с выделением и анализом таких признаков пород, которые позволили бы (путем сравнения с современными отложениями или же путем восстановления механизма образования этих признаков) относить изучаемые породы к тому или иному генетическому типу. При описании разрезов различных формаций можно изучить латеральные соотношения генетических типов и последовательность их образования во времени. На материале современных образований сделать это не всегда возможно. Это направление работы существенно еще и потому, что целый ряд генетических типов отложений, в силу тех или иных причин, мы непосредственно не видим в современных фациях, и встречаем их только в ископаемом состоянии (например, некоторые жерловые фации, глубоководные отложения, джеспилиты и ряд других).

Таким образом, если работы по подбору и систематизации уже имеющегося материала должны создать как бы фундамент для начала фациального анализа пород вулканогенно-осадочных формаций, то дальнейшие исследования, указанные выше, хотя и образующие два самостоятельных направления, но все же теснейшим образом связанные между собой, должны все больше развиваться в будущем.

В результате комплекса подобных исследований определятся гене-

---

[1] Как отмечалось во введении, в данной работе авторы не ставили перед собой задачи рассмотрения современного осадконакопления в вулканических областях.

тические типы пород, образующихся в вулканических областях, а также признаки, позволяющие отличать одни типы пород от других даже в тех случаях, когда они имеют сходный состав.

При изучении пород основное внимание обычно уделяется их вещественному составу и структуре, тогда как их текстуры рассматриваются более поверхностно (речь идет о текстурах, видных в разрезах пород, а не о микротекстурах последних, определяемых под микроскопом достаточно детально).

Специфические текстуры, характерные именно для вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород тем более изучены далеко не достаточно, и нет ни одной работы, специально посвященной этому вопросу. Между тем различный механизм формирования вулканогенно-осадочных отложений, несомненно, придает особые черты и их текстурам. Если уделить большее внимание деталям последних и их связям со структурными особенностями пород, то это поможет в дальнейшем более точно разбираться в условиях формирования тех или иных отложений.

Однако для раскрытия особенностей процесса формирования вулканогенно-осадочных толщ и обстановки, в которой оно происходит, все это хотя и совершенно необходимо, но еще недостаточно. Мы должны знать *определенную последовательность наслоения*[1], текстуру толщ. В ряде случаев она может иметь циклический или ритмический характер, который, особенно на первых этапах исследования, может не обнаружиться. Последовательное описание слоя за слоем с выделением характерных признаков каждого из них позволит восстановить процесс накопления вулканогенно-осадочной толщи и его изменения с течением времени. Такие определения слоев, как, например: «чередование туфопесчаников и известняков» или «слой, состоящий из туфов, туффитов, туфопесчаников, туфобрекчий и туфоконгломератов» и т. п., при детальных фациальных исследованиях совершенно недостаточны. При работе методом фациального анализа необходимо определить последовательность в накоплении перечисленных отложений, их количественное соотношение и изменение его во времени. При этом могут оказаться существенными иногда даже те незначительные особенности, которые отличают слои пород, в общем почти одинаковых, но находящихся в разных частях разреза, а также наблюдения за характером переходов от слоя к слою. Не меньшее значение имеет изучение характера переходов и взаимоотношений пород сложных вулканогенно-осадочных комплексов на площади.

Корреляция разрезов этих комплексов бывает затруднительной как при стратиграфических работах, так и при реконструкциях существовавших в разное время палеогеографических обстановок вулканических областей. Трудности эти возникают по разным причинам.

В глубоководных морских условиях и особенно в стадию гидротермально-фумарольной деятельности осадконакопление может быть очень однообразным на больших площадях и в течение весьма длительного времени. В результате последующих тектонических разломов и перемещений различных блоков, при отсутствии непосредственно видимых переходов одних отложений в другие, мы часто не можем с достаточной уверенностью сопоставлять отдельные разрезы и делаем это, исходя лишь из общегеологических соображений.

При наземном и островном вулканизме (особенно эксплозивного характера), наоборот, наблюдается чрезвычайно большая изменчивость отложений в пространстве, что при отсутствии точных корреля-

[1] В данном случае речь идет о детальном исследовании слоев, а не о крупных стратификационных единицах, для которых последовательность наслоения всегда учитывается.

тивных признаков также весьма затрудняет стратиграфические сопоставления комплексов пород и прослеживание их взаимных переходов.

Знание особенностей отдельных генетических типов, характера их взаимных переходов на площади и выявление типичной последовательности одного за другим во времени, может значительно облегчить работу и в этом направлении.

На данном этапе исследований почти совершенно не разобран вопрос о закономерностях различного рода повторяемости отложений, о ритмическом и циклическом строении как самих пород, так и слагаемых ими толщ. Вместе с тем существует ряд отдельных, весьма интересных наблюдений как по периодичности вулканической деятельности, так и по особенностям строения некоторых вулканогенно-осадочных образований.

Следует подчеркнуть, что в областях активного вулканизма циклически построенные толщи формируются под воздействием факторов двух родов. Во-первых, это факторы, обусловливающие цикличность или ритмичность в обычных осадочных породах (тектонические движения, климатические изменения, гидродинамические особенности среды отложения и др.). Во-вторых, это собственно вулканические циклы. При этом нет единого понимания последних, и различные исследователи под этим термином подразумевают явления весьма разного порядка и происхождения.

Наиболеее часто упоминаются отмечаемые вулканологами эруптивные вулканические циклы. Они так или иначе описываются в большинстве работ, посвященных детальному изучению деятельности современных вулканов (Везувия, Этны и др.). Такой вулканический цикл представляет собой период затишья между эрупциями, завершающийся вулканическим взрывом. Но, так как почти каждый вулкан имеет свой собственный эруптивный цикл, а материалов таких наблюдений сравнительно немного, то говорить об общих закономерностях этого явления пока нельзя. Трудность состоит еще и в том, что такие наблюдения на современных вулканах охватывают период обычно не более 200 лет, что для геологических масштабов времени ничтожно мало.

Между тем для литологов этот вопрос имеет большое значение, ибо протяженность эруптивного цикла, очевидно, вызывает и определенный масштаб чередования разных вулканических продуктов, а также последних с осадочным материалом (терригенным, хемогенным и биогенным), осаждение которого идет в общем постоянно.

Возможно, что детальное прослеживание отложений слой за слоем в разрезах вулканогенно-осадочных формаций даст дополнительный массовый материал к вопросу о периодичности вулканической деятельности. Пока что такие наблюдения весьма немногочисленны и часто недостаточно полны.

Так, например, приведенные в части II, по О. А. Саркисяну, разрезы эоценовой формации Севано-Ширакского синклинория с несомненностью указывают на ритмичность, которую исследователи считали типа флишевой. Она выявляется в виде периодического чередования слоев кластического и карбонатного материала. Однако, к сожалению, слои в разрезе выделены О. А. Саркисяном не только по смене пород, но в значительной степени в зависимости от их мощности: если слой одной породы имеет достаточную мощность, то он выделяется индивидуально, если же слои хотя и разных пород, но тонкие, то они объединяются в один мощный слой. Например, в разрезе по южному склону Ширакского хребта (см. часть II) десятиметровый слой (№ 34), состоящий из чередования туфопесчаников и известняков, очевидно, представляет собой группу из нескольких ритмов того же типа, что и предыдущие, но только меньшей мощности. То же можно сказать и относительно десятиметрового слоя

(№ 14), состоящего из туфоалевролитов с прослоями известняков, причем здесь к очевидному изменению мощности элементов ритма добавляется еще и изменение структуры осадков — кластические компоненты становятся более тонкозернистыми (такое уменьшение мощности ритмов параллельно с уменьшением размеров компонентов осадка — явление весьма типичное вообще). Несомненно, что в этом разрезе мы видим результаты сложной периодичности разных порядков. Но для выявления закономерностей циклической седиментации следует выделить элементы всех ритмов, а не только те, мощность которых превышает 1 *м*.

Говоря о периодичности вулканических явлений, нельзя забывать о периодическом пульсирующем характере многих термальных источников, который также, несомненно, сказывается на седиментации и влияет на образование ритмичности хемогенных отложений, но уже иного, меньшего порядка. Другой тип ритмичности, также меньшего порядка, чем эруптивные вулканические циклы, проявляется в ритмичной сортированной слоистости туфов, обусловленной появлением мутьевых потоков, насыщенных пирокластическим материалом.

Наконец, для вулканогенно-осадочных толщ, формирующихся в определенных условиях, характерны породы особого текстурного типа — ритмиты, представляющие собой очень тонкое ритмическое чередование осадочного и вулканогенного материала. Масштаб этого чередования весьма мал — слойки разного состава имеют мощность от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Причина появления таких специфических текстур не совсем ясна, но несомненно, что она тоже связана с какой-то периодичностью в вулканическом процессе, вызывающей появление самых мелких ритмов.

Мы кратко перечислили проявления периодичности (цикличности и ритмичность низшего порядка), подчиненные одному эруптивному вулканическому циклу. Однако, как известно из литературы, существует периодичность еще и высшего порядка по отношению к эруптивным циклам, которая сказывается в смене вулканических продуктов разного состава. В разрезе это выражается в появлении крупных циклов, составными элементами которых служат уже формации (или их части), следующие одна за другой в определенной последовательности. Вполне вероятно, что дальнейшее изучение вулканогенно-осадочных формаций позволит наметить еще более крупные циклы вулканической деятельности, связанные с общим тектоническим развитием и отвечающие определенным этапам развития Земли.

Наложение друг на друга циклов разного порядка (и притом обусловленных различными причинами) порождает столь сложную картину последовательности разнообразных отложений, что цикличность последних часто не обнаруживается. Трудности усугубляются еще тем, что в ряде случаев периодичность вулканической деятельности накладывается на периодичность иной природы, связанную с изменением условий седиментации (осадочные циклы).

Однако во многих случаях периодичность седиментации все же выступает совершенно отчетливо, как, например, в описанных выше формациях — в формации Монтерей (см. часть I) и в базальто-андезито-липаритовой формации Севано-Ширакского синклинория (см. часть II). На примере этих двух формаций мы видим, что ритмичность свойственна накоплению как вулканогенно-кремнистых, так и вулканокластических продуктов.

Для понимания сложной гетерогенной цикличности при изучении вулканогенно-осадочных формаций необходимо сначала раздельно рассмотреть цикличность в осадочной составляющей разреза и цикличность появления вулканогенного компонента, а уже потом проанализировать их соотношение. В некоторых случаях вулканические циклы могут совпа-

дать с осадочными и как бы подчеркивать их, но в других, наоборот, цикличность вулканического происхождения, накладываясь на седиментационную, будет как бы затушевывать последнюю.

При проведении этого анализа надо еще иметь в виду, что биогенные и хемогенные отложения, обычно относимые целиком к осадочной составляющей формации, также могли частично, а иногда даже почти полностью иметь вулканическую природу (или же они могут появляться в результате вулканической деятельности), например, хемогенные руды и кремнезем, диатомиты и др. Следовательно, такие породы при раздельном рассмотрении цикличности следует считать связанными с вулканическими циклами.

Сложные вопросы о периодичности вулканической деятельности, о соподчинении периодичности разных порядков, об ее проявлении в определенной последовательности отложений, а также о соотношении вулканических и осадочных циклов и о причинах их возникновения пока, можно сказать, совершенно не изучены, несмотря на их теоретический интерес и большое практическое значение. Их изучение особенно существенно для рудоносных вулканогенно-осадочных толщ с точки зрения возможности прогнозирования и выяснения закономерностей рудонакопления. Для решения этих вопросов необходим специальный сбор фактического материала и его анализ.

Таким образом, наряду с перечисленными выше, одной из существенных задач будущих исследований является изучение особенностей ритмически или циклически построенных вулканогенно-осадочных отложений с целью выяснения характера и причин периодичности разных порядков, свойственной вулканическому процессу, и ее влияния на седиментацию. Решение этой задачи также в значительной степени связано с проведением детального фациального анализа и с изучением генетических типов отложений.

Самостоятельной задачей, стоящей перед литологами, является дальнейшее исследование минеральных ассоциаций в породах вулканогенно-осадочного комплекса и тех характерных черт, которые определяются их вулканическим происхождением. Особенно это относится к породам, сильно измененным целым рядом последующих за седиментацией процессов — от диагенеза до глубоких эпигенетических преобразований.

Для понимания процессов литогенеза, в том числе и вулканогенно-осадочного, необходимо на ряде примеров рассмотреть судьбу вулканогенного материала после его осаждения, в первую очередь, в диагенезе. Как мы видели выше, на некоторых примерах уже сейчас в ряде случаев устанавливается вулканогенная природа глинистых пород, образовавшихся в результате разложения тонких пеплов. Дальнейшие исследования, по-видимому, приведут к тому, что наряду с терригенными будут выделяться еще и вулканогенные глины и глинистые породы. Признаки их различия помогут точнее определить генезис осадочных комплексов в целом и отдельных их составляющих. Таким образом, в аспекте выяснения влияния вулканизма на седиментацию в дальнейшем намечается исследование не только проблемы кремнеобразования, но и проблемы глинообразования, решение которых должно проводиться комплексно, так как оба эти процесса в некоторых случаях, по-видимому, тесно связаны между собой.

Весьма существенно для познания особенностей диагенеза изучение не только вещественного состава пород, но и их диагенетических текстур; последние, к сожалению, в должной мере вообще почти не изучены и тем более в вулканогенно-осадочных породах. Между тем незнание особенностей текстур, возникающих в диагенезе, и их отличий от текстур седиментационных приводит в ряде случаев к неправильной трактовке генезиса отложений, в частности, и вулканогенно-осадочных.

В качестве примера можно привести текстуры некоторых карбонатных пород в девонских отложениях Казахстана, описанных автором совместно с Е. А. Соколовой. Волнистая изогнутость и линзовидность слойков, возникающие в диагенезе в результате перераспределения материала (главным образом карбонатов) некоторыми исследователями принимались за первичную волнистую слоистость. На основании этого делался вывод о прибрежно-морской мелководной обстановке формирования этих отложений. Между тем в действительности они возникали в совершенно иных условиях — в изолированных углублениях морского дна на достаточно больших глубинах и не были связаны с сушей. Из последнего вытекает дальнейший вывод о том, что источником повышенных концентраций марганца и железа в данной толще не мог быть снос с суши: источником их был подводный вулканизм. Таким образом, выяснение казалось бы формального признака (особенностей текстуры) может помочь в решении большого и сложного вопроса об источнике повышенных рудных концентраций и их связи с вулканизмом.

Как уже было показано, основным методом исследования авторов был формационный анализ. Естественно, что работы в этом плане будут расширяться и дальше.

Так, например, привлекают внимание особенности формаций, связанных с наземным вулканизмом и с различной степенью дифференциации магмы. Изучение подобных формаций, в частности, связанных со щелочным вулканизмом, по-видимому, поможет решить неясный в настоящее время вопрос о возможности возникновения высокоглиноземистых образований вулканического происхождения и о тех условиях, при сочетании которых они могут возникнуть.

Задачей формационного исследования является также сравнение литологических особенностей вулканогенно-осадочных (в частности, вулканогенно-кремнистых) формаций геосинклиналей и платформ. Наконец, проведенная работа по изучению вулканогенно-осадочных формаций должна быть продолжена в направлении дальнейшей систематизации мирового материала, что даст основание для их типизации.

При проведении наших исследований весьма важно рассмотрение причинных связей различных явлений. Для более глубокого проникновения в суть последних, в частности, при анализе различных парагенезов пород, существенно установить: является ли наличие в разрезе одних пород следствием наличия других или же появление и тех и других вызвано иными, но какими-то общими для них причинами, или же, наконец, возможно, что их сонахождение случайно и не имеет никакой причинной связи.

Мы рассмотрели лишь некоторые вопросы, часть из которых является первоочередными при дальнейших исследованиях. Естественно, что этот обзор не претендует на то, чтобы охватить все задачи и проблемы, стоящие перед литологами при изучении вулканогенно-осадочных формаций. Так, в частности, здесь умышленно совершенно не затрагивалась связь их образования с тектоникой, так как это самостоятельная большая проблема, которая должна быть разобрана специально.

Здесь мы также не касались задач, связанных с изучением вулканогенного рудообразования, так как формации, в которых накопление рудных компонентов было настолько интенсивным, что приводило к образованию месторождений (главным образом железа, марганца и фосфора), будут рассмотрены подробно в следующем, втором томе этой монографии.

ЛИТЕРАТУРА

Часть первая

Авдейко Г. П. О возрасте кремнисто-вулканогенных отложений Пенжинского хребта.— Труды Института вулканологии, 1966, вып. 23.

Анодин Т. И. Опоки, опоковидные трепелы, диатомиты и диатомовая глина Сахалина.— Труды Сахалинского комплексного научно-исследовательского ин-та, 1961, вып. 10.

Бабичев Е. А., Мазарович О. А., Минервин О. В., Хэ Го-ул. О возрасте яшмо-кремнистых отложений южной части Кокчетавского поднятия (Северный Казахстан).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, XL (4).

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, XXXIV (1).

Бонатти Э. Механизм глубоководного вулканизма в южной части Тихого океана.— Труды Второго международного океанологического конгресса. Тезисы докладов, 1966.

Ботвинкина Л. Н. Ритмит — особый текстурный тип породы смешанного состава.— Литология и полезн. ископ., 1966, № 5.

Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.

Бродская Н. Г. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях.— В кн. «Геохимия кремнезема», 1966.

Бубнов С. Н. Геология Европы. Ч. 1. Перев. с нем. Л.— М., Гос. изд-во геол.-разв. и геодез. лит-ры, 1935.

Виноградов А. П., Бойченко Е. А. Разрушение каолинита диатомовыми водорослями.— Докл. АН СССР, 1942, 37, 4.

Габинет М. П. Окремнение битуминозных пород менилитовой серии Восточных Карпат.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований». Кн. 6. Изд-во Львовск. ун-та, 1961.

Гаврилов А. А. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар.— Труды ГИН АН СССР, 1967, вып. 169.

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Отв. редактор Л. И. Красный. Изд-во «Недра», 1966.

Геология и минеральные ресурсы Японии. ИЛ, 1961.

Гладенков Ю. Б. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Корякское нагорье).— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 89.

Горецкий Ю. К. Кремневые отложения озер вулканического ландшафта в Армении.— В кн. «Диатомиты и трепелы». Т. 1. 1945.

Гримм Р. Е. Минералогия глин. ИЛ, 1956.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд-во «Недра», 1965.

Довжиков Е. А., Буй Фу Ми, Василевская Е. Д. и др. Геология Северного Вьетнама. Ханой, 1965.

Жинью М., Стратиграфическая геология. Перев. с франц. ИЛ, 1952.

Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блява на Урале.— Тр. ИГН АН СССР, петрограф. серия, 1946, вып. 71, № 24.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1956.

Заравняева В. К., Антонюк Р. М., Рахимбаев Т. Вулканогенная порфиритовая формация ашгильского яруса верхнего ордовика.— В кн. «Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана», 1965.

Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А. Анализ палеозойских геологических формаций востока Алтае-Саянской области и некоторые особенности ее тектонического строения.— Геол. и геофиз, 1960, № 12.

Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Перев. с англ. ИЛ, 1954.
Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Офиолитовая формация северо-западной Сирии.— Изв. Высш. учебн. завед., Геол. и разведка, 1965, 2.
Кайгородцев Г. Г. Офиолитовые формации хребта Пекульней.— Материалы по геол. и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1961, вып.15.
Каледа Г. А. Периодизация геологической истории кремнезема.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований». Кн. 3 и 4. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
Каледа Г. А. Девонские отложения южной Ферганы.— В кн. «Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня», т. II, 1960.
Каледа Г. А. О состоянии стратиграфии девонских отложений Туркестанского и Алайского хребтов.— Изв. высш. учебн. завед., 1962, № 11.
Каледа Г. А. Яшмовая и синхронные ей формации восточной части Алайского хребта.— В кн. «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», 1966.
Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования.— Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1949, вып. 104, № 34.
Красный Л. И. и др. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Изд-во «Недра», 1966.
Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования.— В кн. «Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963.
Кругликова С. Б. Количественное распределение радиолярий в поверхностном слое донных осадков северной половины Тихого океана.— В кн. «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», 1966.
Лебединский В. И. Генезис и классификация спилито-кератофировых формаций.— В кн. «Петрографические формации и проблемы петрогенезиса», 1964.
Леоненок Н. И. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары).— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1955, вып. III.
Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале.— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1936, вып. 81.
Лисицын А. П., Беляев Ю. И., Богданов Ю. А., Богоявленский А. Н. Закономерности распределения и формы кремния, взвешенного в водах Мирового океана.— В кн. «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», 1966.
Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью.— В кн. «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», 1966.
Малахов А. Е., Наделяев К. М. Генетические особенности месторождений орских пестроцветных яшм.— Труды Свердловского горного ин-та, 1940, вып. 6.
Мамаев Н. Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала (Брединско-Челябинский нижнепалеозойский синклинорий). Труды Геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, 1965, вып. 73.
Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бек-Пак-Далы.— Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 62.
Миллер Е. Е., Константинович Т. В. Вулканогенная спилитово-кератофировая формация нижнего кембрия (бощекульская свита).— В кн. «Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана», 1965.
Михайлов А. Ф., Заединова И. Е. Зеленокаменная формация юго-западной части Пенжинского кряжа.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 25.
Мухина В. П., Конев П. Н., Шнейдер Б. А., Шуйский В. П. Основные черты палеогеографии Урала в эйфельском веке.— Докл. АН СССР, 1965, **164**, № 3.
Ненашев Ю. П., Проскурников Е. Е., Пупышев Н. А., Гурика Т. И. Стратиграфическое положение яшмо-диабазового комплекса в Жаман-Сарысуйском антиклинории.— В кн. «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана», 1965.
Нестоянова О. А. Стратиграфия девона и силура Магнитогорского синклинория.— Сов. геология, 1959, № 11.
Нестоянова О. А. Основные черты стратиграфии, тектоники и вулканизма зеленокаменного комплекса Учалинского рудоносного района (восточный склон Южного Урала).— Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, 1960, вып. 2.
Нестоянова О. А. Основные этапы развития среднепалеозойского вулканизма Магнитогорского синклинория.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала, 1961, вып. 8.
Нестоянова О. А. Вулканизм восточного склона Южного Урала.— Труды I Уральского петрограф. совещ., 1963, II.
Никитина Л. Г. Стратиграфия и фациальные комплексы нижне-среднедевонских отложений северо-востока Центрального Казахстана.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1964, № 6.
Петрова М. А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях.— Труды Геолого-развед. ин-та им. С. Орджоникидзе, 1958, 22.
Петровский А. Д. Новые данные о составе и возрасте пород сакмарской свиты на Южном Урале.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, **10** (3).

Петровский А. Д., Шитов В. А., Опыт изучения некоторых кремнистых пород палеозоя Южного Урала методом реплик под электронным микроскопом.— Литология и полезн. ископ., 1966, № 2.
Петренко А. А. Геотектонические и палеогеографические условия формирования угленосных отложений карбона Центрального Казахстана.— Труды Лабор. геологии угля, 1954, вып. 11.
Покровский Ю. В. Об эксплозивных кремнистых брекчиях среди палеозойских отложений Южного Урала.— Литология и полезн. ископ., 1965, № 2.
Пущаровский Ю. М. Геологическое развитие северной части Восточных Карпат в меловое и палеогеновое время.— Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1953, вып. 149, № 62.
Региональная стратиграфия Китая. Перев. с китайск. ИЛ, 1960.
Сергиевский В. М. Магматизм и развитие тектонических структур Урала.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, 1960, вып. 2.
Сергиевский В. М., Петрова И. А. Основные особенности развития тектонических структур, магматизма Урала и закономерности минерализации.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала новая серия, 1962, 86.
Сергиевский В. М. Петрохимические особенности эффузивных пород Урала и вопросы магматической эволюции.— Труды I Уральского петрограф. совещ., 1963, II.
Сидоренко В. В., Байкова В. С., Степанов И. В. Вулканогенно-кремнистая группа формаций Сакмарской зоны на западном склоне Южного Урала. Изд-во «Наука», 1964.
Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. Изд-во «Недра», 1966.
Славин В. И. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. Госгеолтехиздат, 1963.
Слатвинская Е. А. Условия образования угленосного карбона Центрального Казахстана.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1962, вып. 14.
Соколова Е. А. О марганценосных вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
Стратиграфия СССР. Силурийская система. Изд-во «Недра», 1965.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. Изд-во АН СССР, 1960.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
Страхов Н. М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема.— В кн. «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», 1966.
Хабаков А. В. О находке фауны радиолярий в кремнистых сланцах и яшмах палеозоя Кавказского хребта и ее палеогеографическое значение.— Изв. Всес. геол.-развед. объединения, 1932, вып. 12.
Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
Хворова И. В. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов.— Литология и полезн. ископ., 1966, № 4.
Хераскова Н. П. Геология и генезис восточно-башкирских марганцевых месторождений.— В кн. «Сб. памяти А. Д. Архангельского», 1951.
Шарфман В. С. Среднедевонские отложения в Орском и Баймакском районах Южного Урала.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, 1960, вып. 2.
Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.
Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, №4.
Шатский Н. С. О фосфоритоносном кульме Карагандинского бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
Яковлев Г. Ф., Зарайский Г. П., Старостин В. И. Субвулканические тела кислого состава и медноколчеданное оруденение Блявинского района (Южный Урал).— Сов. геология, 1965, №4.
Aubouin J. Geosynclines. Amsterdam — London —New York, 1965.
Bailey E. H., Irwin W. R., Johns D. L. Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of western California. — Calif. division of mines and geology Bull., 1964, 183.
Black M. Sedimentation in relation to the Caledonian movements in Britain.— Congreso Geologico internacional, XX Session, sec. V, 1957.
Bradley W. H. Nonglacial marine varves.— Amer. J. Sci., 5th. ser., 1931, 22, p. 318.
Bramlette M. N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks.— Geol. Surv. Prof., Paper 212, 1946.
Burk C. A. Geology of Alaska Peninsula — Island Ars and continental margin (part 1).— Mem. Geol. Soc. America, 1965 (pt 1).
Carlisle D. Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia.— J. Geol., 1963, № 1.
Cressman E. R. Nondetrital siliceous sediments. Data of geochemistry.— Geol. Soc. Profess. Paper, 1962, 440-T

Cirič B. Über di Diabas-Hornstein-Formation der Dinariden und anagole Bildungen.— Z. Dtsch. geol. Ges., Jahrg., 1961, 113, Teil 1.
David T. W. E. The geology of the Commonwealth of Australia, 1950, 1.
Davis E. F. The Radiolarian cherts of the Franciscan Group.— Univ. California Publs. Bull. Dept Geol., 1918, 11, № 3.
Dubertret L. Geologie des rockes vertes du nord-ouest de la Surie et du Hatay (Turquie).— Museum, Notes et Memoires sur le Moyen-Orient, 1953, t. VI.
Flügel H. Das Paläozoikum in Österreich.— Mitt. geol. Ges. Wien, 1964, 56, H. 2.
Folk R. L., Weaver C. E. A study of the texture and composition of chert.— Amer. J. Sci., 1952, 5/250, № 7.
Frayer G., Tröger K. Über Phosphoritknollen des im Vogtlandisch-Ostthüringischen Silur.— Geologie, 1959, 8, 168—190.
Goldstein A. Cherts and novaculites of Ouachita facies.— In: «Silica in Sediments». Soc. Econ. Paleontol. and Mineralogists Spec. Publ., 1959, N 7.
Greiling L. Das Gotlandium des Frankenwaldes (Bayerische Fazies).— Z. Dtsch. geol. Ges., 1955, 108, Teil 2, 221—222.
Greiling L. Das Gotlandium des Frankenwaldes (Bayerische Entwicklung).— Geol. Jahrb. Hannover, 1957, 73, 301—356.
Grünau H. R. Mikrofazies und Schichtung ausgewahlter, jungmesozoischer, Radiolarit-führender Sedimentserien der Zentral Alpen.— Internat. Sediment. Petrogr., Ser. 4. Leiden, 1959.
Grünau H. R. Radiolarian cherts and associated rocks in space and time.— Eclogae geol. Helv., 1965, 58, № 1.
Haage R. Beitrag zur Genese des Kieselchiefer-Mangankieselvorkommens im Schävenholz bei Elbingerode (Harz).— Ber. geol. Ges., 1964, 9, H. 4/5.
Heritsch F., Heritsch H. Lydite and ahnliche Gesteine aus dem Karnischen Alpen.— Mitt. Alpenland Geol. Vereins (Geol. Ges., Wien Mitt.), 1943, 34, 127—164.
Hoots H. W. Geology of the eastern part of the Santa Monika Mountains, Los Angeles, Country California.— U. S. Profess. Paper, 1931, 165-C.
Hoss H. Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieselschiefer.— Beitr. Mineral. und Petrogr., 1957, 6, H.1.
Imbrie J., Poldervaart A. Mineral compositions calculated from chemical analyses of sedimentary rocks.— J. Sediment. Petrol., 1959, 29, № 4.
Jakob J. Einige chemische Analysen von rotem Radiolarit.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1925, V, H. 1.
Katz H. R., Watters W. A. Geological investigation of the Yahgem formation (Upper Mesozoic) and associated igneous rocks of Navarino Island, Southern Chile.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1966, 9, № 3.
Kay M., Crawford J. P. Paleozoic facies from the miogeosynclinal to the eugeosynclinal belt in thrust slice Central Nevada.— Geol. Soc. America Bull., 1964, 75, № 5.
Ketner K. B., Smith J. F. Composition and origin of siliceous mudstones of the Carlin and Pine Valley Quadrangles, Nevada.— Short Papers in Geol. and Hydrogeol. Geol. Surv. Res., 1963, art. 13.
Lotti B. Descrizione geologica dell'Isola d'Elba.— Mem. Descr. Carta geol., 1886, 2.
Maxwell M. K., Hosterman J. W. Outlook for resumption of diatomite mining in Southern Maryland and Eastern Virginia.— Geol. Surv. Profess. Papers, 1965, 525-Д.
Maxwell J. A. Geochemical study of some chert and related deposits.— Canada Geol. Surv. Bull., 1963, № 104.
Merriam Ch. W. Paleozoic rocks of Antelope valley Eureka and Nye Counties Nevada.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1963, 423.
Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea. Geochim. et cosmochim. acta, 1966, 30, № 3.
Molengraaff G. A. F. Geologische Verkenningstochten in Centraal-Borneo (1893—1894). Leiden en Amsterdam, 1900.
Pantanelli D. Radiolarie dei diaspri. Procés-verbaux Soc. sci. natur. Tosc., 1880, 2.
Paul H. Grundsätzliches zur Paläogeographie des europäischen Unterkarbon und die Begriffe Kohlenkalk und Kulm.— Geol. Rundschau, 1939, 30, H. 6.
Paul H. Das Unterkarbon in Deutschland.— Geol. Rundschau, 1940, 31.
Pringle J. British regional geology of the south of Scotland, London, 1948.
Reed R. D. California's record in the geologic history of the world.— In: Geologic formations and economic development of the oil and gas field of California.— State Calif. Dept Natur. Resources Div. Mines Bull., 1943, № 118.
Revelle R. R. Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnegie on its seventh cruise. Carnegie Inst. Washington Publ., 1944, 556, p. 1—180.
Roberts R. J., Lehner R. E. Additional data on the age and extent of the Roberts Mountain thrust fault, North-Central Nevada (abs.).— Geol. Soc. America. Bull., 1955, 66.
Roberts R. J., Hotz P. E., Gilluly J., Ferguson H. G. Paleozoic rocks of North-Central Nevada.— Amer. Assoc. Petrogr. Geol. Bull., 1958, 42, № 12.

Roberts R. J. Stratigraphy and structure of the Antler Peak Quadrangle Humboldt and Langer Counties Nevada.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1964, № 459-A.
Rubey W. W. Origin of the siliceous Mowry shale of the Black Hills Region.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1929, № 154-D.
Ruedemann R., Wilson T. Y. Eastern New York Ordovician cherts.— Geol. Soc. America Bull., 1936, 47, № 10.
Sampson E. The ferruginous chert formations of Notre Dame bay, Newfoundland.— J. Geol., 1923, 31, № 7.
Schrayer G. J., Zarrella W. M. Organic geochemistry of shale. I. Distribution of organic matter in the siliceous Mowry shale of Wyoming.— Geochim. et cosmochim. acta, 1963, 27, № 10.
Silberling N. J., Roberts R. J. Pre-Tertiary stratigraphy and structure of Northwestern Nevada.— Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, 1962, 72.
Slaughter M., Earley J. W. Mineralogy and geological significance of the Mowry Bentonites, Wyoming.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1965, № 83.
Stein V. Stratigraphische und palaontologische Untersuchungen im Silur des Frankenwaldes.— Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh., 1965, 121, H. 2.
Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsatze und der Ophiolithischen Massengesteine.— Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i Br., 1905, H. 16/18, 67.
Takai F., Matsumoto T., Toriyama R. Geology of Japan, 1963.
Taliaferro N. L. The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments.— California Univ. Dep. Geol. Sci. Bull., 1933, 23, № 1.
Taliaferro N. L. Geologic history and structure of the Central Coast Ranges of California.— In: Geological Formations and Economic, Development. Oil and Gas Fields of California Bull., 1943, № 118.
Twenhofel W. H. Treatise on Sedimentation, v. II. Dover. Public., N Y., 1961.
Weir J. A. Geology of Lower Palaeozoic in liers of slieve Bernagh and the Cratloe Hills, County Clare.— Scient. Proc. Roy Dublin Soc., Ser. A, 1962, 1, № 9.
Wenk E. Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem.— Experientia, 5, fasc. 6, 1949.
Wurm A. Geologie von Bayern. Berlin, 1961.

Часть вторая

Андронов С. М. О возрасте ирендыкской свиты восточного склона Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 4.
Бродская Н. Г., Захарова М. А. Литолого-тектонические комплексы третичных отложений Сахалина и связанные с ними осадочные полезные ископаемые.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 7.
Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
Бродская Н. Г. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях.— В кн. «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», 1966.
Влодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение.— В кн.: «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.
Габриелян А. А. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород.— Изв. АН Армянской ССР. серия физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1956, 9, № 2.
Габриелян А. А. Эффузивный вулканизм и тектоника (на примере Малого Кавказа).— Изв. АН Армянской ССР, серия геол. и геогр., 1960, 13.
Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд-во «Наука», 1964.
Гаврилов А. А. Александрова В. А. О глинистых минералах аргиллитов ордовика Южного Урала.— Докл. АН СССР, серия геол., 1964, 157, № 4.
Гаврилов А. А. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар.— Труды ГИН АН СССР, 1967, вып, 169.
Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, 1949.
Гамкрелидзе П. Д. Основные этапы геологического развития Аджаро-Триалетской складчатой системы.— Труды Грузинского политехн. ин-та, 1954, № 32.
Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Грузии и применение методики определения абсолютного возраста.— Труды 5 Сессии Комиссии по определению абсолютного возраста, 1958.
Гамкрелидзе П. Д. Основные этапы истории геологического развития Грузии.— Труды Всес. научно-исслед. геологоразвед. нефт. ин-та, 1959, вып. 21.
Гамкрелидзе П. Д. Условия формирования вулканогенно-осадочных образований в Аджаро-Триалетской геосинклинали.— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.
Геология и минеральные ресурсы Японии. Перев. с англ. ИЛ, 1961.

Гущенко И. И. Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях.— Материалы ко Второму Всесоюзному вулканологическому совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1964.
Гущенко И. И. Пеплы северной Камчатки и условия их образования. Изд-во «Наука», 1965.
Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, 1948 а.
Дзоценидзе Г. С. Эволюция химизма вулканических горных пород от палеозоя до миоцена в связи с геотектонической историей Грузии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1948б, 23 (3)
Дзоценидзе Г. С. О вулканогенных формациях Грузии.— В кн. «Академику, Академии Наук Грузинской ССР А. И. Джанелидзе». Тбилиси, 1959.
Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков.— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые», Изд-во «Наука», 1965.
Ерохов В. Ф., Шилов В. Н. Неогеновый вулканизм и неогеновые вулканогенные формации Сахалина.— В кн. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». Изд-во «Наука», 1966.
Заридзе Г. М. Типы эндогенных геологических формаций. Тбилиси, изд-во «Ганатлеба», 1966.
Зеленов К. К., Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
Классификация вулканогенных обломочных горных пород. Госгеолиздат, 1962.
Козырев В. Д., Гринберг И. Г., Кузина И. Н., Жидкова Л. С. Геологическое строение и газонефтеносность Южной части Сахалина.— Труды ВНИГРИ, 1960, вып. 156.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале.— Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 81.
Нестоянова О. А. Стратиграфия девона и силура Магнитогорского синклинория.— Сов. геология, 1959, № 11.
Нестоянова О. А. К вопросу о возрасте рудовмещающих толщ колчеданных месторождений Учалинского и им. XIX партсъезда. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1960а, вып. 28.
Нестоянова О. А. К палеогеографии девона восточного склона Южного Урала.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1960б, вып. 28.
Нестоянова О. А. Основные этапы развития среднепалеозойского вулканизма Магнитогорского синклинория.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», Гостоптехиздат, 1961.
Нестоянова О. А. Вулканизм восточного склона Южного Урала.— В кн. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». 1963.
Нестоянова О. А. Возрастная корреляция вулканогенных образований Южного Урала.— Тезисы докладов Второго Уральского петрограф. совещ. Свердловск, 1966.
Нечеухин В. М. Вулканогенные горные породы восточной части Баймакского района (Южный Урал) и некоторые особенности их метаморфизма.— В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Свердловск, 1963.
Петров В. П. Основы классификации туфовых и вулканогенных пород.— В кн. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.
Пущаровский Ю. М. О тектонике Сахалина.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 12.
Ратновский И. И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений северо-западного Сахалина.— Труды ВНИГРИ, 1963, вып. 224.
Рудич Е. М. О геологическом обосновании сейсмичности острова Сахалин.— Бюлл. Совета по сейсмичности АН СССР, 1960, № 8.
Саркисян О. А. Краткий очерк палеогеографии Севано-Ширакского синклинория.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, 1963, 16, № 2.
Саркисян О. А. Эффузивно-осадочные формации палеогена Севано-Ширакского синклинория и условия их формирования.— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.
Сергиевский В. М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала.— Материалы ВСЕГЕИ, 1948, № 8.
Соколова Е. А. Об одном из типов пирокластических пород в вулканогенно-осадочных толщах кембрийского возраста хребта Кузнецкий Алатау.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
Соловьев А. В. К вопросу о тектонической схеме Сахалина.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 12.
Фролов В. Т. О ритмичном строении осадочных и вулканогенно-осадочных толщ среднего палеозоя Магнитогорского синклинория.— В кн. «Материалы по региональной геологии». Изд-во МГУ, 1963.
Фролов В. Т., Фролова Т. И. Соотношение эффузивного, пирокластического и осадочного вещества в формациях эвгеосинклинали Южного Урала.—В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.

Фролова Т. И., Рудник Г. Б. Магматизм северной части Магнитогорского синклинория.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», 1961.
Хворова И. В., Ильинская М. Н. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений Ирендыкской свиты.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.
Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Структурные особенности туфовых турбидитов ирендыкской свиты.— Бюлл. МОИП, 1963, 38(3).
Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутаусской свиты.— Литология и полезн. ископ., 1965, № 1.
Хворова И. В., Залманзон Э. С. О составе туфогенных пелитоморфных пород из девонских толщ Южного Урала.— Литология и полезн. ископ., 1966, № 6.
Херасков Н. П., Милановский Е. Е. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала.— В кн. «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». Изд-во МОИП, 1953.
Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Изд-во «Наука», 1963.
Чайников В. И., Репечка М. А. О подводном вулканизме в Японском море.— Докл. АН СССР, серия геол., 1966, 168, № 5.
Червяковский Г. Ф., Коротеев В. А. Литология, структура и стратиграфия ирендыкской свиты.— Докл. АН СССР, 1964, 157, № 4.
Шарфман В. С. Стратиграфия и тектоника Зеленокаменного синклинория Баймакского р-на Башкирии.— Сов. геология, 1959, № 8.
Шарфман В. С. Силурийские и девонские вулканогенные комплексы южной части западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Автореф. канд. дисс. М., 1965.
Шилов В. Н. Некоторые данные о среднемиоценовом вулканизме Южного Сахалина (Чеховский район).— Изв. АН СССР, серия геол., 1958а, № 12.
Шилов В. Н. Кайнозойский вулканизм и кайнозойские вулканогенные формации Западной части Южного Сахалина. Автореф. канд. дисс. Южно-Сахалинск. 1958б.
Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм Урала.— В кн. «Тезисы Второго Уральского петрограф. совещания». Свердловск, 1966.

Coombs D. S. The nature and alteration of some Triassic sedimentations from southland New Zealand.— Trans. Roy. Soc. N. Z., 1954, 82, pt 1.
Diskinson W. Marine sedimentation of clastic volcanic strata. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 1962, 46, № 2.
Doi S. On the stratigraphical situation and shapes of Pirina type neogene tertiary manganese deposits, Southwestern Hokkaido.— Rept geol. surv. Hokkaido, 1961, № 25.
Fiske R., Matsuda T. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa formation, Japan.— Amer. J. Sci., 1964, 262.
Geology of Japan. Takai, Matsumoto, Torijama (eds.). Los Angeles, 1963.
Lacroix A. R. Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la génése des roches pyroclastiques qu'elles constituent.— Continaire Soc. géol. France, livre jubilaire, 1930, 2.
Verhoogen G. Mechanics of ash formation.— Amer. J. Sci., 1951, 249, № 7.

Часть третья

Белянкин Д. С., Петров В. П. Петрографический состав и происхождение асканских глин.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, 13, № 2.
Гребенщиков И. В. Химические реакции на поверхности силикатов и их значение для техники.— Изв. АН СССР, отд. тех. наук, 1937, № 1.
Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. Изд-во «Наука», 1965.
Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд-во «Недра», 1965.
Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН Груз. ССР, 1948.
Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков.— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.
Котова Л. Н. Литология девонской вулканогенно-осадочной серии хребта Тарбагатай. Автореф. канд. дисс., ГИН АН СССР, 1966.
Лазаренко Е. К. Некоторые вопросы изучения глинистых минералов и глин.— В кн. «Исследование и использование глин». Изд-во Львовского ун-та, 1958.

Мак-Юан Д. М. К., Руиз Атил А., Браун Г. Смешанно-слойные глинистые минералы.— В кн. «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов», Изд-во «Мир», 1965.
Мачабели Г. А. Месторождения бентонитовых глин СССР и их связь с вулканизмом.— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.
Маркин Н. М. Стратиграфия третичных отложений Западного побережья Камчатки.— В кн. «Материалы Межведомств. совещ. по разработке стратиграф. унифицировов. схемы Сахалина, Камчатки и Командорских островов». Оха, Гостоптехиздат, 1959.
Мерабишвили М. С. Бентонитовые глины. Госгеолтехиздат, 1962.
Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. Изд-во «Мир», 1965.
Рокова М. Л. О генезисе бентонитовых глин Груз. ССР.— Бюлл. Кавказ. ин-та мин. сырья, 1958, № 2.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, Т. I и II, 1960, 1962.
Страхов Н. М. К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования.— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.
Твалчрелидзе А. А., Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. Верхнеэоценовая щелочная вулканогенная толща Аджаро-Имеретинского хребта и связанные с ней бентонитовые глины.— Труды Тбилисского ун-та, 1959, 72.
Тугуши Н. П. Вещественный состав бентонитовых глин месторождения Саригюх Арм. ССР.— Труды Кавказ. ин-та мин. сырья, 1961, вып. III (5).
Юревич А. Л. Вещественный состав и условия образования акчагыльских отложений Прибалханского района юго-западной Туркмении. Автореф. канд. дисс., ГИН АН, 1965.
Юревич А. Л., Соколова А. Л. Формирование минералов тонких фракций верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района юго-западной Туркмении.— Литология и полезн. ископ., 1965, № 6.

Greene-Kelly R. Identification of montmorillonite.— J. Soil Sci., 1953, 4, 233—237.
Griggs R. F. The Valley of Ten Thousand Smokes. Washington. Nat. Geol. Soc., 1922, p. 341.
Hawkins D. B., Roy R. Experimental hydrothermal studies on rock alteration and 400° C.— Econ. Geology, 1944, 39, 78—589.
Harder G. Können Eisensanerlinge die Genese der Lahn — Dill Erze erklaren?— Beitr. mineral. und petrogr., 1964, 9.
Hawkins D. B., Roy R. Experimental hydrothermal studies on rock alteration and clay mineral formation.— Geochim. et cosmochim. acta, 1963, 72, № 10.
Iler R. K. The colloid chemistry of silica and the silicates. Ithaca, Cornell Univ. Press, 1955, № 4.
Keller W. D. The principles of chemical weathering. Columbia Missouri, Lucas Brothers, 1959, p. 111.
Kemmerling G. L. L. De uitbarsting vanden G. Keloet in der nacht vanden 19 op den 20 sten mei 1919.— Medd. Dienst. Mijnw., 1921, 2.
Larsson N. Vulkanische Asche vom Ausbruch des chilenischen Vulkans Quizapy (1932) in Argentina.— Ges. Univ. Uppsala Geol. Inst. Bull., 1937, № 26.
Mohr E. C. I., Van Baren F. A. Tropical soils. N. Y., Intersci. Publ. 1954, p. 498.
Ross C. S., Hendricks S. B. Minerals of the montmorillonite group.— U. S. Geol. Surv., Profess. Paper, 1945, № 205 B, p. 23—79.
Schwartz G. Hydrothermal alteration.— Econ. Geol., 1959, 54, № 2.
Segerstrom K. Erosion studies at Paricutin, State Michoacan, Mexico.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1950, № 965 A, p. 131.
Slaughter M., Earley I. W. Mineralogy and geological significance of the Mowry Bentonites Wyoming.— Geol. Surv. America, Spec. Papers, 1965, № 83.
Sudo E., Kodamo H. Proc. Internat. Conf. Clays. Stockholm, Pergamon Press, 1963.
Thorarinsson S. T. The eruption of Hekla 1947—1948. Reikjvik. 1954.
Warran B. E., Biscoe J. The structure of silica glass by x-ray diffraction studies.— J. Amer. Ceram. Soc., 1938, 21, 49.
Weaver C. E. The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks.— Amer. Mineral., 1956, 41, № 3—4, 202—241
Weir A. N. Beidellite. Thesis University of London, 1960.
Weir A. N., Greene-Kelly R. Beidellite.— Amer. Mineral., 1962, 47, 1/2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5
Введение 7

Часть первая. **Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого**
И. В. Хворова 9

Глава I. Вулканогенно-кремнистые формации 10
Группа яшмовых формаций 11
Офиолитовая серия северо-западной Сибири 11
Спилитово-яшмовая формация Эллинид 13
Парагенез вулканических, яшмовых и карбонатных формаций девона Восточной Ферганы (Тянь-Шань) 18
Карамалыташская спилитово-кератофирово-яшмовая формация Южного Урала 21
Францисканская вулканогенно-яшмово-терригенная формация Калифорнии 28
Группа фтанитовых формаций 33
Сакмарская диабазово-фтанитовая формация Южного Урала 33
Фтанитово-терригенная формация Невады («ассамблея кремнистых и вулканических пород») 37
Ассоциация глинистых сланцев, фтанитов и вулканических пород Саксо-Тюрингской области 43
Кремнистый кульм Западной Европы 47
Группа туфово-кремнистых формаций 51
Монтерийская туфово-кремнистая формация Калифорнии 51
Туфово-кремнистые толщи Сахалина и Камчатки 60
«Сланцы Моури» 61
Группа терригенно- и карбонатно-кремнистых комплексов 64
Палеозойские кремнистые толщи складчатого пояса Уачита 64
Кремнистые горизонты в менилитовой формации Восточных Карпат . . . 68
Визейский кремнисто-карбонатно-терригенный комплекс западного склона Южного Урала 70
Кремнисто-терригенная серия ордовика Кокчетавского поднятия (Северный Казахстан) 71

Глава II. Типы кремнистых пород и особенности их химического состава 73
Главные типы пород 73
Химический состав пород 76
Кремний и алюминий 80
Железо 91
Марганец 94
Титан 96
Углерод и фосфор 98

Глава III. Сравнение современного и древнего кремненакопления 101
Современное кремненакопление 101
Особенности размещения ископаемых кремнистых осадков 103
Мезозойские кремнистые осадки 103
Палеозойские кремнистые осадки 106

Глава IV. Проблема происхождения геосинклинальных кремнистых пород (факты и гипотезы) 117

Кремненакопление и вулканизм 118
О хемогенном кремненакоплении 126
О двух главных и конкурирующих гипотезах образования яшм 128
Общая схема формирования вулканогенно-кремнистых формаций 134

Часть вторая. **Накопление вулканогенных обломочных продуктов в геосинклинальных областях прошлого.** *А. А. Гаврилов* 137

Глава I. Геосинклинальные вулканогенно-осадочные формации с преобладанием вулканокластических отложений 139
Палеозойские формации Южного Урала 139
Базальто-липаритовая (диабазово-кварцальбитофирово-туфовая) формация Сакмарской зоны Южного Урала и Северных Мугоджар 139
Андезито-базальтовая формация Магнитогорского мегасинклинория . . . 143
Андезито-дацитовая формация Магнитогорского мегасинклинория 149
Мезозойские и кайнозойские формации Кавказа 153
Андезито-базальтовая формация южного склона Большого Кавказа (Грузия) 154
Андезито-базальтовая формация Аджаро-Триалетской складчатой системы 158
Базальто-андезито-липаритовая формация Севано-Ширакского синклинория (Армения) 161
Кайнозойские формации Дальнего Востока 167
Андезито-дацитовая и базальтовая формации о-ва Сахалин 167
Базальто-андезито-липаритовая формация Японии (Юго-Западный Хоккайдо и Северо-Западный Хонсю) 173
Некоторые особенности геосинклинальных формаций с преобладанием вулканокластических отложений 176

Глава II. Формирование вулканогенных обломочных отложений в геосинклиналях как разновидность вулканогенно-осадочного литогенеза 182
Мобилизация и перенос вещества 183
Образование пирокластических осадков и пород 188
Обработка пирокластического материала в морской среде 193
Смешение пирокластического и осадочного материала в зоне седиментации 195
Разрушение и переотложение вулканических продуктов 198
Некоторые черты формирования ритмичных вулканокластических комплексов 202

Часть третья. **Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе.** *М. А. Ратеев* 209

Глава I. Постседиментационные преобразования морских пеплов и туфов (на примере миоцена Западной Камчатки) 210
Характеристика объекта исследования 210
Литологическая характеристика пород 210
Петрография, минералогия и типы преобразований 211
Зависимость типов преобразования пеплов и туфов от факторов осадконакопления 220
Связь типов преобразования с физико-химической средой диагенеза . . . 220
Значение дифференциации пеплов для направленности процессов преобразования 221

Адсорбционная форма переноса элементов пеплами и ее возможное влияние на ход преобразований 224
Время и стадия преобразования пеплов 227
Сопоставление последовательности преобразования миоценовых пеплов Камчатки и верхнеплиоценовых пеплов Туркмении 228
Некоторые химико-минералогические процессы при разложении вулканического стекла 230

Глава II. Преобразования пеплов и туфов под влиянием гидротерм 232
Характеристика объекта исследований 232
Геология Аксанского месторождения бентонитовых глин и признаки их гидротермального генезиса 232
Петрография и минералогия типов преобразования исходных пеплов и туфов 233
Факторы, управляющие преобразованием пепловых и туфовых пород под влиянием гидротерм 238

Заключение 241

Часть четвертая. **Некоторые задачи изучения вулканогенно-осадочных отложений.** *Л. Н. Ботвинкина* 243

Литература 252

CONTENTS

Foreword 5
Introduction 7

Deposition of silica in geosynclinal areas of the past. *I. V. Khvorova* 9

Formations of volcanic and siliceous rocks 10
Group of Jasper Formations 11
Ophiolite series of North — Western Syria 11
Spilite-Jasper Formation of Hellenides 13
Paragenesis of devonian Volcanic, Jasper and Carbonate Formations of the East-Fergana province 18
Karamalytash Spilite-Keratophyre-Jasper Formation of the South Urals. Franciscan Volcano-Jasper-Terrigenous Formation of California 21
Group of Phtanite Formations 33
Sakmarian Diabase-Phtanite Formation of the South Urals 33
Phtanite-Terrigenous Formation of Nevada (Assemblage of siliceous and volcanic rocks) 37
Association of shales, phtanites and volcanic rocks of Saxo-Turingian area. 43
Siliceous culm of Western Europe 47
Group of Tuff-Chert Formations 51
Monterey Tuff-Chert Formation of California 51
Tuffaceous-siliceous rock masses of Sakhalin and Kamchatka 60
Mowry Shales 61
Group of terrigenous- and carbonate-siliceous complexes 64
Paleozoic siliceous rock masses of the «Ouachite fold-belt» 64
Siliceous horizons in Menilite Formation of the Eastern Carpathians . . . 68
Visean Siliceous-Carbonate-Terrigenous Complex of the western slope of the South Urals 70
Ordovician Siliceous-Terrigenous series of the Kockchetav uplift (North Kazakhstan) 71

Types of siliceous rocks and some features of their chemical composition 73
Main rocks types 73
Chemical composition of rocks 76
Silica and aluminium 80
Iron 91
Manganese 94
Titanium 96
Carbon and phosphorus 98

Comparison recent and ancient siliceous sedimentation 101
Data on the recent siliceous sediments 101
Peculiarities of distribution of ancient siliceous sediments 103
Mesozoic siliceous sediments 103
Paleozoic siliceous sediments 106

Problem of origin of geosynclinal cherts (facts and hypotheses) 117
Siliceous sedimentation and volcanism 118
On chemical precipitation of silica 126
On two principal and competing hypotheses of origin of jaspers 128
General scheme of the formation of Volcano-Siliceous Formation 134

Sedimentation of volcanic detrital materials in geosynclinal areas of the past. *A. A. Gavrilov* 137

Geosynclinal Volcano — Sedimentary Formations with the predominance of volcanoclastic deposits 139
Paleozoic Formations of the South Urals 139
Basalt-Liparite Formation of the Sakmara zone of the South Urals and Northern Mugojary 139
Andesite-Basalt Formation of Magnitogorsk synclinorium 143
Andesite-Dacite Formation of Magnitogorsk synclinorium 149
Mesozoic and Cenozoic Formations of the Caucasus 153
Andesite-Basalt Formation of the southern slope of the Main Caucasus (Georgia) 154
Andesite-Basalt Formation of Adjare-Trialet folded system 158
Basalt-Andesite-Liparite Formation of Sevan-Shirak synclinorium (Armema) 161
Cenozoic Formations of the Far East 167
Andesite-Dacite and Basalt Formations of Sakhalin 167
Basalt-Andesite-Liparite Formation of Japan (South), Western Hokkaido and Noth-Western Honsu) 173
Some features of geosyncline Formations with the predominance of volcanic — clastic deposits 176

Formation of volcanic detrital deposits in geosyncline areas as a variety of volcano-sedimentary lithogenesis. 182
Mobilization and transportation of the materials 183
Formation of pyroclastic materials and rocks. 188
Revorking of pyroclastic materials in marine environment 193
Mixing of pyroclastic and sedimentary materials in the zone of deposition 195
Decomposition and redeposition of volcanic products 198
Some features of formation of rhythmic volcanoclastic complexes 202

Authigenic clay formation in volcano-sedimentary lithogenesis. *M. A. Rateev* . . 209

Postsedimentary alteration of marine ashes and tuffs (with special reference to Miocene deposits of Western Kamchatka) 210
Characteristic of material 210
Lithology of type rocks 210
Petrography, mineralogy and types of alteration 211

Relation between alterational types of tuffs and factors of sedimentation . . 220
Relation between alterational types and physico — chemical environment of diagenesis 220
Importance of ash differentiation for the development of alteration processes. 221
The adsorbtional form of transformation of elements and its effects on the enviropment of diagenesis and general development of alteration . . . 224
Time and stages of ash alteration 227
Comparison of sequence in alteration of Miocene ashes of Kamchatka and Upper Pliocene ashes from Turkmenia 228
Some chemical — mineralogical processes in formation and decomposition of volcanic glass 230

The alteration of ashes and tuffs by hudrotherms 232
Characteristic of materials 232
Geology of Askana bentonite deposits and features of their hydrothermal genesis 232
Petrography and mineralogy of alterational types of primary ashes and tuffs. 233
Controlling factors in alteration of ash and tuff rocks by hydrotherms 238
Conclusion 241

Some problems in investigation of volcano-sedimentary formations. *L. N. Botvinkina* 243

Bibliography 252

Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого

Том 1. Осадкообразование

Труды ГИН, вып. 195

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *В. С. Журавлев.* Художник *А. Михайлов*
Технический редактор *Т. В. Алексеева*

Сдано в набор 27/XII 1967 г. Подп. к печ. 27/V 1968 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1.
Физ. печ. л. 16,5+6 вкл. Усл. печ. л. 26,6. Уч.-изд. л. 22,6. Тираж 1700 экз. Т-07570. Тип. зак. 61.
Цена 2 руб. 40 коп.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10