



Т. Н. Хераскова

ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЕ ФОРМАЦИИ КАЛЕДОНИД АЗИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Т.Н. ХЕРАСКОВА

•
ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЕ
ФОРМАЦИИ
КАЛЕДОНИД
АЗИИ

Труды, вып. 386



МОСКВА
"НАУКА"
1986

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

T.N. Kheraskova
VENDIAN-CAMBRIAN
FORMATIONS
OF CALEDONIDES
OF ASIA

Transactions, vol. 386

Хераскова Т.Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. — М.: Наука, 1986. (Тр. ГИН; Вып. 386).

В работе обобщен материал по вещественному составу и условиям образования спилит-диабазовых, кремнистых, карбонатных и терригенных формаций, сформированных в основном на начальных этапах развития каледонид Азии. Выявлены типы вертикальных формационных рядов. Анализ особенностей строения этих рядов, их взаимного расположения и состава подстилающего фундамента позволил выделить пять типов бассейнов или структур, в которых могут образовываться геосинклинальные формации. Рассмотрены их черты сходства и различия с современными структурами: океанами, окраинными и внутренними морями, континентальными рифтами, эпиконтинентальными морями. На конкретных примерах прослежена связь осадконакопления и вулканизма. В результате получило дальнейшее развитие представление об определяющем значении эндогенных источников вещества при накоплении кремнистых пород и связанных с ними руд.

Табл. 20, ил. 77, библиогр. 229 назв.

Рецензенты:

В.Н. Григорьев, В.С. Милеев

Reviewers:

V.N. Grigoriev, V.S. Mileev

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*,
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников

Ответственный редактор:

доктор геолого-минералогических наук *И.В. Хворова*

Editorial Board:

Academician *А.В. Peive* (Editor-in-Chief)
Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *P.P. Timofeev*,
V.G. Gerbova, V.A. Krashennnikov

Responsible editor

I.V. Khvorova

Большим успехом в развитии теории геосинклиналей явилось установление в пределах складчатых поясов палеоаналогов коры океанического типа. Как следствие этого открытия возникло и плодотворно развивается представление об океанической природе эвгеосинклиналей и о геосинклинальном процессе как процессе превращения коры океанического типа в кору континентальную [Пейве и др., 1971, 1972, 1976]. Это значительно расширило возможности использования актуалистического подхода при изучении геосинклинальных областей. Однако на первом этапе исследований обычно проводилось тождество между современным океаном и палеоструктурой с корой океанического типа. Между тем по мере накопления фактического материала выяснилось, что отдельные эвгеосинклинальные прогибы различаются между собой как по формационному выполнению, так и по характеру вулканизма. Были установлены также существенные различия в особенностях вулканизма и составе осадков между многими эвгеосинклиналями и современными океанами.

Накопившийся фактический материал, в значительной степени разрозненный, вызвал необходимость провести более строгое и комплексное изучение характера вулканизма и осадконакопления древних эвгеосинклинальных бассейнов, их палеогеографии и морфологии с целью типизации древних структур с корой океанического и переходного типов и сравнения выделенных типов с современными аналогами — океанами, окраинными и внутренними морями, а также континентальными рифтами. Эти проблемы сравнения, решение которых необходимо для дальнейшего развития теории геосинклиналей, являлись главной задачей предлагаемой работы.

Сравнительный анализ древних и современных структур порождает еще одну проблему: выявленные отличия могут объясняться не принципиальными структурными особенностями, а эволюцией во времени процессов вулканизма и связей вулканизма с осадконакоплением. Поэтому второй задачей работы было уточнение парагенетических связей осадконакопления, особенно кремне-накопления, с тем или иным типом вулканизма.

Третьей задачей исследования, помогающей решению первых двух, а также имеющей важное практическое значение, являлось выявление условий образования и структурной приуроченности полезных ископаемых (фосфоритов, баритов, ванадиевых, железомарганцевых руд), генетически связанных с ранне-геосинклинальными формациями.

Самостоятельную задачу представляло собой обобщение огромного фактического материала по раннегеосинклинальным формациям каледонид Азии, типизация формаций, характеристика главных типов и рядов. Такое обобщение необходимо для составления палеотектонических, палеоформационных и металлогенических карт каледонид Азии, а также может быть использовано при тектоническом районировании других складчатых областей. Таким образом, в основу работы легли важные научные проблемы.

Представляется, что наиболее плодотворным методом, позволяющим решать поставленные задачи, является метод сравнительного формационного анализа. Вслед за Н.С. Шатским [1954] и Н.П. Херасковым [1952] автор понимает под формациями естественные комплексы горных пород и ассоциирующих с ними минеральных образований, отдельные члены которых парагенетически связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении. Формации в таком понимании представляют собой естественно-исторические тела, существование которых устанавливается эмпирическим путем. В работе формации названы по составу главных членов. При этом термин формация употребляется в двух различных, хотя и тесно связанных друг с другом смыслах — конкретном и абстрактном [Херасков, 1952]. Когда дается описание развитой в каком-либо регионе формации, например спилитовой, то подразумевается при этом некоторое конкретное геологическое тело определенного возраста и местонахождения; это — конкретная формация. Признаки нескольких близких конкретных формаций могут быть использованы для характеристики формационного типа, который объединяет сходные конкретные формации уже независимо от их возраста и местонахождения.

Огромным достижением геологии конца прошлого—первой половины этого столетия является учение о геосинклиналях. На основе его созданы замечательные труды, посвященные закономерностям строения, особенностям осадконакопления, вулканизма, стратиграфии и формационному анализу складчатых поясов, сделаны крупные тектонические обобщения, составлены тектонические карты СССР, Европы и Евразии.

Существует большое количество определений понятия "геосинклиналь" и "геосинклинальная область". Представляется наиболее полным следующее: геосинклинали — это "... зоны высокой подвижности, контрастных изменений геодинамических напряжений, большой мощности отложений, значительной расчлененности и повышенной проницаемости земной коры, выражающейся в активном магматизме и метаморфизме; это линейно-вытянутые и дугообразные или мозаично построенные участки земной коры; их зарождение и развитие тесно связаны с глубинными разломами; в начальных стадиях своей эволюции геосинклинали характеризуются преобладанием погружений, а в заключительных — поднятий; это также пластичные зоны, физическое состояние которых обуславливает интенсивные складкообразовательные процессы" [Красный, 1972, с. 9]. Однако на этом этапе изучения и понимания геосинклиналей исследования имели во многом описательный и классификационный характер. Они не объясняли удовлетворительно причины и сущность геосинклинального процесса.

Среди успехов, достигнутых учением о геосинклиналях в последние десятилетия, особенно важным является установление в пределах геосинклинальных областей палеоаналогов коры океанического типа. Как следствие этого открытия возникла и плодотворно развивается теория океанического происхождения геосинклиналей. По этим представлениям [Пейве и др., 1972; Тектоника..., 1980], геосинклинальный процесс — это процесс превращения океанической коры в кору континентального типа, т.е. геосинклинальное развитие приводит к смене геологических формаций океанической коры формациями континентальной. Он сопровождается структурной и вещественной переработкой смежных участков континентальной коры. Выделяются три стадии этого процесса. Начальная или океаническая характеризуется формированием на меланократовом фундаменте (а в краевых зонах на более древнем складчатом основании) серий спилитов, диабазов, кремнисто- и карбонатно-глинистых пород. В целом для этой стадии типична натровая специализация вулканических пород, преобладание лав над туфами, существенное развитие глубоководных

осадков. Выдержанность фаций, мощностей и малое количество грубообломочных пород, особенно в центральных частях геосинклинальной области, указывают на слабую дифференциацию структур.

В переходную стадию формирования геосинклинальных комплексов происходит на коре промежуточного типа, возникающей в ходе преобразования океанического субстрата, а также в результате деструкции зрелого сиалического фундамента. При этом деструктивный процесс иногда приводит к появлению структур с корой океанического типа, а может ограничиться заложением прогибов на тектонически утоненной континентальной коре. В пределах таких участков могут сохраняться отдельные блоки первичного цоколя, которые в дальнейшем вовлекаются в процесс созидания новой мощной коры. В переходную стадию преимущественно развиты андезитовые, в значительной степени эксплозивные формации, фациально замещающиеся турбидитами грауваккового состава, флишевыми сериями, олистостромами. Отложениям этого типа присущи изменчивость фаций и мощностей, свидетельствующая о значительной тектонической дифференциации структур. В заключительную, континентальную или орогенную, стадию формируются молассы, проявляется наземный вулканизм андезито-дацитового и липаритового состава, метаморфизм и гранитизация.

В работе рассматриваются лишь формации начальной стадии, хотя такое деление в значительной степени условно, так как геосинклинальные области развиваются неравномерно, и их различные части в разное время вступают в переходную стадию развития. Кроме того, некоторые осадочные формации (кремнисто-карбонатная, терригенная аллохтонная и др.) являются проходящими и могут накапливаться как в начальную, так и в переходную стадию.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал по конкретным формациям неравноценен. Поэтому в некоторых группах описано несколько формаций, что позволило дать характеристику и рассмотреть условия образования формационного типа. В других случаях удалось охарактеризовать формационный тип благодаря привлечению материала по строению и условиям образования аналогичных формаций в других геосинклинальных областях. Наконец, имелись случаи, когда выделить формационный тип не удалось и пришлось ограничиться лишь описанием особенностей распространения, состава, строения и условий образования одной или двух конкретных формаций.

В результате проведенных исследований впервые обобщен материал по спилито-диабазовым, кремнистым, карбонатным и терригенным формациям, сформированным в основном на начальной (океанической) стадии развития каледонской геосинклинальной области, охватывающей Центральный Казахстан, Алтае-Саянскую область и Западную Монголию. Выявлены типы вертикальных формационных рядов, характеризующих различные структурные зоны этой области. Анализ особенностей строения формационных рядов, их взаимного расположения и состава подстилающего фундамента позволили провести сравнение древней геосинклинальной области с современными океанами.

Работа выполнена в лаборатории вулканогенно-осадочных формаций Геологического института АН СССР, руководимой И.В. Хворовой. Многие вопросы, затрагиваемые в работе, обсуждались с П.П. Тимофеевым, И.В. Хворовой, Ю.М. Пушаровским, Н.А. Штрейсом, А.А. Моссаковским, С.В. Руженцевым, В.Н. Григорьевым, Е.В. Шанцером, Н.Г. Бродской, Б.П. Золотаревым, М.Н. Ильинской, А.Б. Дергуновым, С.Г. Самыгиным, сотрудниками Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ Ю.А. Зайцевым, М.З. Новиковой, Н.А. Герасимовой, О.В. Минервиным, Э.М. Спиридоновым, которым автор признателен за ценные замечания и приносит большую благодарность.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАЛЕДОНИД АЗИИ

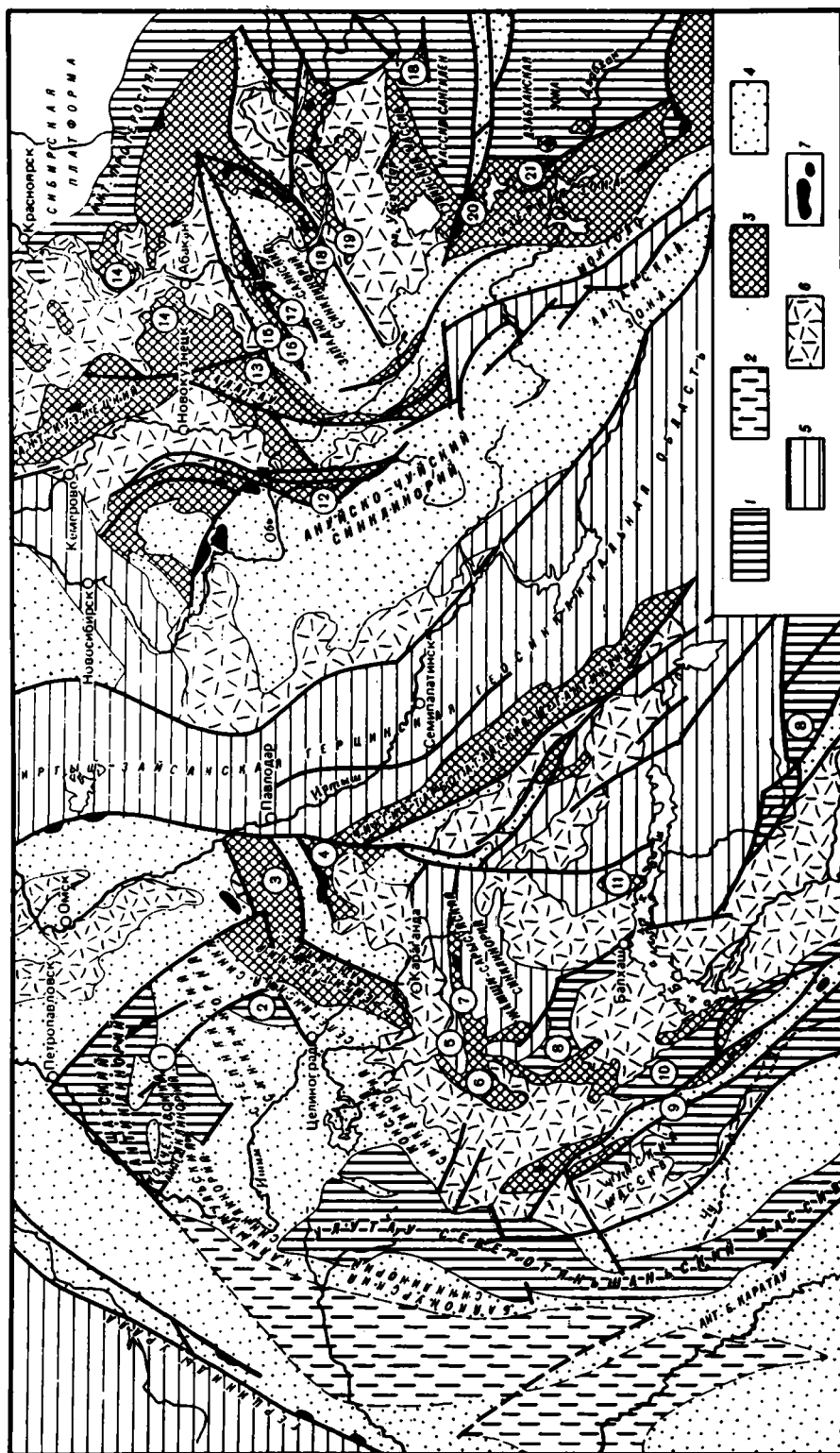
Рассматриваемый регион (рис. 1) является сложной покровно-складчатой структурой, сформированной в палеозое на месте одного из наиболее крупных древних бассейнов, сопоставимых по размерам с современными океанами [Зоненшайн, Городницкий, 1977; Моссаковский, Дергунов, 1983]. Западным ограничением этой области являются герциниды Урала. На востоке она примыкает к Байкальской складчатой области. На юге каледонские сооружения срезаются герцинидами Тянь-Шаня и Южной Монголии. С севера они ограничены частично Сибирской платформой, частично теряются под покровом платформенных отложений Западно-Сибирской плиты. В центральной части на каледонские складчатые сооружения наложен пояс герцинид Юго-Восточного Казахстана и Иртыш-Зайсанской области.

Область каледонид представляет собой чередование крупных, различно ориентированных антиклинориев и синклинориев, обычно ограниченных или осложненных разломами, вдоль которых нередко наблюдаются протрузии и пластины гипербазитов. Все это обуславливает общую блоковость строения описываемой территории. На геосинклинальный комплекс каледонид наложены межгорные орогенные впадины.

Породы геосинклинального комплекса большей частью смяты в узкие изоклинальные складки с крутыми углами наклона от 60—70° вплоть до вертикальных. Складчатая структура нарушена многочисленными разломами, наибольшее значение имеют взбросы и взбросо-сдвиги, согласные с простиранием складок. В последнее время выявлено широкое распространение покровно-чешуйчатых структур. Тектонические поверхности покровов и шарьяжей в настоящее время имеют крутое, нередко сложно-складчатое залегание. Между крупными пластинами часто наблюдаются зоны тектонического меланжа и олистостром [Херасков, 1979; Берзин, 1979; Дергунов и др., 1980а; Ротараш и др., 1980].

Рис. 1. Схема расположения структур в каледонидах Казахстана, Алтае-Саянской области и Западной Монголии

1 — массивы докембрийской складчатости; 2 — массивы докембрийской складчатости, предполагаемые под покровом мезозойско-кайнозойских отложений; 3 — антиклинории, поднятия и горсты, сложенные породами венда—кембрия (Алтае-Саянская область и Монголия) и кембрия—нижнего ордовика (Казахстан); 4 — синклинории, выполненные отложениями верхнего кембрия—нижнего ордовика (Алтае-Саянская область и Монголия) и ордовика—силура (Казахстан); 5 — области герцинской складчатости и многоосинклинали герцинского возраста; 6 — орогенные наложенные прогибы и впадины; 7 — гипербазиты. Цифры в кружках: 1 — Азиатский синклинорий, 2 — Ишкеольмесский антиклинорий, 3 — Бошекульский антиклинорий, 4 — Майкаин-Экибастузский антиклинорий, 5 — Нуринский синклинорий, 6 — Атасуйский антиклинорий, 7 — Тектурмасский антиклинорий, 8 — Актауско-Джунгарский антиклинорий, 9 — Джалаир-Найманский синклинорий, 10 — Бурунтавский антиклинорий, 11 — Северо-Балхашский антиклинорий, 12 — Катумско-Абаканская глыбово-складчатая зона, 13 — Горная Шория, 14 — Батеневско-Беллыкская глыбовая зона, 15 — Майнский синклинорий, 16 — Джойский горст, 17 — Бурасский горст, 18 — Куртушибинский горст, 19 — Актовракский горст, 20 — Ханхуэйская зона, 21 — Даггандельская зона



По особенностям геологического строения рассматриваемая территория разделяется на несколько частей. Первая охватывает запад Центрального Казахстана. Ее восточная граница проходит вдоль центральной части Ерементауского антиклинория, северо-восточного крыла Актауско-Джунгарского срединного массива. На этой площади широко развиты гранитизированные образования докембрия. Заложение каледонских геосинклинальных прогибов — Калмыкульского, Байконурского, Сарытумского (табл. 1, см. рис. 1) — происходило в позднем рифее—венде в результате раздробления докембрийского фундамента и возникновения узких зон растяжения или деструкции [Антонюк и др., 1977; Зайцев, Хераскова, 1977]. Эти прогибы характеризуются вендскими яшмово-диабазовой, терригенно-кремнисто-туффитовой и терригенно-фтанитовой формациями, начинающими геосинклинальный ряд. В кембрии—ордовике эти прогибы заполняются фтанитовыми, карбонатными и терригенными молассоподобными и флишоидными формациями, среди которых вулканиты практически отсутствуют или получают незначительное распространение в верхнем ордовике. В раннем—среднем кембрии в пределах этой площади возникают новые зоны проявления вулканизма, связанные с заложением Джалаир-Найманского, Степнякского и Селетинского прогибов. К этому времени относится образование нижне-среднекембрийской спилитовой, затем верхнекембрийской пестроцветной вулканогенно-терригенной формаций (Конский синклинорий), средне-верхнекембрийской базальт-трахибазальт-трахидацитовой и ранне-ордовикской спилитовой формаций, а также связанных с ними фтанитовых и яшмово-фтанитовых формаций (Степнякский, Селетинский синклинории). Начиная со среднего ордовика, а местами с ашгилия в отдельных прогибах этого типа (Джалаир-Найманский, Степнякский и др.) появляется андезитовая формация. В целом же в конце раннего—среднем ордовике преобладают терригенные формации флишоидного типа и связанные с ними олистостромы. На массивах гранитизированных пород докембрия в течение венда—раннего ордовика в отдельных прогибах происходит накопление терригенной кварцево-аркозовой и кремнисто-карбонатной формаций.

Восточная часть Центрального Казахстана, вплоть до Иртыш-Зайсанской геосинклинальной области, отличается иным строением. Докембрий здесь выделяется проблематично и представлен негранитизированными, преимущественно вулканогенными образованиями основного и кислого составов (муржикская серия Чингиза и др.). Вулканиты каледонского этапа развиты здесь гораздо шире, чем в западной части Центрального Казахстана. Они слагают огромные пространства и достигают большой мощности. В ряде регионов различные в формационном отношении вулканогенные серии сменяют друг друга почти без каких бы то ни было осадочных толщ значительной мощности от нижнего кембрия до нижнего ордовика. Ряд исследователей [Антонюк и др., 1977; Самыгин, 1982] предполагают, что в раннем палеозое на территории Северо-Восточного Казахстана существовал бассейн, сопоставимый с океаном. Ранними на этой площади являются: карбонатно-спилитовая формация нижнего кембрия Чингизского антиклинория, терригенно-спилитовая среднего—верхнего кембрия—тремадока, яшмово-спилитовая, туффито-яшмовая нижнего и среднего ордовика, распространенные в Северо-Балхашском, Тектурмасском и Майкаин-Кызылтавском антиклинориях (см. табл. 1).

В среднем кембрии—среднем ордовике для Бошекульского и осевой части Чингизского антиклинория характерна андезитовая формация островодужного типа. В среднем—позднем ордовике и силуре преобладает накопление терригенных и кремнисто-терригенных формаций флишоидного типа, среди которых присутствуют пачки лав и туфов андезитового состава. Широкое развитие в среднем ордовике получает олистостромовая формация [Ротараш и др., 1980].

Следующая часть территории, обособленная в геологическом отношении, охватывает Горный и Монгольский Алтай, Западный Саян и Озерную зону Монголии. По мощному проявлению на начальных этапах базальтового вулканизма она близка к северо-восточной части Центрального Казахстана. Для этой площади в венде—нижнем кембрии рядом авторов предполагается существование структуры океанического типа [Кузнецов, 1963; Херасков, 1979; Дергунов, 1981]. Мощные толщи спилитов здесь появляются несколько раньше, чем в восточной части Центрального Казахстана, — в венде. Для венда—нижнего кембрия характерна спилито-диабазовая (Монголо-Алтайская зона), карбонатно-спилитовая (Озерная зона), спилито-фтанито-сланцевая (Западный Саян) формации. Одновременно в краевых частях этой территории образуются спилито-кератофировые и андезитовые формации. Примером венд—нижнекембрийской спилито-кератофировой формации является нижнемонокская свита Хансыно-Амыльского горст-антиклинория и Майнского синклинория, чингинская свита в Центральной и Западной Туве. Примером андезитовой формации может быть рифо-туфоконгломератовая Хансыно-Амыльского антиклинория и Майнского синклинория, андезитовая формация хребта Ханхухэй [Херасков, 1979; Дергунов и др., 1983].

В восточной части Центрального Казахстана вслед за спилито-диабазовыми комплексами происходило накопление существенно яшмовых формаций. Для Алтае-Саянской области и Монголии они не характерны. Даже со спилитами здесь часто ассоциируют не яшмы, а фтаниты и карбонатные породы. Вслед за спилитовыми сериями следуют формации, в составе которых существенную роль играют различные туфосилициты и тефрогенный материал андезитового, реже основного и кислого составов. Это нижне-среднекембрийская формация зеленных туфов Западного Саяна [Херасков, 1979], нижнекембрийская терригенно-кремнисто-туфитовая формация Озерной зоны Монголии [Хераскова и др., 1983]. Завершают геосинклинальный формационный ряд на этой территории образования верхнего кембрия—тремадока. Они представлены олистостромовой формацией, развитой в Джойском и Борусском горстах, Джебашском синклинории и Туве, и аллохтонной терригенной формацией флишеидного типа, распространенной в Западно-Саянском синклинории, Горном и Монгольском Алтае [Берзин, 1979; Херасков, 1979; Вознесенская, Дергунов, 1982].

Северная и восточная части Алтае-Саянской области (см. рис. 1), охватывающие Салаирский антиклинорий, Катунско-Абаканскую глыбово-сложенную зону, Кузнецкий Алатау, Батеневско-Беллыкскую блоковую зону, Туву и Даггандельскую зону, по особенностям своего строения существенно отличаются от описанной ранее южной части. Здесь преобладают кремнисто-карбонатные, карбонатные и фосфоритоносные и марганценозные формации, накапливавшиеся в течение венда—кембрия. Меньшее значение имеют фтанитовые комплексы. По составу они близки кремнисто-карбонатным формациям, развитым на докембрийском гранитизированном фундаменте в западной части Центрального Казахстана и восточном обрамлении Алтае-Саянской области, однако отличаются большим количеством кремнистых пород. Это енисейская серия, баратальская, усинская свиты. Основание этих мощных толщ, как правило, не обнажено; иногда в низах среди карбонатных отложений или обособленно появляются вулканиты спилито-кератофирового ряда, которые по южной периферии этой зоны частично или полностью замещают кремнисто-карбонатные формации. При этом часто формируются сложные вулканогенно-фтанитовые фосфатоносные и марганценозные или вулканогенно-карбонатно-терригенные формации (манжерокская, кондомская, частично чингинская свиты) [Белоусов и др., 1969, 1974; Еганов, 1968; Бровков и др., 1970, 1972; Светлицкий, 1970].

Таблица 1
Схема сопоставления формаций каледонид Азии

Возраст		Актауско-Джунгарский массив, М.Каратау (по Г.Х. Ергалиеву, Н.А. Пупышеву, Т.Н. Херасковой)		Калмыккульский и Байконурский синклиории (по Ю.А. Зайцеву, О.В. Минервину, Т.Н. Херасковой)		Конский, Степнякский синклиории, Ишкеольмесский антиклиорий (по О.В. Минервину, М.З. Новиковой, Э.М. Спиридонову, В.И. Борисенку и др.)	
Ордовик	верхний	Терригенная		Андезитовая (каргалинская свита)		Андезитовая (сагская серия)	
	средний			Терригенная (дулыгалинская свита, аккайрактинская серия)		Терригенная (уштоганская серия)	
	нижний	Терригенно- карбонатно- фтанитовая (чажогойская свита)		Терригенно-яшмово-фтанитовая (ащылысайская, карасуирская и талсайская свиты)		олистостромовая	
Кембрий	верхний	Кремнисто-карбонатная фосфатонесная (тамдинская и басагинская серии)		Карбонатно-фтанитовая (кокतालская и шивсайская свиты)		Терригенно-фтанито-яшмовая и терригенно-спилитовая (ишкеольмесская, сазинская и кушекская свиты)	
	средний					Кремнисто-терригенная (кокдомбакская свита)	
	нижний	Андезито-базальтовая (акколкская свита)		Базальтовая (карымбайская свита)		Терригенно- фтанитовая (толща кварцитов горки)	
Венд	верхний	Терригенная кварцево-аркозовая (куккараульская и байэпшинская свиты)		Спарагмитовая (байконурская и сатанская свиты)		Кора океанического и переходного типов	
	нижний			Терригенно-фтанитовая (жалтауская свита)			
	нижний	Терригенно-кремнисто- туфитовая (акбулакская серия)		яшмово- диабазовая (братолюб- ская серия)			
Рифей	верхний	Континентальная кора		Континентальная кора		Кора переходного типа	
	нижний			Кора переходного типа			

Примечание: Геологические границы: согласного залегания — горизонтальная линия, условные — пунктир, несогласные —

Селетинский синклиниорий (по В.И. Борисенку, О.В. Минервину, М.З. Новиковой, Э.М. Спиридонову)	Атасуйский и Ерементавский антиклинории (по Н.А. Герасимовой, М.З. Новиковой, С.Б. Розанову)	Тектурмасский антиклинорий (по Н.А. Герасимовой, М.З. Новиковой, Т.Н. Херасковой)	Чингизский антиклинорий (по Р.М. Антонову, Н.К. Ившину, Р.А. Копяткевичу, И.Ф. Никитину, С.Г. Самыгину и др.)
Терригенная (изобильная, зорьевская свиты)	Терригенная (белкараганская свита)	Терригенная	Андезитовая и туфогенно-терригенная (абаевская, биикская и баянская свиты)
Терригенно-карбонатно-фтанитовая (софиевская)	Олисто-стромовая Спилиито-терригенная (сатыбайская свита)	Туфито-яшмовая (тектурмасская и базарбайская свиты)	Олисто-стромовая
Андезито-базальтовая (аксуйская свита)	Терригенно-фтанитово-яшмовая (ерементавская серия, мынадырская, каратаская)	Яшмово-спилитовая (карамурунская и базарбайская свиты)	Терригенно-карбонатно-фтанитовая (найманская свита)
Базальт-трахибазальт-трахидацитовая (урумбайская, кызылкумейская свиты)	Кремнисто-терригенная (карашошакская свита)	Отложенный нет	Андезитовая (сарыюкинская и торткудукская свиты)
Терригенно-фтанитовая (урумбайский горизонт)	Спилито-терригенная		Яшмово-спилитовая (г. Аркалык)
			Базальто-липаритовая (коксенгирская, зербкызыльская свиты)
			Карбонатно-терригенная (майданская свита)
Кора переходного типа	Континентальная кора Океаническая кора	Отложенный нет	Карбонатно-спилитовая (балкыбекская свита)
			Отложенный нет
		Океаническая кора	Океаническая кора

волнистая линия, фациальные -- вертикальная зубчатая линия

Таблица 1 (окончание)

Возраст		Озерно-Алтайская зона, структуры З. Саяна (по А.Б. Дергунову, Н.Г. Марковой, Н.Н. Хераскову)		Дарив-Кобдинская зона (по Т.Н. Херасковой и О. Томуртогу)		Даггандельская зона, антиклинорий Кузнецкого Алатау (по Г.Н. Бровкову, Д.К. Балищкому, А.Б. Дергунову, А.К. Мкртычяну)		Дзабханская зона (по А.Б. Дергунову, А.В. Ильину, Н.Г. Марковой и др.)	
Ордовик	верхний	Отложений нет		Отложений нет		Отложений нет	Отложений нет	Отложений нет	Отложений нет
	средний	Вулканогенно-молассовая							
	нижний	Терригенная (горноалтайская серия)	Отложений нет	Отложений нет	Отложений нет				
Кембрий	верхний								
Кембрий	средний	Андезитовая и терригенно-кремнисто-туффовая (нижне- и верхне-монокская свиты)	Терригенно-карбонатно-туффовая	Олисто-стромовая	Кремнисто-карбонатная формация (енисейская серия)		Вулканогенно-карбонатно-кремнистая или спилито-кератофировая (кондомская, усинская и др. свиты)	Карбонатная или терригенно-карбонатная (хубсугульская серия, цагаоломская свита)	
	нижний								Андезитовая
	Венд	верхний	Карбонатно-спилитовая или спилито-фтанито-сланцевая (чингинская свита)	Спилито-кератофировая					
нижний									
Рифей	верхний	Океаническая кора	Океаническая кора	Континентальная кора	Океаническая кора и кора переходного типа	Континентальная кора			

В наиболее восточной части рассматриваемой территории, охватывающей Дзабханскую зону Монголии и массив Сангилен, как и в Западной части Центрального Казахстана, широко развито гранитизированное складчатое основание докембрия, на котором в отдельных прогибах резко несогласно накапливались осадки терригенной кварцево-аркозовой и карбонатной или кремнисто-карбонатной формаций, нередко фосфатоносные (цаганоломская свита, хубсугульская серия) [Ильин, 1982, 1973; Дергунов и др., 19806]. Узкие прогибы, возникшие в результате раздробления и растяжения древнего складчатого основания типа Байконурского и Калмыккульского в западной части Центрального Казахстана, здесь развиты меньше (?). Возможно, такого рода структурой является Шараусгольский прогиб.

Таким образом, в пределах каледонид Азии раннегеосинклинальные формации имеют преимущественно венд—кембрийский возраст. При длительном развитии зон растяжения и деструкции сходные ряды формаций возникали вплоть до раннего—среднего ордовика. Раннегеосинклинальные формации, весьма разнообразные по составу и строению, накапливались в огромном бассейне, который может рассматриваться как типичный пример древних геосинклинальных бассейнов. Изучение раннегеосинклинальных формаций этого обширного региона имеет большое значение для понимания процессов формирования геосинклинальных структур и особенностей геосинклинального осадконакопления, а также при сравнении геосинклинальных и современных океанических бассейнов.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

ГРУППА СПИЛИТО-ДИАБАЗОВЫХ И СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Вулканизм геосинклиналей обычно начинается с образования формаций, в которых преобладают однородные афировые базальты. Своеобразие этих формаций настолько велико и они настолько широко распространены, что одними из первых были выделены как закономерная ассоциация пород с характерной тектонической позицией под названием спилито-кератофировой серии. История развития представлений о спилито-кератофировых формациях хорошо освещена в работах многих исследователей, начиная с В.А. Заварицкого [1946]. Позднее Ю.А. Кузнецов [1964] разделил группу спилито-кератофировых формаций на два самостоятельных типа: существенно спилито-диабазовый и существенно кварцево-кератофировый, отличающиеся различной ролью основных, кислых лав и субвулканических интрузивов.

Спилито-диабазовые формации сложены специфическими образованиями базальтовой магмы, среди которых главенствующую роль играют спилиты и диабазы, обладающие несколько повышенной щелочностью или близкие толеитовым базальтам с ярко выраженной натровой специализацией в результате натрового метасоматоза, проявившегося в деанортизации плагиоклазов и замещении их альбитом или агрегатом соссюрита, а также в замещении стекла и частично темноцветных минералов хлоритом, эпидотом, актинолитом, прецитом и пумпеллитом.

Многие исследователи [Штейнберг, 1969; Фролова, Рудник, 1972; Маракушев, 1975; и др.] полагают, что спилитизация является метаморфическим процессом, происходящим при погружении геосинклинали под воздействием давления и глубинных гидротерм, а первичный состав этих пород соответ-

стывает толеитовым базальтам. Существует также представление о том, что спилитизация возможна под действием нагретой морской воды, проникающей по разломам и трещинам в толщу базальтов. Изменения базальтов под влиянием морских гидротерм в последнее время изучали А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов [1980] в океанах, А.Р. Гептнер (устное сообщение) в Исландии. Эти авторы установили, что под воздействием морских гидротерм в базальтах и гиадокластитах развиваются вторичные минералы типа смектитов, которые могут преобразовываться в хлорит. Глинизация происходит вдоль отдельных зон повышенной проницаемости и развивается в первую очередь по стеклу и темноконтным минералам, в то время как плагиоклазы остаются неизменными — лишь на последней стадии изменений, при почти полной глинизации пород, возникают альбит и санидин. Таким образом, это процесс своеобразный, не похожий на спилитизацию, так как в спилитах в первую очередь происходит деанортизация плагиоклазов, в то время как пироксены остаются совершенно свежими.

Имеется ряд фактов, позволяющих говорить о том, что спилитизация — автометасоматический процесс, возникающий под действием остаточных натровых растворов в базальтовой магме. В пользу этой точки зрения свидетельствует существование базальтовых магм с первичным высокотемпературным альбитом [Велинский, 1968б], сосуществование спилитов с обычными палеотипными базальтами [Колясников, 1982], возникновение в экзоконтактах субвулканических диабазов, прорывающих глинистые сланцы, своеобразных метасоматических пород — адинол, состоящих нацело из альбита [Заварицкий, 1961]. Существование адинол свидетельствует о связи натриевых растворов со спецификой эволюции спилитовой магмы. Отделяясь от нее, эти растворы вызвали метасоматические изменения пород. Аналогичные изменения типа альбитизации, осуществленные погребенными внутри базитовых лав натровыми растворами, можно рассматривать как автометасоматические.

Кроме того, представляется очень важным, что спилиты в геосинклиналях тесно ассоциируют с силицитами, особенно яшмами. Анализ этого парагенеза привел Н.С. Шатского [1955], а затем И.В. Хворову [1968] к выводу о генетической связи спилитов и яшм. Теперь считается общепризнанным, что яшмы имеют эксгальационно-осадочное происхождение. По данным И.В. Хворовой [1980а,б], В.Н. Григорьева, Б.П. Золотарева [1979], ассоциация спилитов и яшм особенно характерна для палеозоя. В мезозое количество спилитов сокращается, а в кайнозое они почти отсутствуют. Одновременно практически исчезают и яшмы. Для мезозойско-кайнозойских раннегеосинклинальных формаций больше характерна ассоциация палеотипных афировых базальтов и известняков. Это заставляет признать точку зрения Д.Г. Челидзе [1977] о причинной связи спилитов и силицитов. По-видимому, в результате эволюции родоначального расплава обособляются основная магма и кислая летучая ее часть. Последняя в позднемагматический этап вступает в реакцию с продуктами кристаллизации, что приводит к альбитизации плагиоклазов. При выделении оставшихся кислых летучих компонентов в водный бассейн происходит обогащение вод кремнеземом и образование яшм. Исходя из этой точки зрения, мы считаем, что химический состав спилитов отражает химический состав первичных расплавов. Подтверждением этого служат значительные вариации состава спилитов, характер которых нельзя объяснить лишь процессами натрового метасоматоза.

Как уже отмечалось, спилиты в геосинклиналях встречаются в тесной ассоциации с силицитами, иногда карбонатами и образуют вместе с ними естественные комплексы пород. Нередко в этой ассоциации участвуют и ультраосновные породы. В геосинклиналях это сообщество пород было объединено в офиолитовую ассоциацию. В связи с существованием подобных ас-

социаций пород в океанах в последние годы появились утверждения о тождестве магматизма геосинклиналей на ранних этапах их развития и срединно-океанических хребтов [Пейве и др., 1972; Зоненшайн, 1972]. Таким образом, эти формации стали рассматриваться как индикаторы или комплексы-показатели, свидетельствующие о том, что данная геосинклиналь развивалась на коре океанического типа или прошла океаническую стадию развития.

Возросший интерес к офиолитовым ассоциациям привел к накоплению новых фактов. Было установлено, что базальтоидный вулканизм океанов, в том числе срединно-океанических хребтов, довольно разнообразен и не исчерпывается толентовыми базальтами. В составе вулканитов различных зон океанов наряду с породами толентовой серии в том или ином количестве присутствуют породы высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой серий [Золотарев, 1979]. Соотношение этих серий меняется даже в пределах одной зоны. Некоторые океанические базальты обнаруживают сходство с траппами [Щека, Куренцова, 1981].

В результате более детального изучения офиолитовых ассоциаций в геосинклиналях было выяснено, что спилито-диабазовые серии начальных этапов развития геосинклиналей в различных регионах и структурах также имеют неодинаковый состав. Н.Л. Добрецов [1975] в обобщающей работе, посвященной петрологическим особенностям океанических и раннегеосинклинальных базальтов, пришел к выводу, что среди раннегеосинклинальных базальтов встречаются все разновидности, в том числе "океанические" и "континентальные" типы. Их распространение в целом коррелируется с тектонической позицией. В звгеосинклинальных зонах распространены базальты океанического или рифтового типов. Нередко в одном складчатом поясе вверх по разрезу или в сторону континента происходит смена океанических базальтов промежуточными толентами, а затем спилитизированными траппами. Промежуточные толенты близки к щелочным оливиновым базальтам рифтовых зон Прибайкалья, Восточно-Африканских рифтов и др.

Таким образом, в настоящее время становится очевидным, что проблема сравнения пород раннегеосинклинальных офиолитовых ассоциаций со сходными породами океанов очень сложна. Она усугубляется еще и тем, что базальты океанов до сих пор изучены фрагментарно.

В этой работе особенности раннегеосинклинальных спилито-диабазовых и спилито-кератофировых формаций рассмотрены на примере венд-нижнекембрийских карбонатно-спилитовой формации Озерной зоны Монголии, спилито-кератофировой формации Даггандельской зоны Монголии, спилито-фтанитосланцевой формации Западного Саяна, карбонатно-спилитовой формации нижнего кембрия Чингизского антиклинория, яшмово-спилитовой формации нижнего—среднего ордовика Тектурмасского антиклинория, яшмово-диабазовой формации венда Калмыккульского синклинория. Все эти формации развиты на огромной территории от Западной Монголии до западной части Центрального Казахстана. Возникновение их связано с заложением огромной геосинклинальной области каледонид Азии. Они характеризуют начальные стадии развития этого огромного пояса.

Для раннегеосинклинальных спилитовых и спилито-кератофировых формаций каледонид трудно ожидать полного тождества составов с общепринятыми типами мезозойско-кайнозойских базальтов океанов и континентов, в большинстве своем не альбитизированных и характеризующихся иным минералогическим составом. Такому тождеству препятствует, по-видимому, также и то, что за период с конца докембрия до кайнозоя Земля претерпела значительную эволюцию, и состав верхней мантии мог существенно измениться. В какой-то мере об этом свидетельствует эволюция вулканогенно-осадочного литогенеза [Калед, 1966; Хворова, 1968, 1979].

В силу того, что автометасоматическое изменение изученных вулканогенных пород привело к изменению их минерального состава и структуры, пришлось применить две классификации пород — петрографическую и петрохимическую. Это вызывает некоторые расхождения в наименованиях одной и той же породы. При петрографическом описании вулканических пород их названия даны в соответствии с петрографической классификацией А.Н. Заварицкого (спилит, диабаз, кератофир), а в петрохимическом разделе используется химическая классификация Ф.Ю. Левинсон-Лессинга (базальт, андезит, липарит).

При петрохимическом анализе вулканических комплексов основное внимание уделено базальтам. Для этого была использована классификация Х. Куно [1964], основанная на выделении по суммарной щелочности пород эволюционных полей на вариационных диаграммах А. Харкера. По этой классификации выделены три серии: толеитовая, высокоглиноземистая и щелочная оливин-базальтовая. По-видимому, этим сериям в палеотипных базальтах не следует придавать петрогенетического значения, предложенного Х. Куно для кайкотипных разностей. Их надо понимать как петрохимические группы пород, возникающие при реализации расплава и характеризующиеся определенным интервалом содержаний щелочных элементов в зависимости от кремнекислотности. При таком разделении в высокоглиноземистую серию зачастую попадают породы, характеризующиеся пониженными содержаниями глинозема.

В каждой из рассмотренных формаций по частоте встречаемости были определены объемные доли трех вулканических серий, которые показаны в виде гистограмм. Затем каждая выделенная серия была подразделена на дифференциаты по классификации Ф.Ю. Левинсон-Лессинга. На базе этих данных также построены гистограммы. Во вспомогательных целях была использована классификация Г.С. Иодера и К.З. Тилли, основанная на вариациях нормативного минерального состава пород (*CIPW*). По этой классификации выделены следующие типы пород: кварцевый толеит (кварц+гиперстен), оливиновый толеит (оливин+гиперстен), щелочной оливиновый базальт (оливин+нефелин <5%), базанит (оливин+нефелин >5%). К щелочным породам по этой классификации отнесены разновидности, содержащие нормативный нефелин. Для изученных спилитизированных пород щелочные породы, по классификации Х. Куно, лишь частично совпадают с таковыми по классификации Иодера и Тилли. Большая часть пород щелочной серии, диагностированных по классификации Х. Куно, попадает в группу кварцевых и оливиновых толеитов по классификации *CIPW*. Это связано с колебаниями содержаний Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO .

Для выявления характера дифференциации вулканических серий применялась трехкомпонентная диаграмма Х. Куно *AFM*. При сравнении вулканитов использовались значения коэффициента железистости, содержания Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , P_2O_5 . Для сравнения с общепринятыми формационными типами базальтов использовались уравнивания дискриминантной функции по В.А. Кутолину [1969], и диаграмма А. Миасиро [Miyashiro, 1975] Na_2O/K_2O — Na_2O+K_2O . Диаграмма А. Миасиро применялась также для оценки степени вторичных преобразований пород.

Карбонатно-спилитовая формация Озерной зоны Монголии

Структурное и стратиграфическое положение. Карбонатно-спилитовая формация составляет видимое основание разреза Озерной зоны (см. рис. 1). К ней отнесены венд-раннекембрийские отложения, выделяемые различными исследователями как борожельская, цольулинская, уланшандинская свиты [Маркова, 1977; Дергу-

нов и др., 1980а]. Мы изучали строение формации в западной части Озерной зоны (нагорье Хар-Хира) и в центральной ее части (хр. Сэрь). На севере карбонатно-спилитовая формация, по-видимому, замещается спилито-фтанито-сланцевой формацией Западного Саяна [Херасков, 1979]. По латерали на восток она сменяется спилито-кератофировой формацией, развитой в пределах Даггандельской зоны. Западные границы распространения карбонатно-спилитовой формации не установлены. Скорее всего, она подстилает разрез геосинклинальных отложений Монголо-Алтайской зоны.

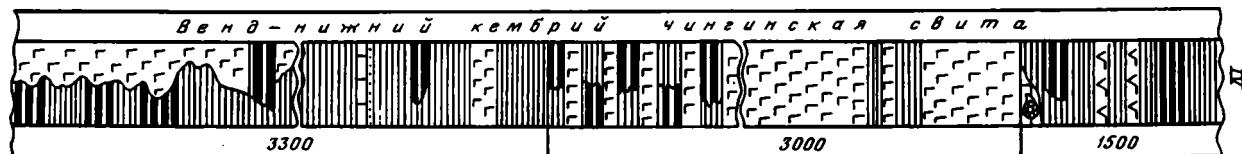
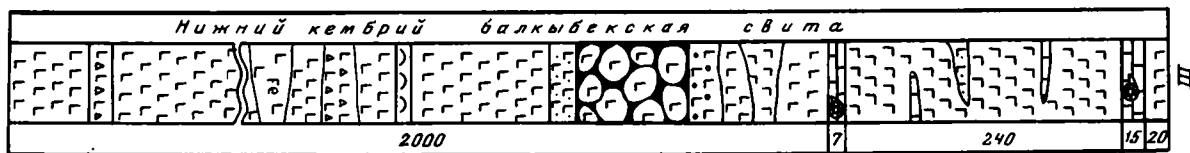
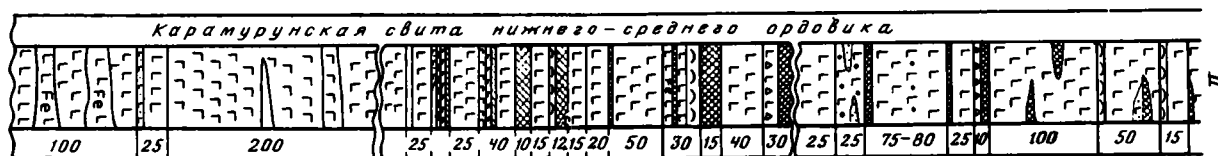
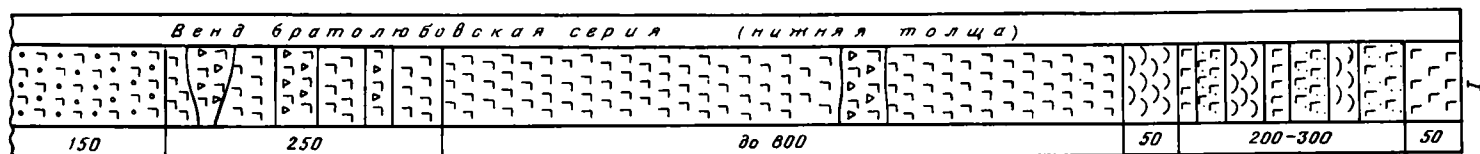
Основание карбонатно-спилитовой формации не известно. Судя по распространению в пределах Озерной зоны протрузий гипербазитов, можно предполагать, что она сформирована на коре океанического типа [Дергунов и др., 1980а, б]. Вверх по разрезу карбонатно-спилитовая формация сменяется терригенно-кремнисто-туффитовой. Граница между ними постепенная и расположена на разном стратиграфическом уровне (рис. 2, 3). Об этом можно судить по положению горизонта рифогенных известняков, содержащих остатки археоциат и раннекембрийских известковых водорослей. В западной части Озерной зоны (нагорье Хар-Хира) этот горизонт располагается в пределах карбонатно-спилитовой формации, а в хребте Сэрь в разрезах восточнее горы Чихэни-Хара-ула — в пределах терригенно-кремнисто-туффитовой формации. Таким образом, на западе Озерной зоны карбонатно-спилитовая формация имеет более молодой возраст.

Характеристика состава и строения. В составе формации преобладают зеленокаменноизмененные вулканогенные породы базальтового состава. Наиболее развиты спилиты шарового строения, которые содержат непротяженные горизонты и линзы лавовых брекчий, гиалокластитов и литокластических туфов того же состава. Спорадически встречаются диабазы массивного сложения, которые образуют, по-видимому, силлы и субвулканические тела. В качестве второстепенного, но обязательного члена формации присутствуют известняки. Они представлены биогенными (археоциатовыми и фитолитовыми), хемогенными и обломочными разностями. Кроме того, спорадически встречаются пачки тонко- и мелкозернистых туфогенно-осадочных пород: туфосилицитов, пеплистых яшм, тонкозернистых туффитов, тефроидов, тефрогенных песчаников, в составе которых принимает участие материал как основного, так и кислого состава. Эти разности пород более свойственны терригенно-кремнисто-туффитовой формации, а в карбонатно-спилитовой присутствуют в качестве аллофильных членов. Мощность формации превышает 1000 м.

Нижняя ее часть повсюду почти целиком сложена спилитами с отчетливой шаровой или подушечной отдельностью (рис. 4, см. рис. 2, 3). Отдельные потоки плохо отделяются друг от друга. Упаковка шаров в спилитах плотная, межшаровые пространства выполнены тонкой гиалокластикой. Среди спилитов лишь изредка встречаются маломощные (0,2—0,5 м) линзы и непротяженные пласты литокластических туфов и гиалокластитов. Только в нагорье

Рис. 2. Разрезы группы спилито-диабазовых формаций

1 — спилиты; 2 — диабазы; 3 — спилиты с карбонатом в межшаровых пространствах; 4 — спилиты, обогащенные гематитом; 5 — лавовые брекчии спилитов; 6 — базальтовые порфириты; 7 — туфы базальтового состава; 8 — туффиты; 9 — туфосилициты; 10 — гиалокластиты; 11 — туфы кислого состава; 12 — яшмы; 13 — фтаниты; 14 — углеродисто-кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы и фтаниты; 15 — известняки; 16 — онколитовые известняки; 17 — доломиты; 18 — карбонатные брекчии; 19 — хлоритовые blastsлаверитовые сланцы; 20 — остатки археоциат; 21 — лавовые брекчии диабазов; 22 — мандельштейны. I — яшмово-диабазовая формация Калмыкульского синклиниория [Минервин, 1972]; II — яшмово-спилитовая формация Тектурмасского антиклиниория; III — карбонатно-спилитовая формация Чингизского антиклиниория (р. Балкыбек); IV — спилито-фтанито-сланцевая формация структур Западного Саяна [Херасков, 1979]; V, VI — карбонатно-спилитовая формация Озерной зоны МНР [Дергунов, Хераскова, 1981]; V — р. Бургасутингол, VI — хр. Сэрь; VII — спилито-кератофировая формация Даггандельской зоны МНР, р. Дзабхан [Хераскова и др., 1983]



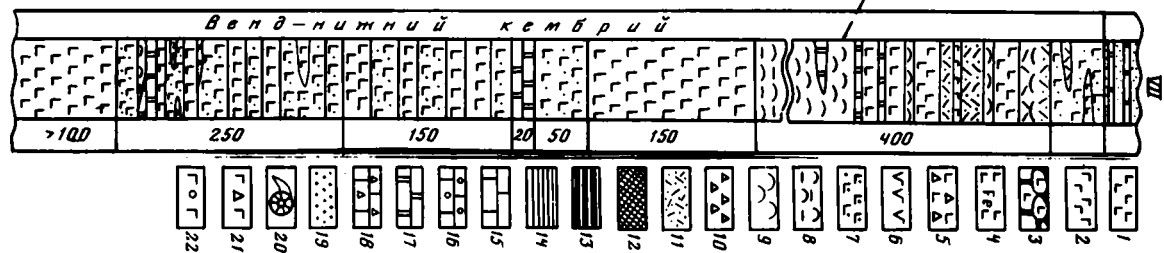
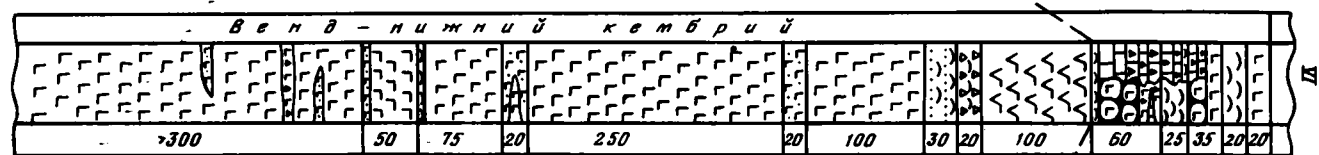
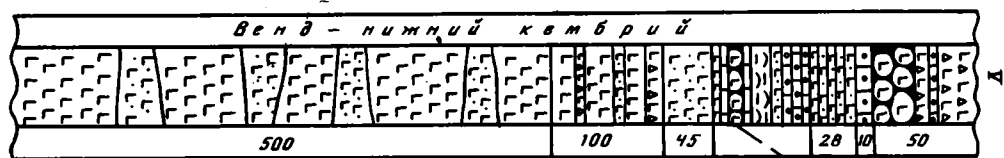
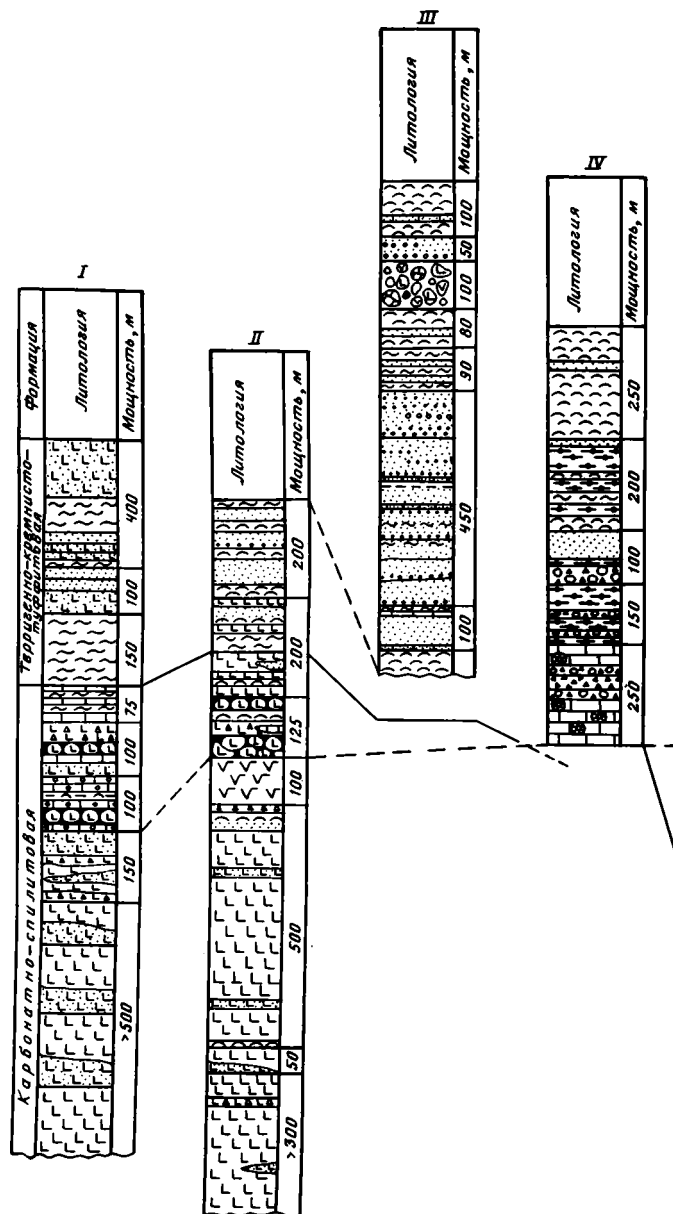
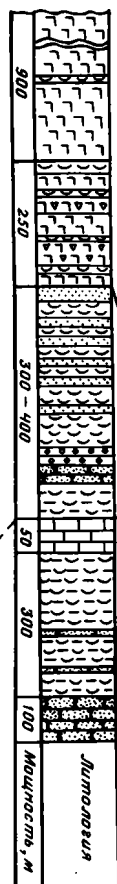


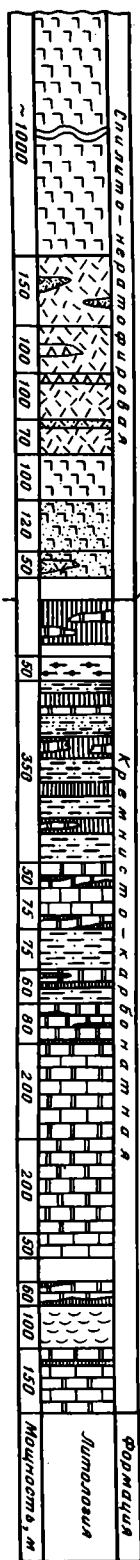
Рис. 3. Схема сопоставления разрезов геосинклинальных формаций Западной Монголии [Хераскова и др., 1983]

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — пеплистые известняки; 4 — онколитовые известняки; 5 — фтанитонды и кремни; 6 — фтаниты; 7 — карбонатные брекчии; 8 — кремнеобломочные брекчии; 9 — кварцево-серицитовые blastoaleuritовые и blastosammitовые сланцы; 10 — полевошпатовые косослоистые тефрогенные песчаники; 11 — тефрогенные песчаники; 12 — тефрогенные гравелиты; 13 — тефрогенные конгломераты; 14 — тонкозернистые туффиты; 15 — кремнистые туффиты; 16 — зеленые сланцы; 17 — спилиты; 18 — спилиты с карбонатом в межшаровых пространствах; 19 — диабазы; 20 — базальтовые и андезито-базальтовые порфириты; 21 — андезитовые порфириты; 22 — кератофиры; 23 — туфы основного состава; 24 — лавовые брекчии спилитов; 25 — гналокластиты; 26 — туфы среднего состава; 27 — туфовые брекчии среднего состава; 28 — туфы кислого состава; 29 — олистоостромы; 30 — фауна археоциат. I — Хархиранское нагорье, р. Бургасутиингол; II—V — хр. Сэрэ: II — восточнее горы Цом-ула, III — западные горы Цом-ула, IV — восточнее горы Чихэни-Хара-ула, V — западные горы Тэбэг-ула; VI — гора Даггандель; VII — хребет Ханхухэй

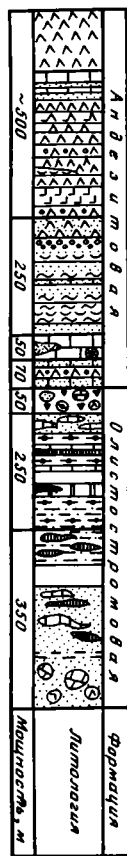




А



В



В

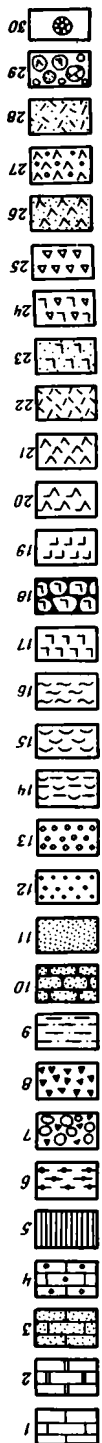




Рис. 4. Шаровая (а) и подушечная (б) отдельности в спилитах карбонатно-спилитовой формации Озерной зоны МНР

Хар-Хира пачки литокластических туфов достигают мощности в несколько десятков метров. Верхняя часть формации построена более разнообразно. Здесь потоки подушечных и шаровых спилитов мощностью от 0,5 до 50 м разделены пачками мощностью 0,5—15 м туфосилицитов, туффитов, водорослевых и археоциатовых известняков. Упаковка шаров в спилитах менее плотная. Межшаровые пространства, как правило, выполнены мелкокристал-

лическим карбонатом (рис. 5). Довольно отчетливо проявляются фациальные изменения, которые обусловлены вулканическим палеорельефом, определявшим глубину осадконакопления, а также различной длительностью вулканической активности. Так, мелководные биогенные известняки присутствуют лишь в разрезах нагорья Хар-Хира. В этих же разрезах не встречаются туфосилициты и яшмы, а спилиты отличаются высокой пористостью. Однако восточнее, в хр. Сэрь, карбонатный материал имеется только в межшаровых пространствах в спилитах, а также в виде маломощных пропластков обломочных известняков среди туфосилицитов. Разрезы этого региона отличаются также обилием прослоев туфогенных силицитов. Лишь здесь имеются маломощные прослои яшм. Еще далее на восток, в районе восточной окраины хр. Сэрь (разрез южнее горы Тэбэг-ула), карбонатный материал практически отсутствует. Среди вулканитов имеются лишь маломощные прослои туфосилицитов, содержащих иногда тонкие пропластки обломочных известняков. Спилиты обладают меньшей пористостью.

Группа базальта. Породы, относящиеся к этой группе, преобладают в формации и составляют не менее 80% ее объема. Они представляют собой породы темно-зеленого, вблизи прослоев яшм и в кровле потоков темно-лилового цвета, обладающие четко выраженной шаровой и подушечной отдельностью. Шаровые обособления имеют различные размеры в отдельных потоках: 5—10, 20—30, 40—60 см. Поверхность шаров и подушек часто неровная, пузыристая. Если упаковка шаров плотная, шары окружены мелкими скорлуповатыми осколками измененного стекла — гналокластикой. В потоках с неплотной упаковкой межшаровые пространства выполнены розовым известняком (см. рис. 5). Характерной особенностью шаровых и подушечных тел является концентрически-зональное строение. Гораздо реже среди базальтоидов встречаются разности массивного сложения с параллелепипедальной или нечетко выраженной глыбовой отдельностями.

По структурно-текстурным признакам среди базальтоидов различаются спилиты, вариолиты, пироксен-плагиоклазовые микродиабазы, диабазы, их лавовые брекчии. Наиболее распространены афировые спилиты. Порфиновые вкрапленники в них появляются в центральных, лучше раскристаллизованных частях подушек. Количество вкрапленников составляет 5—10, редко 20% объема породы. Размер их не превышает 1—2 мм. Во вкрапленниках и микролитах наиболее распространен альбитизированный, редко соссюритизированный плагиоклаз при полном отсутствии пироксена. Лишь в единичных случаях встречаются псевдоморфозы хлорита по пироксеновым вкрапленникам. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, реже плагиоклаза и пироксена. Форма их меняется от удлиненных призм до игольчатых кристаллов, нередко изогнутых и расщепленных на концах. Плагиоклаз основной массы альбитизирован, реже, особенно в разностях с пироксеном, замещен тонкозернистым агрегатом соссюрита. Микролиты погружены в перекристаллизованный базис, состоящий из скоплений хлорита, рудного минерала, реже соссюрита, эпидота, карбоната. В единичных случаях встречается пумпеллит и ксеноморфные выделения кварца. В периферических частях шаров и вблизи прослоев яшм мезостази́с спилитов сложен гематитизированным вулканическим стеклом. Структура основной массы чаще всего интерсертальная или спилитовая, реже гналопилитовая, гналиновая или вариолитовая. В центральной части подушек встречаются лучше раскристаллизованные разности, имеющие структуру, близкую к микроофитовой. Чаще всего спилиты обладают миндалекаменными текстурами. Миндалины могут составлять до 50% породы, и спилиты переходят в мандельштейны. Миндалины выполнены хлоритом, кальцитом, кварцем, альбитом, эпидотом. Нередко встречается зональное заполнение миндалин. При этом наблюдается следующая последовательность

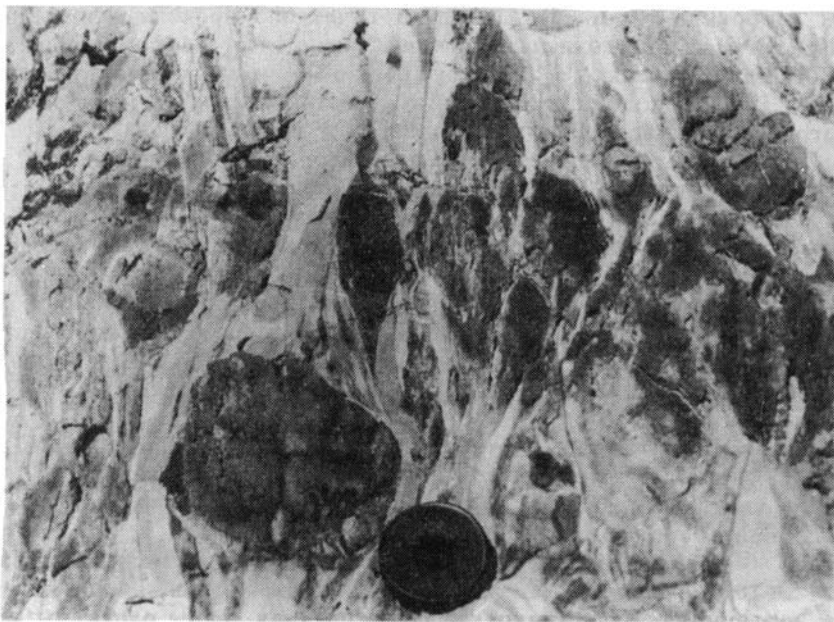


Рис. 5. Спилиты шарового строения. Межшаровые пространства заполнены пелитоморфным известняком. Карбонатно-спилитовая формация Озерной зоны МНР. Нагорье Хар-Хира

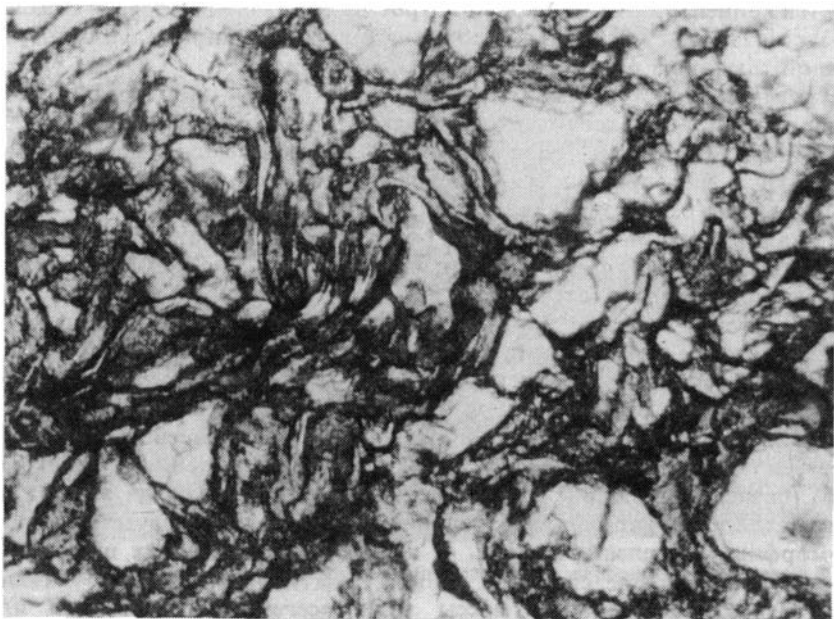


Рис. 6. Гиалокластит карбонатно-спилитовой формации Озерной зоны МНР. Без анализатора, ув. 120

выделения минералов (от периферии к центру): гематит—альбит—кальцит—хлорит.

Диабазы. Значительно меньше распространены. Для них характерна массивная, реже нечеткая шаровая текстура, почти полное отсутствие миндалинов. Они образованы перекрещивающимися лейстами плагиоклаза, альбитизированного или сосюритизированного. Размер лейст не превышает 0,5—0,7 мм. В промежутках между ними располагается моноклинный пироксен, представленный авгитом ($\max cNg'-40-45^\circ$), рудный минерал, иногда мелкие зерна кварца. Нередко пироксен отсутствует, и интерстиции между лейстами плагиоклаза заполнены агрегатом хлорита и актинолита. Структура пород офитовая, реже долеритовая. Различаются лейкократовые и меланократовые разности диабазов.

Гиалокластиты. Образуют непротяженные маломощные (0,5—2 м) пласты и линзы среди шаровых базальтов, главным образом в нижней части формации, а также выполняют межшаровые пространства в спилитах. Гиалокластиты образованы (рис. 6) обломками неправильной, часто скорлуповатой и причудливой формы, с "рваными" краями, размером 0,1—1 см, состоящими из спилитов, очень однородных по составу и структурно-текстурным признакам, или из измененного стекла. Часть обломков по форме напоминает капли или "микропиллоу". Базальты в обломках имеют гиалопилитовую структуру, иногда близкую к вариолитовой с мелкими лейстами плагиоклаза или без них, миндалекаменную текстуру. Стекло замещено хлоритом, рудным минералом или пренитом и эпидотом. Цементированы гиалокластиты хлоритизированной, сосюритизированной или карбонатизированной тонкозернистой массой. По-видимому, гиалокластиты представляют собой продукт растрескивания шаров и подушек спилитов.

Литокластические туфы и шлаковые туфы базальтового состава. Распространены ограниченно. Отдельные пласты и линзы литокластических туфов, залегающих среди спилитов, достигают мощности 50 м. Маломощные прослои (0,5—2 м) аналогичных туфов, переслаивающиеся с тонкозернистыми туффитами, тефроидами и вулканотерригенными песчаниками, встречаются среди рифогенных водорослевых известняков. Туфы обладают темно-лиловой и темно-зеленой окраской, массивным строением или нечеткой горизонтальной и слабо-волнистой слоистостью. Слоистость невыдержанная, линзовидная с неотчетливой градиционной сортировкой материала. Преобладают грубо- и средне-обломочные разности туфов. Они состоят из фрагментов, имеющих остроугольные или округло-рваные очертания, нередко причудливые. Эти обломки представлены основной массой миндалекаменных или пузыристых базальтов с микролитовой или интерсертальной структурой. Имеются разности туфов, в которых преобладают фрагменты относительно хорошо раскристаллизованных спилитов, и шлаковые туфы, состоящие почти целиком из фрагментов гематизированного пузыристого стекла. Присутствуют единичные обломки кристаллов плагиоклаза, а также осадочного материала — главным образом известняков. Между крупными литическими фрагментами располагаются более мелкие. Большая часть обломков имеет корку закала. Цемент порового типа хлорито-альбитовый, карбонатно-альбитовый, карбонатный. Иногда присутствует пренит. По-видимому, эти разности пород фиксируют центры магмоподводящих трещин. Часть шлаковых туфов, вероятно, представляет собой отложения конусов разбрызгивания, возникающих при фонтанировании лавы.

Кристалло-витрокластические туфы и тефроиды кислого состава. Встречены лишь в ассоциации с яшмами и туфосилицитами. Они образуют слои от нескольких сантиметров до первых метров. Туфы представляют собой криптозернистые породы табачно-зеленого или темно-вишневого цвета массивной текстуры. Они состоят из агрегата кварца, альбита, хлорита или сери-

цита, рудного минерала. В красноцветных разностях состав этого агрегата различается с трудом из-за гематитизации. Структура пород пепловая, хорошо различаются тонкие иглы, рогульки, нити размером в сотые доли миллиметра, сложенные кварцево-альбитовым агрегатом или замещенные гематитом, осколки кристаллов серицитизированного плагиоклаза. В однородной пепловой массе иногда встречаются микрослойки, обогащенные крупными (1—2 мм) кристаллокластами кварца, таблитчатыми фенокристаллами серицитизированного плагиоклаза, иногда обломками фельзитовой основной массы кислых эффузивов размером 0,5—1 мм. Из акцессорных минералов встречен апатит.

Тефроиды по составу очень близки туфам, отличаются лишь четкой тонкой слоистостью и признаками градационной отсортированности материала, что связано с перемещением тефрогенного материала течениями.

Туффиты смешанного состава. Это тонкослоистые (1—5 см) породы вишневого и зеленого цвета, со структурой, варьирующей от крупно- до тонкозернистой. Слоистость обусловлена изменениями как гранулометрии (градационная слоистость прямого и маятникового типов), так и цвета. Составят туффиты из фрагментов округло-угловатой формы, представленных карбонатизированными и гематитизированными спилитами различной степени раскристаллизованности, карбонатизированными кератофирами с микрофельзитовой и микропойкилитовой структурами. Обломки спилитов преобладают. В небольшом количестве могут присутствовать обломки кристаллов альбита и альбитизированного калиевого полевого шпата. Около 10—15% обломочной фракции составляют известняки. Встречены разновидности с карбонатным, гематитовым и альбитовым цементом базального или порового типов. Туффиты являются продуктами ближайшего перебива тефры непротяженными суспензионными потоками. Об этом можно судить по тесной ассоциации их с литокластическими туфами базальтового состава, характеру слоистости, преобладанию крупнозернистых разностей. При этом наряду с преобладающей тефрой основного состава в небольшом количестве поступал тефрогенный материал кислого состава.

Карбонатные породы. Включают несколько литологических и фациальных типов. Наиболее развиты биогенные (рифогенные) известняки, кроме того, встречаются пелитоморфные и обломочные разновидности. Карбонатный материал нередко составляет цемент туфов, туффитов, тефрогенных песчаников. Биогенные известняки образуют слои и резко выклинивающиеся линзы мощностью до 50 м, а также пачки слоев, в которых водорослевые известняки переслаиваются с литокластическими туфами и туффитами. При этом в прослоях туфогенных и туфогенно-осадочных пород карбонатный материал присутствует часто в качестве цемента, обломков или включений водорослей. Рифогенные известняки представляют собой серые породы массивного сложения, сохранившие структуру водорослевых, иногда археоциатовых биогермов. В подошве и кровле слоев рифогенных известняков иногда развиты брекчиевидные разности, представляющие собой продукты разрушения биогермов. Рифы и связанные с ними лагуны возникали на вулканических поднятиях. Осадконакопление здесь происходило на фоне как эруптивной, так и эксталяционной деятельности вулканических центров.

Пелитоморфные и тонкокристаллические известняки слагают межшаровые пространства пиллоу-лав в верхней части разреза формации (см. рис. 5). Они представляют собой однородные мелко- и тонкокристаллические породы, окрашенные обычно в светло-розовый цвет тонкораспыленными окислами железа. Нередко они содержат примесь гналокластики. По-видимому, известняки этого типа являются хемогенными и входят в состав отложений более глубоководной фации по сравнению с биогенными известняками.

Обломочные известняки розового, а на выветрелой поверхности бурого

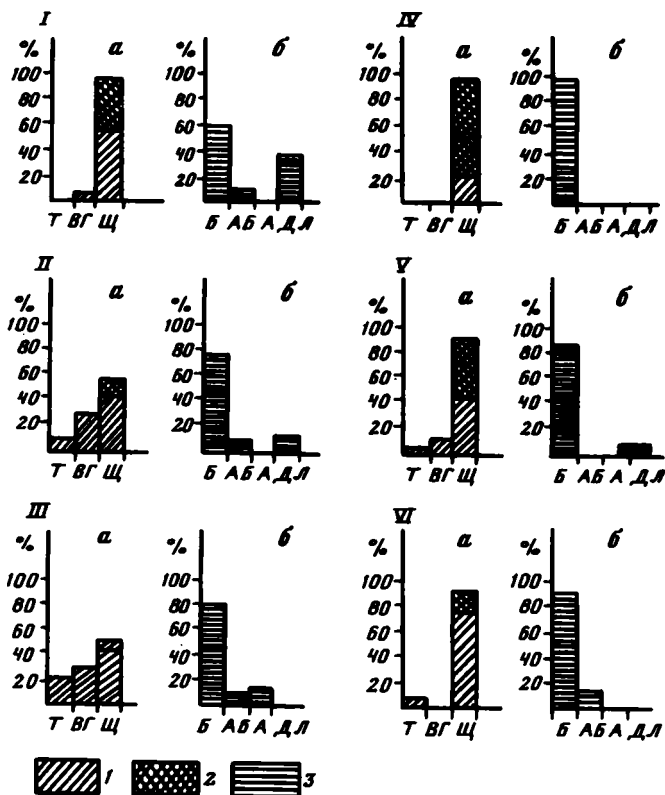


Рис. 7. Соотношение вулканических серий и степень дифференцированности вулканитов спилито-диабазовых формаций

а — распространение вулканических серий в комплексах (Т — толеитовой, ВГ — высокоглиноземистой, Щ — щелочной оливин-базальтовой); б — соотношение дифференциатов (Б — базальты, АБ — андезит-базальты, А — андезиты, ДЛ — дациты и липариты). I—VI — формации: I — спилито-кератофировая Актовракского горста и Тувы, II — спилито-фтанито-сланцевая Западного Саяна, III — карбонатно-спилитовая Озерной зоны МНР, IV — яшмово-диабазовая Калмыкульского и Байконурского синклиналиев, V — яшмово-спилитовая Тектурмасского и Северо-Балхашского антиклинорий, VI — карбонатно-спилитовая Чингизского мегантиклинория; 1 — $K_2O < 1\%$; 2 — $K_2O > 1\%$; 3 — соотношение дифференциатов

цвета слагают маломощные слои (2—30 см) с четкими нижним и верхним контактами среди туфосилицитов и яшм. Они отличаются ясной потоковой или горизонтальной микрослойчатостью, следами размыва и оползания неконсолидированного осадка. Состоят они из мелкопесчаных и алевроитовых зерен известняка (80—90% породы). Кроме того, в том или ином количестве содержится примесь глинистого (чешуйки серицита) и тефрогенного материала базальтового состава. По-видимому, обломочные известняки представляют собой продукты разрушения биогенных известняков, перенесенные в глубоководную часть бассейна течениями.

Яшмы. Образуют слои мощностью 5—50 см в пачках, состоящих из чередующихся туфосилицитов, мелкозернистых тефрондов и туфов кислого состава. В основном распространены пеплистые яшмы. Они сложены криптозернистым гематит-кремнистым агрегатом, отдельные слои в котором обогащены мелкими (0,05—0,3 мм) обломками кристаллов альбита оскольчатой, рогульчатой и таблитчатой формы, имеющих, по всей вероятности, пирокластическую природу. Встречен маломощный прослой яшм, содержащий остатки очень мелких спикул (*Protospongia* sp.). Количество пирокластики изменяется

Таблица 2

Содержание микроэлементов в яшмах раннегеосинклинальных формаций
по данным полуколичественного спектрального анализа, г/г

Количество проб	Sc	P	Pb	Ti	Zr	Ga	W
Карбонатно-спилитовая Озерной зоны							
20	$\frac{20,8}{10-30}$	$\frac{440}{0-600}$	$\frac{11,7}{8-20}$	$\frac{1830}{1000-3000}$	$\frac{72}{60-80}$	$\frac{14,8}{10-20}$	$\frac{7,5}{0-80}$
Яшмово-спилитовая Тектурмасского антиклинория							
10	$\frac{10,8}{4-20}$	—	$\frac{2,6}{0-10}$	$\frac{1450}{600-3000}$	$\frac{46}{20-80}$	$\frac{8,8}{2-10}$	—
30*	13,7	—	8,3	2765	75	13,6	—
30*	6,4	—	—	1130	51	5,6	—
Яшмово-диабазовая Калмыккульского синклинория							
22	$\frac{9,5}{0-15}$	—	$\frac{4,8}{0-10}$	$\frac{1809}{500-4000}$	$\frac{62,7}{20-150}$	$\frac{9,1}{0-15}$	—
Туффито-яшмовая Тектурмасского антиклинория							
20	$\frac{2,2}{1-4}$	—	$\frac{2}{0-15}$	$\frac{380}{200-1000}$	$\frac{28}{20-50}$	$\frac{2,6}{0-20}$	—
20	$\frac{3,3}{2-4}$	—	$\frac{1,5}{0-6}$	$\frac{435}{200-1500}$	$\frac{26}{20-50}$	$\frac{2,9}{2-6}$	—
10	$\frac{3,3}{2-10}$	—	$\frac{0,9}{0-30}$	$\frac{780}{400-2000}$	$\frac{17,5}{10-50}$	$\frac{3,6}{0-5}$	—
10	$\frac{3,5}{2-5}$	—	$\frac{2,9}{0-8}$	$\frac{680}{400-1000}$	$\frac{37}{20-80}$	$\frac{5,7}{2-10}$	—
Терригенно-яшмово-фтанитовая Ишкеольмесского антиклинория							
30	$\frac{4,5}{2-15}$	$\frac{517}{0-500}$	$\frac{5,1}{2-10}$	$\frac{456}{100-1000}$	$\frac{28,7}{10-60}$	$\frac{3,2}{2-8}$	—
Терригенно-фтанитовая Сарытумского антиклинория							
8	$\frac{3,0}{2-5}$	—	$\frac{13,7}{10-20}$	$\frac{575}{300-1000}$	$\frac{15}{10-20}$	$\frac{2,6}{1-6}$	—
Среднее содержание в земной коре, по А.В. Виноградову							
10	930	16	4500	170	19	1,3	

Примечание. Числитель — среднее значение, знаменатель — пределы колебаний содержаний. Прочерки — содержания элементов находятся ниже предела чувствительности анализа. Не опр. — элементы не определялись.

*Данные М.З. Новиковой.

в широких пределах и может достигать в отдельных микрослоях 50%. Обломки пирокластического материала, присутствующего в виде примеси в яшмах, по-видимому, имеют как кислый, так и основной состав, поскольку среди яшм встречаются прослои тефроидов и туффитов основного и кислого составов. В яшмах в значительном количестве присутствуют окислы как щелочных металлов, так и магния. Они обогащены Mo, Mn, Sc, а по сравнению с яшмами других формаций также Ni (табл. 2).

Кремнистые туффиты и туфопелиты. Встречены в тесной ассоциации с пепливыми яшмами, вместе с которыми туфосилициты образуют многослой и связаны рядом постепенных переходов. Это кремневидные породы темно-

Cr	Ni	Bi	Ba	Nb	Mo	Sn	V	Ce
Карбонатно-спилитовая Озерной зоны								
$\frac{11,4}{6-20}$	$\frac{41}{20-60}$	$\frac{0,5}{0-6}$	$\frac{215}{0-500}$	$\frac{5,9}{5-8}$	$\frac{3}{1-15}$	$\frac{3,6}{2-5}$	$\frac{68,5}{50-100}$	$\frac{93}{0-150}$
Яшмово-спилитовая Тектурмасского антиклинария								
$\frac{10,2}{8-20}$	$\frac{16}{10-20}$	—	$\frac{120}{0-600}$	$\frac{2,6}{0-8}$	$\frac{1,1}{1-2}$	$\frac{2,1}{0-4}$	$\frac{49}{40-80}$	—
14,1	19,3	—	213	7	1,7	1,7	68	—
30,0	25,3	—	—	6,4	0,1	—	56	—
Яшмово-диабазовая Калмыккульского синклиниория								
$\frac{37,4}{0-60}$	$\frac{46,3}{10-100}$	—	$\frac{318}{0-800}$	$\frac{4,8}{2-8}$	$\frac{1,1}{1-1,5}$	—	$\frac{202}{30-500}$	—
Туффито-яшмовая Тектурмасского антиклинария								
$\frac{7,9}{0-10}$	$\frac{8,9}{5-20}$	—	0-200	$\frac{6,7}{5-10}$	$\frac{1,7}{1-3}$	—	$\frac{14,7}{10-30}$	—
$\frac{9,3}{8-10}$	$\frac{12,7}{10-20}$	—	—	$\frac{5,8}{5-8}$	$\frac{1,2}{1-2}$	—	$\frac{14,5}{10-20}$	—
$\frac{10,4}{6-15}$	$\frac{14,8}{8-30}$	—	0-200	$\frac{6,1}{3-10}$	$\frac{1,1}{0-2}$	—	$\frac{35}{10-80}$	—
$\frac{10,5}{6-20}$	$\frac{12,5}{10-30}$	—	0-200	$\frac{5,6}{5-6}$	$\frac{1,5}{1-2}$	—	$\frac{22,5}{10-40}$	—
Терригенно-яшмово-фтанитовая Ишкеольмесского антиклинария								
$\frac{18,4}{5-30}$	$\frac{12}{5-30}$	—	$\frac{343}{0-1500}$	$\frac{5,0}{3-6}$	$\frac{1,25}{1-3}$	$\frac{1,7}{0-3}$	$\frac{7,5}{5-10}$	—
Терригенно-фтанитовая Сарытумского антиклинария								
$\frac{16,2}{10-40}$	$\frac{21,2}{10-30}$	—	—	$\frac{8,7}{6-10}$	$\frac{1,4}{0-3}$	$\frac{1,8}{0-6}$	$\frac{21,2}{10-50}$	—
Среднее содержание в земной коре, по А.В. Виноградову								
83	58	0,09	650	20	1,1	2,5	90	70

вишневого, голубовато-зеленого и табачно-зеленого цветов. Нередко встречаются пятнистоокрашенные разности. От пеплистых яшм они отличаются более высоким содержанием тонкого пирокластического материала, представленного пепловыми частицами, замещенными соссюритоподобным агрегатом или гематитом, мелкими кристаллами альбита, иногда мелкими обломками спилитов.

Песчаники тефрогенные. Эти породы табачно-зеленого или вишневого цвета слагают непротяженные пласты и линзы мощностью 0,5—5 м среди туфосилицитов, туффитов, тефроидов или водорослевых известняков. Внешне и по составу они похожи на туффиты и отличаются лучшей окатанностью и от-

Таблица 2 (окончание)

Количество проб	Cu	Yb	Y	Zn	Co	Sr	Mn
Карбонатно-спилитовая Озерной зоны							
20	$\frac{20,5}{10-30}$	$\frac{2,5}{2-3}$	$\frac{25}{20-30}$	$\frac{100}{60-150}$	$\frac{25}{20-30}$	$\frac{145}{100-200}$	$\frac{2100}{1000-3000}$
Яшмово-спилитовая Тектурмасского антиклинория							
10	$\frac{120}{40-200}$	$\frac{0,6}{0-2}$	$\frac{8,3}{6-10}$	$\frac{36}{20-50}$	$\frac{16}{15-20}$	$\frac{100}{0-300}$	Не опр.
30*	7	1,75	15,3	109	16,8	190	"
30*	87	0,6	7,8	35	16,8	75	"
Яшмово-диабазовая Калмыккульского синклиниория							
22	$\frac{66,8}{40-100}$	$\frac{4,1}{1,5-6}$	$\frac{37,5}{10-50}$	$\frac{93}{0-150}$	$\frac{24,7}{50-60}$	—	"
Туффито-яшмовая Тектурмасского антиклинория							
20	$\frac{30,5}{10-80}$	$\frac{0,3}{0-0,8}$	$\frac{2,8}{0-8}$	$\frac{12}{0-100}$	$\frac{1,7}{0-4}$	$\frac{92,5}{0-150}$	"
20	$\frac{36}{20-60}$	$\frac{0,3}{0-0,8}$	$\frac{5}{0-8}$	$\frac{14,5}{0-40}$	$\frac{7,5}{0-10}$	$\frac{50}{0-100}$	"
10	$\frac{38}{20-80}$	$\frac{0,1}{0-0,8}$	$\frac{2,2}{0-8}$	$\frac{10}{0-40}$	$\frac{6,8}{0-15}$	$\frac{100}{10-100}$	"
10	$\frac{48}{20-80}$	$\frac{0,6}{0-0,8}$	$\frac{5,2}{0-8}$	$\frac{21}{0-40}$	$\frac{8}{2-10}$	$\frac{115}{100-150}$	"
Терригенно-яшмово-фтанитовая Ишкеольмесского антиклинория							
30	$\frac{48}{30-100}$	$\frac{0,5}{0-1}$	$\frac{4,7}{0-10}$	$\frac{15,3}{0-30}$	$\frac{5,5}{0-15}$	0-300	100-300
Терригенно-фтанитовая Сарытумского антиклинория							
8	$\frac{212,5}{50-1000}$	—	—	$\frac{102}{50-200}$	$\frac{11,8}{2-20}$	$\frac{100}{100}$	Не опр.
Среднее содержание в земной коре, по А.В. Виноградову							
47	3,3	29	83	18	340	1000	

сортированностью материала. Песчаники, залегающие линзовидно среди рифогенных известняков, представляют собой мелководные образования, возникшие в рифовой лагуне в результате перемыва и переотложения волнениями тейфы. Для них характерна волнистая и однонаправленная косая слойчатость. Песчаники, залегающие среди туфосилицитов и тейфрондов, по-видимому, относительно глубоководны и возникли в результате переноса и переотложения тейфронгенного материала автокинетическими потоками и течениями. Для песчаников этого типа характерна градиционно-отсортированная слоистость, горизонтальная и потоковая микрослойчатость.

Петрохимические особенности эффузивных пород. Химический состав эффузивных пород карбонатно-спилитовой формации Озерной зоны был изучен впервые. Мы проанализировали данные 28 полных силикатных анализов, отобранных из вулканитов формации в нагорье Хар-Хира, хр. Сэрь и восточнее горы Цом-ула [Дергунов, Хераскова, 1981], а также более 100 полуколичественных спектральных анализов (рис. 7, см. табл. 2).

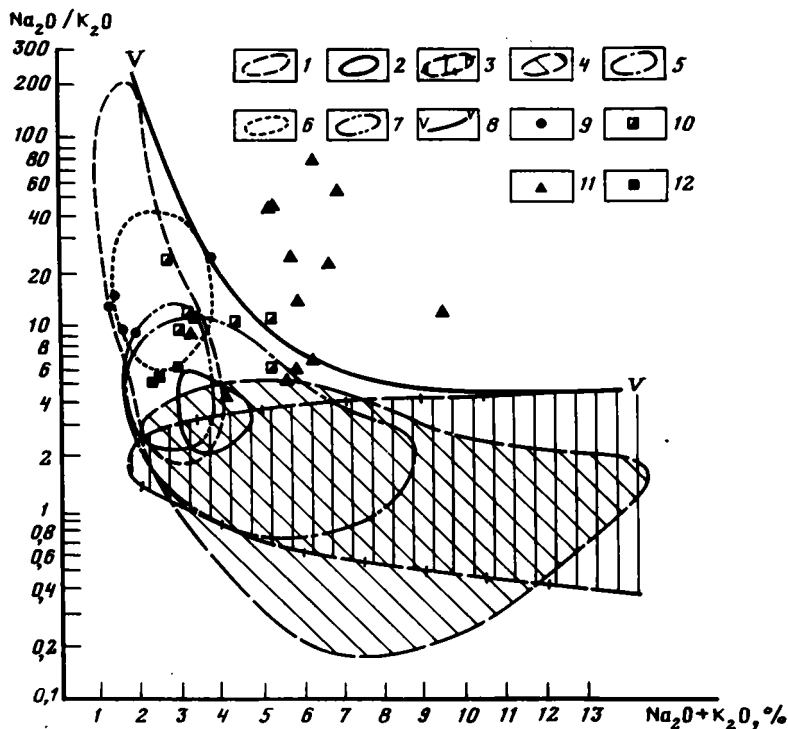


Рис. 8. Диаграмма, по А. Миасиро, для вулканитов карбонатно-спилитовой формации Озерной зоны МНР

1—7 — контуры эмпирических полей эффузивных комплексов, изученных А. Миасиро: 1 — исландские толенты, 2 — исландские щелочные породы, 3 — щелочные породы океанических островов, 4 — континентальные щелочные породы Восточной Азии, 5 — вулканические породы островных дуг, 6 — абиссальные толенты, 7 — гавайские толенты; 8 — верхний предел для неизмененных пород; 9—12 — вулканические серии: 9 — толентовая, 10 — высокоглиноземистая, 11 — щелочная оливин-базальтовая (базальты с $K_2O < 1\%$), 12 — щелочная оливин-базальтовая (базальты и андезитобазальты с $K_2O > 1\%$)

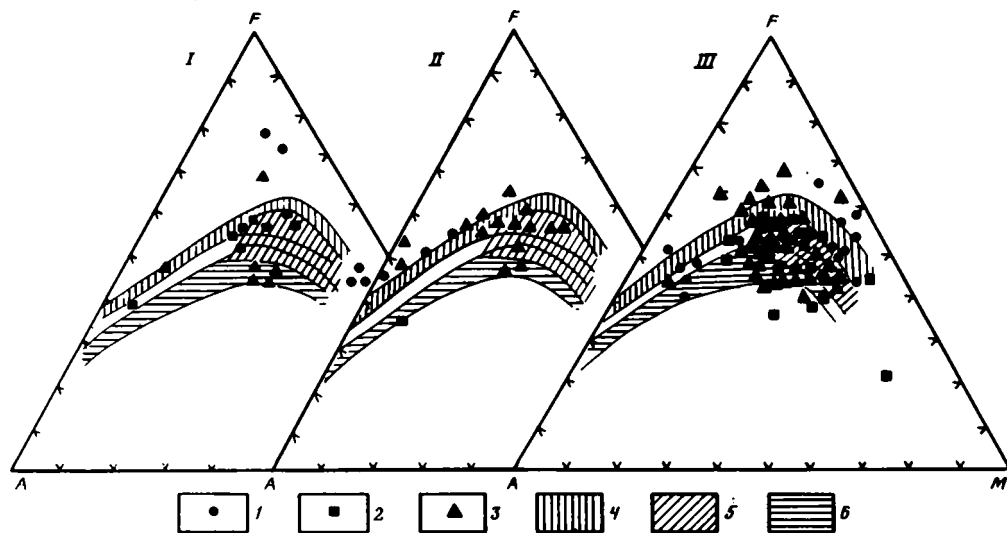


Рис. 9. Вариационные трехкомпонентные (AFM) диаграммы Х. Куно для карбонатно-спилитовой формации Озерной зоны Монголии (I), спилито-кератофировой формации Дагандельской зоны Монголии (II) и спилито-фанито-сланцевой формации Западного Саяна (III)

Вулканические серии. 1 — толентовая; 2 — высокоглиноземистая; 3 — щелочная оливин-базальтовая; 4—6 — вулканические серии по Х. Куно: 4 — толентовая, 5 — высокоглиноземистая, 6 — щелочная оливин-базальтовая

Таблица 3

Средний состав вулканитов раннегеосинклинальных спилито-диабазовых
и спилито-кератофировых формаций, вес. %

Формация	Вулканогенная серия	Порода	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	
1	2	3	4	5	6	7	
Карбонатно-спилитовая Озерной зоны МНР	Щелочная оливин-базальтовая	Базальты с K ₂ O < 1	7	<u>48,95</u> 3,43	<u>1,14</u> 0,74	<u>15,69</u> 1,33	
		Базальты с K ₂ O > 1	1	51,49	1,36	15,2	
		Андезитобазальты	6	<u>53,44</u> 0,89	<u>1,20</u> 0,28	<u>14,92</u> 1,24	
		Базальты	4	<u>48,13</u> 1,95	<u>1,09</u> 0,43	<u>13,96</u> 1,43	
	Высокоглиноземистая	Андезитобазальты	2	54,27	0,96	14,73	
		Базальты	6	<u>48,24</u> 1,16	<u>0,76</u> 0,33	<u>15,44</u> 0,96	
	Толетовая	Базальты	6	<u>48,24</u> 1,16	<u>0,76</u> 0,33	<u>15,44</u> 0,96	
	Толетовая	Базальты	6	<u>48,24</u> 1,16	<u>0,76</u> 0,33	<u>15,44</u> 0,96	
Спилито-фтанито-сланцевая Западного Саяна	Щелочная оливин-базальтовая	Базальты с K ₂ O < 1	43	<u>48,14</u> 1,84	<u>2,23</u> 0,85	<u>15,35</u> 1,32	
		Базальты с K ₂ O > 1	23	<u>49,26</u> 2,44	<u>2,35</u> 0,78	<u>15,78</u> 2,03	
		Андезитобазальты с K ₂ O < 1	3	<u>52,44</u> 0,52	<u>2,82</u> 0,93	<u>17,10</u> 3,16	
		Андезитобазальты с K ₂ O > 1	3	<u>52,41</u> 0,27	<u>1,91</u> 0,75	<u>14,65</u> 2,01	
	Высокоглиноземистая	Базальты с K ₂ O < 1	22	<u>49,15</u> 1,9	<u>1,46</u> 0,63	<u>15,86</u> 2,95	
		Базальты с K ₂ O > 1	2	51,04	3,05	14,53	
		Андезитобазальты с K ₂ O > 1	2	53,29	0,62	15,06	
		Андезитобазальты с K ₂ O < 1	11	<u>53,91</u> 1,57	<u>1,52</u> 0,59	<u>15,16</u> 0,59	
	Толетовая	Базальты	8	<u>48,91</u> 1,66	<u>1,06</u> 0,42	<u>14,84</u> 2,97	
		Андезитобазальты	2	52,91	1,23	16,52	
		Липариты	6	<u>72,81</u> 1,9	<u>0,46</u> 0,22	<u>11,81</u> 0,3	
	Щелочная оливин-базальтовая	Базальты с K ₂ O < 1	9	<u>45,30</u> 1,08	<u>2,61</u> 0,81	<u>16,12</u> 1,84	
		Базальты с K ₂ O < 1	3	<u>47,67</u> 0,25	<u>2,57</u> 0,53	<u>15,24</u> 0,52	

Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Коэффициент железистости
8	9	10	11	12	13	14	15	16
$\frac{4,51}{1,84}$	$\frac{5,09}{3,32}$	$\frac{0,17}{0,09}$	$\frac{6,08}{1,22}$	$\frac{8,58}{2,96}$	$\frac{4,12}{1,13}$	$\frac{0,70}{0,35}$	$\frac{0,17}{-}$	60,3
4,21	5,66	0,18	5,29	7,02	3,61	1,52	0,78	64,0
$\frac{4,84}{2,96}$	$\frac{5,28}{2,09}$	$\frac{0,16}{0,05}$	$\frac{4,28}{1,2}$	$\frac{5,00}{1,98}$	$\frac{5,68}{1,36}$	$\frac{0,65}{0,51}$	$\frac{0,27}{0,21}$	76,0
$\frac{4,91}{3,00}$	$\frac{7,26}{2,72}$	$\frac{0,19}{0,05}$	$\frac{7,19}{0,60}$	$\frac{11,22}{1,07}$	$\frac{2,63}{0,34}$	$\frac{0,41}{0,33}$	$\frac{0,07}{0,03}$	64,0
7,40	5,23	0,15	4,96	4,83	4,40	0,43	0,12	70,6
$\frac{5,90}{3,9}$	$\frac{4,82}{0,78}$	$\frac{0,17}{0,06}$	$\frac{6,59}{3,0}$	$\frac{12,99}{1,27}$	$\frac{1,61}{0,61}$	$\frac{0,12}{0,04}$	$\frac{0,08}{0,05}$	54,4
$\frac{3,19}{2,15}$	$\frac{9,78}{1,88}$	$\frac{0,17}{0,06}$	$\frac{7,14}{2,14}$	$\frac{8,68}{2,63}$	$\frac{3,67}{1,28}$	$\frac{0,58}{0,24}$	$\frac{0,33}{0,1}$	64,3
$\frac{2,82}{2,08}$	$\frac{10,09}{2,04}$	$\frac{0,17}{0,05}$	$\frac{6,52}{2,50}$	$\frac{7,15}{1,68}$	$\frac{2,97}{1,20}$	$\frac{1,75}{0,83}$	$\frac{0,58}{0,46}$	66,7
$\frac{2,79}{2,21}$	$\frac{7,19}{3,72}$	$\frac{0,14}{0,03}$	$\frac{3,43}{2,05}$	$\frac{6,75}{0,6}$	$\frac{5,54}{1,50}$	$\frac{0,79}{0,2}$	1,05	75,2
$\frac{1,06}{0,37}$	$\frac{9,81}{0,24}$	$\frac{0,17}{0,02}$	$\frac{6,71}{1,06}$	$\frac{6,87}{1,64}$	$\frac{4,15}{0,45}$	$\frac{1,68}{0,83}$	$\frac{0,27}{0,1}$	61,7
$\frac{3,11}{1,94}$	$\frac{8,49}{2,78}$	$\frac{0,2}{0,31}$	$\frac{7,97}{2,57}$	$\frac{9,59}{2,03}$	$\frac{2,86}{0,87}$	$\frac{0,4}{0,22}$	$\frac{0,17}{0,1}$	58,7
2,03	11,49	0,14	6,65	6,39	2,95	1,25	0,39	67,7
2,17	9,52	0,16	5,89	6,42	2,98	1,20	-	66,3
$\frac{2,71}{2,09}$	$\frac{8,89}{1,75}$	$\frac{0,18}{0,08}$	$\frac{5,93}{1,07}$	$\frac{5,76}{2,02}$	$\frac{4,17}{0,66}$	$\frac{0,57}{0,4}$	$\frac{0,31}{0,2}$	65,4
$\frac{3,65}{1,09}$	$\frac{7,95}{2,66}$	$\frac{0,17}{0,05}$	$\frac{8,19}{1,92}$	$\frac{12,26}{2,17}$	$\frac{1,58}{0,87}$	$\frac{0,41}{0,28}$	$\frac{0,23}{0,17}$	57,9
4,91	5,03	0,18	6,46	8,65	1,13	0,43	0,25	59,4
$\frac{1,04}{0,47}$	$\frac{4,73}{1,27}$	$\frac{0,09}{0,03}$	$\frac{1,27}{0,62}$	$\frac{1,27}{0,59}$	$\frac{4,06}{0,72}$	$\frac{0,67}{0,44}$	$\frac{0,1}{0,02}$	69,6
$\frac{6,21}{1,79}$	$\frac{6,95}{2,49}$	$\frac{0,16}{0,09}$	$\frac{4,71}{0,9}$	$\frac{8,86}{3,72}$	$\frac{4,34}{0,98}$	$\frac{0,53}{0,38}$	$\frac{0,22}{0,22}$	72,7
$\frac{7,80}{1,31}$	$\frac{6,22}{1,10}$	$\frac{0,10}{0,01}$	$\frac{3,53}{0,38}$	$\frac{6,62}{1,38}$	$\frac{5,95}{1,35}$	$\frac{0,70}{0,40}$	$\frac{0,42}{0,37}$	79,0

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
		Базальты с $K_2O > 1$	3	<u>44,44</u> 0,88	<u>1,51</u> 0,80	<u>13,61</u> 1,82
		Базальты с $K_2O > 1$	9	<u>49,45</u> 1,59	<u>1,41</u> 0,66	<u>16,06</u> 1,23
		Андезито- базальт	1	54,91	1,97	13,44
Спилито-кера- тофировая Дагган- дельской зоны	Толейтовая	Дацинты и липариты	5	<u>67,41</u> 4,48	<u>0,59</u> 0,13	<u>13,61</u> 1,82
	Щелочная оливин- базальтовая	Базальты с $K_2O > 0,9$	3	<u>48,58</u> 1,68	<u>2,06</u> 0,62	<u>12,67</u> 0,74
		Базальты с $K_2O < 0,9$	5	<u>49,19</u> 1,91	<u>1,53</u> 0,48	<u>14,22</u> 2,58
	Высокогли- ноземная	Базальт	1	51,87	1,26	14,17
	Толейтовая	Липариты	4	<u>72,81</u> 1,39	<u>0,43</u> 0,22	<u>11,25</u> 1,75
Спилитовая Чингизского антиклинория	Щелочная оливин-ба- зальтовая	Базальты с $K_2O < 1$	15	<u>47,14</u> 1,93	<u>1,96</u> 0,7	<u>15,04</u> 1,23
		Базальты с $K_2O > 1$	4	<u>49,87</u> 2,59	<u>2,21</u> 0,90	<u>13,78</u> 1,11
		Андезито- базальты	3	<u>52,78</u> 0,06	<u>1,65</u> 0,45	<u>13,14</u> 3,90
		Андезито- базальт	1	52,8	1,6	12,4
	Толейтовая	Андезито- базальт	1	52,8	1,6	12,4
Яшмово-спи- литовая Тектур- масского и Северо- Балхаш- ского антикли- норий	Щелочная оливин-ба- зальтовая	Базальты с $K_2O < 1$	16	<u>48,55</u> 2,09	<u>2,32</u> 0,70	<u>14,72</u> 1,66
		Базальты с $K_2O > 1$	13	<u>47,84</u> 3,49	<u>2,39</u> 0,72	<u>15,60</u> 1,77
		Трахианде- зито-дациты	3	<u>61,65</u> 3,24	<u>0,50</u> 0,2	<u>16,68</u> 0,63
		Трахианде- зиты	3	<u>53,52</u> 0,39	<u>1,38</u> 0,63	<u>15,15</u> 1,60
	Высокогли- ноземистая	Трахилипариты	6	<u>70,16</u> 2,12	<u>0,44</u> 0,33	<u>13,66</u> 1,14
		Базальты	7	<u>49,81</u> 1,32	<u>1,78</u> 0,85	<u>14,08</u> 0,57
		Базальты	9	<u>46,51</u> 1,08	<u>2,30</u> 0,36	<u>14,24</u> 1,26
Яшмово-диа- базовая Кал- мыккульско- го синклинория	Щелочная оливин-ба- зальтовая	Базальты	9	<u>46,51</u> 1,08	<u>2,30</u> 0,36	<u>14,24</u> 1,26
Базальт-трахи- базальт-трахи- дацитовая Селетинского синклинория	Щелочная оливин-ба- зальтовая	Базальты	7	47,30	2,30	15,17
	Толейтовая	Базальты	4	50,00	1,67	16,57

П р и м е ч а н и е. Числитель — среднее содержание, знаменатель — дисперсия значений.

8	9	10	11	12	13	14	15	16
<u>3,79</u> 1,06	<u>7,83</u> 2,00	<u>0,13</u> 0,09	<u>10,24</u> 0,44	<u>9,97</u> 3,12	<u>2,09</u> 0,51	<u>1,07</u> 0,24	<u>0,37</u> 0,34	52,0
<u>2,87</u> 1,21	<u>6,71</u> 1,35	<u>0,07</u> 0,04	<u>9,09</u> 3,27	<u>8,07</u> 1,30	<u>3,12</u> 1,18	<u>1,14</u> 0,71	<u>0,54</u> 0,20	50,5
6,37	7,36	0,26	3,13	3,01	5,59	1,77	0,62	80,7
<u>3,79</u> 1,06	<u>7,83</u> 2,00	<u>0,13</u> 0,06	<u>1,24</u> 0,44	<u>9,97</u> 3,12	<u>2,09</u> 0,51	<u>1,07</u> 0,24	<u>0,32</u> 0,00	90,0
<u>4,87</u> 2,70	<u>9,63</u> 4,14	<u>0,21</u> 0,00	<u>6,89</u> 1,95	<u>9,84</u> 1,02	<u>2,76</u> 0,63	<u>0,92</u> 0,00	<u>0,18</u> 0,07	67,0
<u>4,79</u> 2,15	<u>7,20</u> 1,22	<u>0,17</u> 0,00	<u>6,02</u> 1,22	<u>8,46</u> 1,15	<u>4,63</u> 0,47	<u>0,29</u> 0,18	<u>0,15</u> 0,11	65,7
5,32	7,04	0,21	6,25	9,67	2,70	0,17	0,05	65,4
<u>2,47</u> 0,56	<u>3,31</u> 1,06	<u>0,12</u> 0,01	<u>1,11</u> 0,24	<u>2,08</u> 1,12	<u>4,99</u> 1,77	<u>0,34</u> 0,41	<u>0,07</u> 0,01	83,0
<u>6,76</u> 2,76	<u>6,44</u> 2,17	<u>0,18</u> 0,04	<u>6,2</u> 1,75	<u>9,28</u> 1,91	<u>4,23</u> 0,92	<u>0,40</u> 0,24	<u>0,20</u> 0,14	70,4
<u>10,42</u> 4,76	<u>3,82</u> 2,61	<u>0,15</u> 0,07	<u>4,31</u> 1,63	<u>6,94</u> 1,56	<u>4,66</u> 0,85	<u>1,78</u> 0,47	<u>0,30</u> 0,24	72,6
<u>6,66</u> 2,12	<u>5,05</u> 2,27	<u>0,15</u> 0,00	<u>3,63</u> 1,96	<u>8,24</u> 2,95	<u>5,54</u> 0,12	<u>0,55</u> 0,06	<u>0,36</u> 0,00	73,3
6,0	9,1	0,3	7,0	8,0	2,6	Сл.	0,1	67,4
<u>6,55</u> 2,62	<u>4,98</u> 1,69	<u>0,12</u> 0,06	<u>4,57</u> 1,62	<u>7,77</u> 1,75	<u>4,91</u> 1,17	<u>0,52</u> 0,92	<u>0,41</u> 0,26	73,39
<u>8,85</u> 4,18	<u>4,77</u> 2,75	<u>0,16</u> 0,1	<u>3,77</u> 2,33	<u>5,84</u> 2,82	<u>3,64</u> 1,22	<u>2,41</u> 1,15	<u>0,78</u> 0,44	76,22
<u>4,32</u> 1,87	<u>6,79</u> 0,17	<u>0,08</u> 0,22	<u>0,95</u> 0,96	<u>1,83</u> 0,79	<u>6,46</u> 1,22	<u>2,93</u> 1,34	<u>0,15</u> 0,24	83,57
<u>7,81</u> 4,20	<u>3,01</u> 1,57	<u>0,10</u> 0,07	<u>2,45</u> 1,60	<u>4,22</u> 2,08	<u>6,10</u> 0,74	<u>2,51</u> 2,06	<u>0,45</u> 0,14	80,09
<u>4,24</u> 2,22	<u>1,70</u> 0,69	<u>0,02</u> 0,01	<u>0,18</u> 0,28	<u>0,78</u> 0,53	<u>6,03</u> 1,00	<u>2,40</u> 1,84	<u>0,1</u> 0,24	95,95
<u>3,65</u> 2,43	<u>6,33</u> 4,00	<u>0,28</u> 0,3	<u>5,88</u> 1,64	<u>9,31</u> 1,29	<u>3,23</u> 0,71	<u>0,49</u> 0,4	<u>0,31</u> 0,22	51,36
<u>7,87</u> 3,93	<u>6,23</u> 1,87	<u>0,17</u> 0,05	<u>6,83</u> 2,11	<u>7,30</u> 1,83	<u>3,36</u> 1,04	<u>1,08</u> 0,53	<u>0,42</u> 0,14	66,44
5,70	5,80	0,17	6,76	11,16	3,51	1,84	0,37	64,0
3,04	6,43	0,25	9,94	9,14	2,43	0,45	—	48,0

Таблица 4

Средний состав раннегеосинклинальных, океанических и континентальных базальтов*

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO ₂	<u>48,53</u> 2,02	<u>49,30</u> 2,15	<u>48,17</u> 2,11	<u>48,83</u> 2,15	<u>48,75</u> 2,45	<u>46,51</u> 1,08	<u>47,48</u> 1,51	<u>49,61</u> 0,72	50,19	
TiO ₂	<u>1,13</u> 0,32	<u>2,03</u> 0,90	<u>2,16</u> 0,84	<u>2,17</u> 0,75	<u>2,16</u> 0,82	<u>2,30</u> 0,36	<u>2,84</u> 0,68	<u>1,42</u> 0,29	1,58	
Al ₂ O ₃	<u>15,11</u> 1,65	<u>15,27</u> 2,15	<u>15,04</u> 2,49	<u>14,45</u> 0,48	<u>14,80</u> 1,63	<u>14,24</u> 1,25	<u>15,20</u> 1,20	<u>16,01</u> 0,85	15,98	
FeO'	10,35	12,21	12,71	12,75	11,07	13,31	12,58	11,49 1,27	9,58	
MnO	<u>0,17</u> 0,04	<u>0,17</u> 0,05	<u>0,16</u> 0,05	<u>0,17</u> 0,05	<u>0,19</u> 0,17	<u>0,17</u> 0,05	<u>0,28</u> 1,02	<u>0,18</u> 0,04	0,19	
MgO	<u>6,55</u> 1,36	<u>7,28</u> 2,38	<u>5,48</u> 1,46	<u>4,95</u> 1,62	<u>4,74</u> 1,89	<u>6,83</u> 2,11	<u>4,97</u> 0,51	<u>7,84</u> 0,90	6,87	
CaO	<u>9,78</u> 2,27	<u>8,81</u> 2,68	<u>8,75</u> 1,86	<u>8,30</u> 2,36	<u>7,64</u> 2,31	<u>7,30</u> 1,82	<u>7,50</u> 0,56	<u>11,32</u> 0,64	10,89	
Na ₂ O	<u>3,08</u> 1,04	<u>2,81</u> 1,22	<u>4,06</u> 1,18	<u>4,54</u> 0,96	<u>3,93</u> 1,17	<u>3,36</u> 1,04	<u>3,30</u> 0,30	<u>2,76</u> 0,25	2,78	
K ₂ O	<u>0,43</u> 0,39	<u>0,88</u> 0,71	<u>0,56</u> 0,39	<u>1,09</u> 0,79	<u>1,14</u> 1,12	<u>1,08</u> 0,53	<u>1,21</u> 0,46	<u>0,22</u> 0,12	0,50	
P ₂ O ₅	<u>0,16</u> 0,22	<u>0,34</u> 0,30	<u>0,25</u> 0,24	<u>0,28</u> 0,17	<u>0,50</u> 0,36	<u>0,42</u> 0,14	<u>0,98</u> 0,41	<u>0,14</u> 0,07	0,19	
FeO'/MgO	1,6	1,7	2,3	2,6	2,3	1,9	2,6	1,1–1,5	1,40	
Sr	1,55–365	Не опр.	155–365	Не опр.	130–195	Не опр.	713	121,8	445,64	
Ba	0–310	"	178–393	"	0–200	"	416	25,4	63,0	
Zr	66–135	"	86–176	"	49–68	"	203	105,5	113,49	
Sc	49–57	"	48–58	"	20–33	"	46	51,8	40,6	
Y	21–36	"	34–54	"	16–23	"	34	38,6	38,89	
Yb	2,4–3,6	"	3,4–5,7	"	2–2,7	"	3,3	3,8	Не опр.	
V	109–243	"	150–163	"	103–205	"	146	286,0	316,42	
Co	25–52	"	Не опр.	"	70–97	"	11–34	43,8	46,44	
Cr	47–249	"	19–70	"	23,8	"	18,7	291,3	260,09	
Ni	40–86	"	37–71	"	10–28	"	30,0	123,3	128,24	
	1,17	"	0,93	"	0,97	"	1,71	4,8	7,8	

* Числитель — среднее содержание, знаменатель — дисперсия значений. Содержания петрогенных элементов даны в вес. %, рассеянных — в г/т. Для последних приведены также пределы колебаний содержания.

Примечание. 1 — карбонатно-спилитовая формация Озерной зоны МНР (n=18), 2 — спилито-фтанито-сланцевая формация Западного Саяна (n=100), 3 — спилито-кратофировая формация Дагандельской зоны МНР и Актовракского горста Тувы (n=16), 4 — карбонатно-спилитовая формация Чингизского мегаантиклинария (n=19), 5 — яшмово-спилитовая формация Тектурмасского и Северо-Балашского антиклинория (n=36), 6 — яшмово-диабазовая формация Калмыккульского синклинория (n=9), 7 — терригенно-кремнисто-туффи-

В соответствии с классификацией Х. Куно, по соотношению общей щелочности и кремнекислотности исследованные породы относятся к трем сериям: толеитовой, высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой, что отражено на диаграмме (см. рис. 7). По кремнекислотности эффузивный комплекс близок в целом к слабодифференцированному с модой в области базальтов (>80%). Единичные анализы попали в область андезито-базальтов. Породы толеитовой серии (табл. 3), помимо низкой общей щелочности, отличаются

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
48,89	<u>51,00</u> 1,52	49,81	50,24	<u>49,22</u> 2,04	<u>47,78</u> 2,21	<u>49,40</u> 1,83	<u>48,99</u> 1,27	<u>49,22</u> 2,94	
2,19	<u>0,90</u> 0,22	1,13	1,05	<u>1,48</u> 0,73	<u>2,22</u> 0,74	<u>3,00</u> 0,69	<u>2,93</u> 0,70	<u>1,21</u> 0,33	
14,30	<u>17,90</u> 1,68	15,36	18,86	<u>15,18</u> 1,42	<u>15,33</u> 1,87	<u>14,80</u> 1,98	<u>16,06</u> 0,21	<u>18,29</u> 1,29	
13,02	19,98	11,05	10,17	12,18	10,19	He onp.	<u>10,18</u> 0,44	<u>8,18</u> 1,05	
0,21	<u>0,20</u> 0,05	0,16	0,16	<u>0,20</u> 0,09	<u>0,15</u> 0,15	<u>0,15</u> 0,06	He onp.	He onp.	
6,56	<u>5,00</u> 1,32	7,32	4,43	<u>6,22</u> 1,33	<u>6,99</u> 1,98	<u>5,00</u> 1,99	<u>7,12</u> 0,72	<u>8,28</u> 1,62	
10,91	<u>9,80</u> 1,21	10,56	10,34	<u>10,47</u> 1,17	<u>9,00</u> 1,32	<u>9,00</u> 1,58	<u>8,43</u> 0,76	<u>10,29</u> 1,92	
2,39	<u>2,90</u> 0,41	2,53	3,50	<u>2,22</u> 0,59	<u>2,85</u> 0,78	<u>4,40</u> 0,78	<u>3,92</u> 0,18	<u>3,38</u> 0,71	
0,45	<u>0,80</u> 0,38	0,40	0,62	<u>0,75</u> 0,43	<u>1,31</u> 0,55	<u>1,80</u> 0,50	<u>1,45</u> 0,27	<u>0,30</u> 0,05	
0,45	He onp.	0,10	0,12	<u>0,15</u> 0,15	<u>0,44</u> 0,23	He onp.	0,61 0,28	<u>0,16</u> 0,06	
2,0	2,0	1,5	2,3	1,9	1,4	"	1,4	1,0	
He onp.	80	101,6	He onp.	690	580	"	He onp.	He onp.	
"	150	27,75	"	360	450	"	"	"	
"	100	73,0	"	130	180	"	"	"	
"	He onp.	42,0	"	He onp.	He onp.	"	"	"	
"	"	30,5	"	"	"	"	"	"	
"	"	He onp.	"	"	"	"	"	"	
"	760	311,0	"	190	250	"	"	"	
"	77	52,3	"	34	50	"	"	"	
"	20	244,6	"	180	238	"	"	"	
"	68	110,3	"	110	100	"	"	"	
"	0,53	3,6	"	1,91	1,29	"	"	"	

товая формация Байконурского синклинария ($n=11$), 8 — базальт срединно-океанических хребтов [Канн, 1973; Нарт, 1976], 9 — абиссальные толеиты [Нарт, 1976], 10 — современные базальты Исландии, по В.А. Баскиной [1971], 11 — базальты островных дуг [Золотарев, 1979; Цветков, 1982], 12 — базальты Филиппинского моря [Шараськин и др., 1980], 13 — мезозойские базальты Японского моря [Васильковский, Евланов, 1978], 14 — траппы древних платформ [Кутолин, 1969; Лутц, 1980], 15 — континентальная формация щелочных оливиновых базальтов [Кутолин, 1969; Лутц, 1980], 16 — глыбовые поднятия в океанах [Золотарев, 1979], 17 — четвертичные базальты банки Грэхэм в Средиземном море ($n=5$) [Белоусов и др., 1982], 18 — неогеновые базальты впадины Тирренского моря ($n=35$) [Белоусов и др., 1982].

низким содержанием K_2O (0,12%), TiO_2 (0,76%) и P_2O_5 (0,08%). Они обладают в отдельных анализах наиболее высокими содержаниями MgO (до 9,27%) и относительно низким коэффициентом железистости (49—59). По этим признакам толеитовые базальты карбонатно-спилитовой формации Озерной зоны Монголии схожи с океаническими толеитами, отличаясь от них более низкой титанистостью, магниальностью, близкими к таковым базальтов островных дуг. По расчетам уравнений дискриминантной функции по А.В. Кутолину [1969].

Таблица 5

Содержания микроэлементов в спилитах и диабазах раннегеосинклинальных формаций, г/т

Структурно-формационная зона	Формация	Количество анализов	Sc	P	Pb	Ti	Zr
1	2	3	4	5	6	7	8
Озерная зона МНР	Карбонатно-спилитовая	10	42	720	5,4	4200	100
		20	<u>57</u> 50-60	<u>720</u> 500-1000	<u>3,4</u> 2-8	<u>5250</u> 4000-6000	<u>135</u> 100-150
		20	<u>51,5</u> 40-60	<u>910</u> 600-1500	<u>4,5</u> 3-8	<u>4800</u> 4000-6000	<u>91,5</u> 80-150
		20	<u>53,7</u> 30-60	<u>280</u> 0-1500	<u>1,9</u> 0-8	<u>3740</u> 3000-5000	<u>66,3</u> 50-150
		20	<u>43</u> 30-60	<u>400</u> 0-1500	<u>14,8</u> 3-80	<u>4400</u> 3000-5000	<u>111,5</u> 80-150
		20	<u>49,5</u> 40-60	<u>0-500</u>	<u>2,3</u> 0-4	<u>4550</u> 4000-5000	<u>78,0</u> 60-80
		20	<u>49,5</u> 40-60	<u>0-500</u>	<u>2,3</u> 0-4	<u>4550</u> 4000-5000	<u>78,0</u> 60-80
Даггандельская зона	Спилито-кратофи-ровая	30	<u>48,9</u> 40-60	<u>430</u> 0-800	<u>4,8</u> 0-15	<u>6210</u> 3000-10000	<u>104,5</u> 80-150
		18	<u>58,3</u> 50-60	<u>260</u> 0-600	<u>1,3</u> 0-3	<u>5830</u> 5000-8000	<u>86,1</u> 60-150
		17	<u>44,7</u>	<u>480</u>	<u>2,9</u>	<u>9650</u>	<u>176,4</u>
		19	<u>55,3</u> 50-60	<u>684</u> 500-1000	<u>2,4</u> 0-8	<u>6894</u> 5000-8000	<u>139,5</u> 100-200
Антиклинорий Кузнецкого Алатау	Вулканогенно-кремнистая черно-сланцевая		He опр.	5000	He опр.	2000	He опр.
Тектурмасский антиклинорий	Яшмово-спилитовая	30	<u>33,4</u> 8-40	<u>0-600</u>	<u>2,3</u> 0-10	<u>2430</u> 1000-4000	<u>49,0</u> 20-80
		30	<u>19,8</u> 8-40	<u>1515</u> 600-3000	<u>8,2</u> 5-10	<u>2796</u> 1500-4000	<u>67,8</u> 50-100
Байконурский синклинорий	Терригенно-кремнисто-туффовая	15	<u>45,9</u> 8-60	<u>3760</u> 600-8000	<u>12,9</u> 2-20	<u>6520</u> 800-8000	<u>203</u> 150-300
Среднее содержание в земной коре			10	930	16	4500	170

Примечание. Числитель — среднее содержание, знаменатель — пределы колебаний содержания.

базальты толентовой серии также попадают в группу океанических толентовых базальтов. По нормативному составу они относятся к кварцевым толейтам. На диаграмме Миасиро (рис. 8, 9) породы толентовой серии располагаются в поле толентовых базальтов Исландии. Породы щелочной оливин-базальтовой серии имеют наибольшее распространение. Эта группа, помимо базальтов, включает также андезито-базальты. Высокая общая щелочность этих пород связана с высоким содержанием Na_2O . Лишь в одном анализе содержание

Ga	W	Cr	Ni	Bi	Ba	Nb	Mo	Sn	V	Ce
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
19	12	8	8,2	0,6	240	7,2	3,8	5,8	120	62
<u>18,8</u> 15-20	--	<u>132,5</u> 100-150	<u>70,5</u> 50-80	--	<u>230</u> 0-3000	<u>11,4</u> 5-20	1,0	<u>2,9</u> 2-4	<u>160</u> 100-200	<u>128</u> 0-200
<u>17,5</u> 15-20		<u>249</u> 80-400	<u>81,5</u> 50-100	--	<u>190</u> 0-300	<u>4,3</u> 3-8	1,0	<u>2,7</u> 2-4	<u>109</u> 80-150	<u>82</u> 0-150
<u>15,8</u> 10-20		<u>47,3</u> 5-200	<u>54,0</u> 6-80	--	--	<u>3,6</u> 3-5	1,0	<u>1,8</u> 0-3	<u>156,8</u> 80-200	<u>189</u> 100-500
<u>16,7</u> 8-20	--	<u>174</u> 30-200	<u>86</u> 60-100	--	<u>310</u> 300-500	<u>5,4</u> 4-6	<u>1,1</u> 1-1,5	<u>2,6</u> 2-4	<u>117,5</u> 100-200	<u>132</u> 80-200
<u>13,7</u> 8-20	--	<u>145</u> 100-200	<u>71,5</u> 50-100	--	<u>240</u> 200-400	<u>5,6</u> 5-6	<u>1,0</u> 1-1,5	<u>2,1</u> 2-3	<u>150</u> 100-200	<u>94</u> 0-150
<u>17,1</u> 10-20	--	<u>53,9</u> 40-60	<u>62,9</u> 50-80	--	<u>393</u> 300-600	<u>9,7</u> 5-20	1,0	<u>3,1</u> 2-4	<u>150</u> 150	<u>150</u> 80-300
<u>24,2</u> 15-30	--	<u>69,4</u> 50-80	<u>71,7</u> 60-80	--	<u>317</u> 200-600	<u>5,5</u> 5-8	<u>1,0</u> 1,0	<u>1,5</u> 0-3	<u>152,8</u> 150-200	<u>136</u> 100-200
19,7	--	31,8	37,1	--	247	11,2	1,1	3,3	152,9	128
<u>19,2</u> 15-20	--	<u>19,4</u> 15-30	<u>43,2</u> 30-50	--	<u>178</u> 0-300	<u>4,7</u> 3-8	1,0	<u>3,2</u> 2-4	<u>163,2</u> 150-200	<u>109,5</u> 0-200
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	500	He опр.	He опр.	He опр.	100	He опр.
<u>17,6</u> 10-20	--	<u>23,8</u> 6-40	<u>28</u> 10-40	--	0-200	<u>4,4</u> 3-8	<u>1,6</u> 1-3	--	<u>205</u> 100-300	--
<u>16</u> 15-30	--	0-8	<u>9,8</u> 8-15	--	--	<u>5,9</u> 3-10	<u>1,3</u> 1-2	--	<u>103,7</u> 100-150	--
<u>20,7</u> 15-25	--	<u>18,7</u> 8-100	<u>39</u> 10-80	--	<u>4160</u> 2000-8000	<u>8,3</u> 5-15	<u>1,93</u> 1-3	<u>3,6</u> 2-6	<u>146</u> 60-200	<u>223</u> 100-300
19	--	83	58	--	650	20	1,1	2,5	90	--

K₂O достигает 1,50%. В среднем, однако, оно выше (0,70%), чем в породах толентовой серии.

Базальты щелочной оливин-базальтовой серии близки породам толентовой серии по относительно низкому содержанию TiO₂ (1,14%) и P₂O₅ (0,17%). Исключение составляет базальт с повышенным содержанием K₂O, в котором количество P₂O₅ достигает 0,78%, т.е. высоконатровые породы щелочной оливин-базальтовой серии не обладают характерным для щелочных пород обо-

Т а б л и ц а 5 (окончание)

Структурно-формационная зона	Формация	Количество анализов	Cu	Yb	Y	Zn	Co	Sr	Mn
1	2	3	20	21	22	23	24	25	26
Озерная зона МНР	Карбонатно-спилитовая	10	19	5,2	52	68	30	—	620
		20	31 20-40	2,7 2-4	27 20-40	69 50-100	39,5 30-50	265 200-400	495 400-600
		20	26,8 15-50	3,6 2-5	36 30-50	63,5 50-80	52,5 40-60	305 200-400	805 500-2000
		20	55,3 30-80	3,4 2-4	29,5 20-40	84,7 50-100	47,9 20-60	284 100-400	721 600-1000
		20	69,5 40-100	2,6 2-4	24 20-30	61,5 50-100	46,5 30-60	365 200-400	700 600-800
		20	46 40-50	2,4 2-3	21 20-30	57 50-60	48,5 30-80	155 100-300	625 500-800
Датгандельская зона	Спилито-кератофи-ровая	30	112,1 60-150	3,4 2-4	34,3 20-40	92,5 80-100	58,2 40-60	286 100-400	1750 600-4000
		18	110,1 60-200	3,8 3-4	36,7 30-40	80 60-100	65 50-80	267 100-400	850 500-2000
		17	81,8	4,8	35,9	111,8	52,4	165	776
		19	30 20-50	5,7 5-8	54,2 40-80	94,2 80-150	51 30-60	200 100-300	842 600-1000
Антиклинорий Кузнецкого Алатау	Вулканогенно-кремнистая черносланцевая		Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Тектурмасский антиклинорий	Яшмово-спилитовая	30	97 60-150	2,0 1-4	16,2 0-30	107 40-150	33,3 15-40	195 100-400	"
		30	70 20-100	2,7 1,5-4	23,3 15-40	120 80-150	11,8 10-20	130 100-200	"
Байконурский синклинорий	Терригенно-кремнисто-туфитовая	15	37,3 30-40	3,27 2-4	34 20-40	230 60-300	34 20-40	713 200-800	1293 600-3000
Среднее содержание в земной коре			47	2,3	29	83	18	340	1000

гащением титаном и фосфором. Исходя из этого, можно предположить, что высокая их натровая щелочность связана с процессами натрового метасоматоза, первичный состав этих пород мог быть изначально близок толеитовому. С этой точкой зрения согласуется и относительно пониженное содержание в этих породах по сравнению с базальтами толеитовой серии СаО (8,58%). Высокая щелочность базальтов с повышенным содержанием калия, возможно, носит первичный характер, так как, помимо высокой общей щелочности, они обладают характерным для первично-щелочных пород обогащением фосфором и несколько более высоким, чем в других породах формации, содержанием двуокиси титана. Для окончательного вывода необходимо большее количество анализов. На диаграмме Миасиро (см. рис. 8)

породы щелочной оливин-базальтовой серии образуют поле, сходное с полем пород толеитовой серии, но несколько смещенное вправо. При этом часть анализов попадает в поле измененных пород.

По нормативному составу породы щелочной оливин-базальтовой серии относятся к щелочным оливиновым базальтам, нормальным толеитам и кварцевым толеитам. Средний состав высоконатриевых базальтов отвечает оливиновым толеитам. По расчетам уравнений дискриминантной функции по А.В. Кутолину, базальты щелочной оливин-базальтовой серии попадают в группу континентальных оливиновых базальтов.

Породы высокоглиноземистой серии занимают промежуточное положение между породами щелочной оливин-базальтовой и толеитовой серий. По содержанию К, Ti, Р, коэффициенту железистости они ближе к породам щелочной оливин-базальтовой серии. Однако по довольно высокому содержанию Mg, Са они ближе к породам толеитовой серии. По нормативному составу породы высокоглиноземистой серии относятся к группе оливиновых толеитов. По расчетам уравнений дискриминантной функции они попадают в группу океанических толеитовых базальтов.

На трехкомпонентной диаграмме АFМ (см. рис. 9, 1) отчетливо выявляются две тенденции дифференциации: толеитовая, характерная для пород толеитовой и высокоглиноземистой серий, и щелочная, отражающая процессы дифференциации в породах щелочной оливин-базальтовой серии. Породы щелочной оливин-базальтовой серии дифференцированы слабо — существенного накопления щелочей в процессе дифференциации не происходит.

Средний состав эффузивов карбонатно-спилитовой формации Озерной зоны наиболее близок составу современных базальтов Филиппинского моря [Шараськин и др., 1980], отличаясь лишь несколько более низкой кремнекислотностью и магниевостью (табл. 4). Имеется сходство и с абиссальными толеитовыми базальтами [Hart, 1976; Щека, Куренцова, 1981] и современными базальтами Исландии, обнаруживающими сходство с континентальными траппами. Базальты Озерной зоны отличаются от них более низкой железистостью и титанистостью, иногда фосфатностью.

По данным спектральных анализов (табл. 5, см. табл. 4), базальты Озерной зоны по сравнению с океаническими обеднены тяжелыми литофильными элементами, такими, как Cr, Ni, V, Co и обогащены легкими литофильными элементами, такими, как Sr и Ba. Однако содержания Zr, Y в них ниже, чем в океанических типах, а содержания Sc близки. По-видимому, по геохимической характеристике, так же как по химическому составу, базальты Озерной зоны занимают промежуточное положение между океаническими и континентальными типами базальтов.

Спилито-фтанито-сланцевая формация структур Западного Саяна

Основу формации составляет парагенез спилитов и фтанитов. Эта ассоциация меньше распространена в геосинклиналях, чем ассоциация спилитов и яшм. Однако в ряде регионов и она достигает значительного развития. Примером может служить силур Саксоно-Тюрингской области, улигданская свита венда на Дальнем Востоке, миоценовые отложения Восточной Камчатки. В этой работе особенности состава, строения и условий образования спилито-фтанито-сланцевой ассоциации рассмотрены на примере чингинской свиты Западного Саяна, детально изученной Н.Н. Херасковым [1979], Н.И. Светлицким [1970] и В.В. Велинским [1968].

Структурное и стратиграфическое положение. К спилито-фтанито-сланцевой формации Н.Н. Херасков отнес чингинскую свиту венда—нижнего кембрия,

слагающую на большей части территории Западного Саяна основание каледонского геосинклинального комплекса. Выходы спилито-фтанито-сланцевой формации на территории Западного Саяна приурочены (рис. 10, см. рис. 1) к Борусскому и Куртушибинскому горстам. На северо-западе в Джойском горсте (хр. Шаман) Н.Н. Херасковым установлен переход спилито-фтанито-сланцевой формации в спилито-кератофировую, выделяемую также Н.И. Светлицким в вулканогенно-кремнистую фосфатоносную. Подобные же изменения наблюдаются в юго-восточной части территории — в Туве и Восточном Танну-Ола. На южном продолжении Западного Саяна в Озерной зоне Западной Монголии спилито-фтанито-сланцевая формация, по-видимому, замещается описанной выше карбонатно-спилитовой.

Со спилито-фтанито-сланцевой формацией парагенетически связаны массивы гипербазитов. Часть их, по мнению Н.Н. Хераскова, представляет собой жесткие блоки, поднятые из верхней мантии в результате движения по надвигам и, возможно, в ядрах крупных складок. Другая часть, преимущественно мелкие тела, имеющие площадное распространение, по данным П.А. Никитчина [1972], могли иметь эффузивное происхождение. Эти особенности позволили Н.Н. Хераскову полагать, что спилито-фтанито-сланцевая формация была сформирована на коре океанического типа в океаническую стадию развития территории Западного Саяна. Вверх по разрезу спилито-фтанито-сланцевая формация сменяется ниже-среднекембрийской формацией зеленых туфов [Херасков, 1979], состоящей в основном из песчаников, туфо-песчаников и туфоалевролитов (амыльская, сютхольская, ишкинская и джебашская свиты).

Возраст формации определяется как венд-раннекембрийский на основании находок в верхних частях разреза ископаемых археоцита санаштыкгольского горизонта нижнего кембрия [Владимирский, Задорожная, 1967].

Характеристика состава и строения. Спилито-фтанито-сланцевая формация сложена спилитами, вариолитами, диабазами, углеродисто-кремнистыми сланцами и фтанитами. В качестве второстепенных членов присутствуют пироксеновые порфириды, туфы основного состава, глинисто-кремнистые сланцы, филлиты и известняки. Количество вулканогенных пород в разрезах составляет от 20 до 60—70%.

Общие закономерности строения формации устанавливаются в Куртушибинском горсте (см. рис. 1,2). Нижняя часть разреза представлена эффузивами основного состава, содержащими прослои фтанитов, графито-кварцевых сланцев, кварцитов и известняков. Мощность этой части разреза около 4000 м. Выше залегают спилиты, диабазы, содержащие горизонты лавовых брекчий и туфов основного состава, а в верхней части — прослои и пачки серых туфопесчаников, кремнистых сланцев и зелено-черных филлитов. Мощность средней части разреза 2300 м. Верхняя часть формации видимой мощностью около 1000 м представлена темно-серыми кремнистыми сланцами и филлитами, зеленовато-серыми туфами, туфопесчаниками и туфогравелитами. В ее нижней половине содержатся мелкие линзы археоциатовых известняков.

На крайнем востоке Куртушибинского горста сокращается количество вулканогенных пород в нижней части разреза и наблюдается переход к вулканогенно-фтанитовой формации. Севернее, в пределах Борусского горста, формация сохраняет основные признаки своего строения. Однако заметно увеличивается роль серых пелитоморфных известняков, а среди вулканитов — количество туфов.

Среди карбонатных и кремнистых пород формации иногда встречаются разности, обогащенные фосфором. Так, в пределах Куртушибинского горста, в бассейне р. Золотой, содержание P_2O_5 в кремнисто-карбонатных породах достигает 9%. В разрезе Борусского горста Н.И. Светлицким [1970] обна-

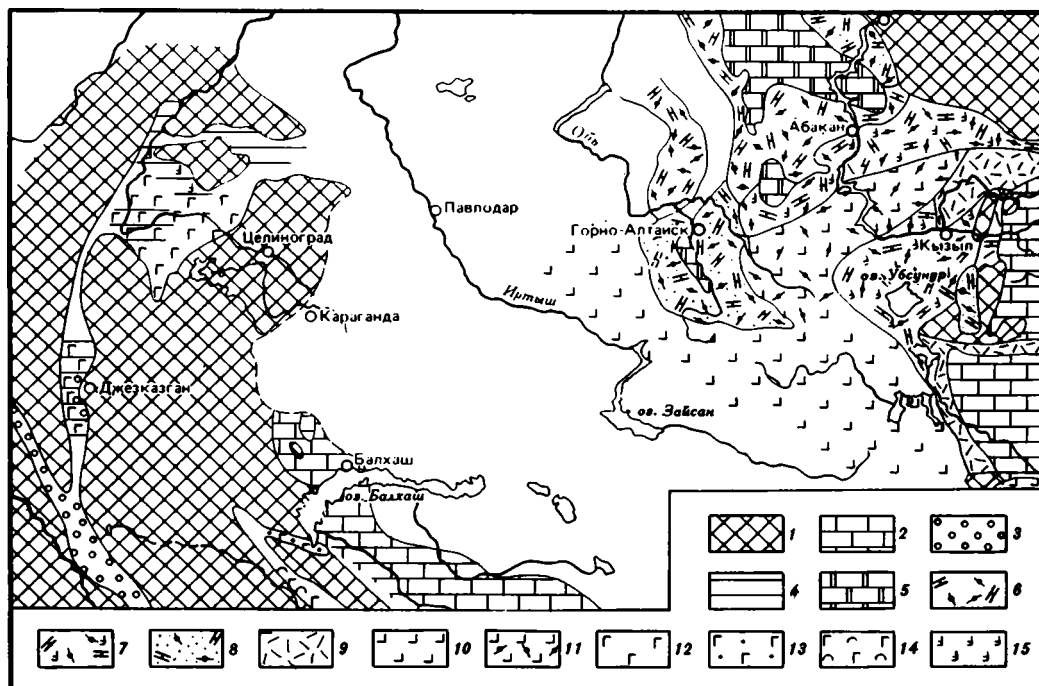


Рис. 10. Схема современного распространения вендских формаций в каледонидах Азии

1 — области сноса, сложенные в основном гранитизированными породами докембрия; 2—15 — формации: 2 — терригенная кварцево-аркозовая, кремнисто-карбонатная и карбонатная неразделенные, 3 — терригенно-кремнисто-туффовая, 4 — спаргамитовая, 5 — карбонатная, 6 — кремнисто-карбонатная, 7 — вулканогенно-карбонатно-фтанитовая, 8 — карбонатно-фтанито-терригенная, 9 — спилито-кератофировая, 10 — карбонатно-спилитовая, 11 — спилито-фтанито-сланцевая, 12 — яшмово-диабазовая, 13 — терригенно-диабазовая, 14 — туффито-диабазовая, 15 — диабазово-кератофировая

ружена среди вулканитов линза известняков, содержащих в отдельных участках до 10% P_2O_5 . В районе горы Копена кремнистые породы содержат до 1% P_2O_5 . Однако, по заключению Н.И. Светлицкого, фосфатность венд-нижекембрийских отложений в пределах Куртушибинского и Борусского горстов сокращается во много раз по сравнению с развитыми севернее вулканогенно-кремнистыми существенно фосфатносными отложениями Джойского горста и южной оконечности Кузнецкого Алатау (см. ниже вулканогенно-фтанитовую формацию района месторождения Тамалык).

Таким образом, спилито-фтанито-сланцевая формация имеет в общих чертах ясное двучленное строение. В нижних частях ее резко преобладают вулканогенные образования, в верхних — кремнистые и сланцевые породы. Карбонатные породы, встреченные в низах разреза, представлены пелитоморфными разностями, а в верхах — археоциатовыми. Количество карбонатных пород увеличивается на север, в этом же направлении возрастает роль туфогенных пород. Размер зерен вулканогенно-терригенного обломочного материала уменьшается в восточном направлении. При этом сокращается и общее количество вулканогенных пород.

Группа базальта. Наиболее развиты диабазы, диабазовые порфиры и спилиты. Меньше развиты вариолиты. Спилиты и диабазы слагают потоки мощностью от 10 до 30 м, в нижней части которых преобладают диабазы, в средней — спилиты, в верхней — миндалекаменные спилиты и вариолиты. Основываясь на данных В.В. Велинского [1968а], можно заключить, что вулканиты основного состава по текстурным и структурным признакам,

а также по минералогическому составу близки соответствующим породам карбонатно-спилитовой формации Озерной зоны. Отличием является появление вместо авгита и титанавгита энстатит-диопсида, очень редко — оливина.

Кератофиры. По составу, структурным и текстурным особенностям они не отличаются от описанных ниже в спилито-кератофировой формации.

Туфы базальтового состава. Эти породы распространены лишь в пределах Борусского горста. В целом же коэффициент эксплозивности для спилито-фтанито-сланцевой формации, по данным В.В. Велинского, составляет 4—10%. По соотношению обломков различного петрографического состава среди них выделяются кристаллолитокластические, витрокристаллокластические, литокластические и кристаллокластические разности. Резко преобладают литокластические и кристаллолитокластические туфы псаммитовой и псефитовой размерности. Обломки представлены спилитами, шлаком, бурым стеклом, альбитом, пироксеном. Может присутствовать также резургентный материал — туфы основного состава, габброиды. Форма обломков неправильная, остроугольная, рваная и иногда слабооплавленная. Обломки не отсортированы по размеру. Цемент в породах обычно базальный, реже пленочный или выполнения пор и представлен пеплово-стекловатым материалом, по которому развивается хлорит, эпидот, клиноцоизит, альбит, пренит, карбонаты и халцедон.

Наряду с туфами присутствуют туфогенно-осадочные породы — тефроиды, туффиты, тефрогенные песчаники, отличающиеся градационной ритмичной слоистостью. Мощность ритмов 0,3—1 м. Нижняя их часть сложена в основном тефрогенным материалом (осколки спилитов, разложенного стекла), верхняя — глинистым и кремнистым.

Петрографический состав и литологические особенности осадочных пород спилито-фтанито-сланцевой формации изучены пока очень слабо. Здесь можно привести, по данным Н.И. Светлицкого [1970], лишь краткую характеристику кремнистых и карбонатных пород.

Кремнистые породы. Представлены фтанитами и углеродисто-глинисто-кремнистыми сланцами. Они обладают темно-серой и черной окраской. Светлые разности силицитов встречаются редко. Структура кремнистых пород криптокристаллическая, микрогранобластовая; текстура массивная, полосчатая, сланцеватая. Полосчатость и сланцеватость характерны для разностей, содержащих примесь хлорита, альбита, кальцита. В.В. Велинский в кремнистых породах отмечает остатки кремневых губок.

Известняки. Представлены двумя литологическими типами. Наиболее распространены светло-серые и черные мелкокристаллические и пелитоморфные известняки тонкослоистой текстуры. Они слагают как тонкие прослои, так и мощные линзы и состоят из агрегата в той или иной мере перекристаллизованного кальцита, содержащего в небольшом количестве примесь обломочных зерен кварца, плагиоклазов и глинисто-хлоритового материала. По-видимому, они могли быть относительно глубоководными образованиями.

Другая разновидность известняков встречается лишь в верхней части разреза. Это небольшие линзы светло-серых и темно-серых органогенных известняков массивной текстуры, в том числе водорослевых и археоциатовых. В отличие от тонкослоистых известняков они не содержат примеси обломочного и глинистого материала. Возможно, эти известняки представляют собой небольшие биогермы, возникшие на отдельных вулканических поднятиях.

Кремнистые метасоматиты. Наряду с фтанитами и углеродисто-кремнистыми сланцами в составе формации распространены светло-серые и белые микрокварциты мощностью 100 м и более, которые по простираанию часто переходят в темные фтаниты или известняки. Нередко на границе светлых микрокварцитов с филлитами или туфами наблюдается окварцевание послед-

них. По мнению В.А. Кузнецова [1963], здесь имело место как хемогенное кремненакопление, так и метасоматическое замещение кремнеземом других пород. Присутствие галек микрокварцитов в конгломератах чингинской свиты свидетельствует о том, что процессы химического осаждения и метасоматического замещения проходили практически синхронно. Подобное явление характерно для многих кремнистых и карбонатно-кремнистых формаций (см. ниже). Источником кремнезема являлись, по всей вероятности, подводные экзальции и термы, связанные с интенсивным вулканизмом венда—нижнего кембрия.

Петрохимические особенности эффузивных пород. При анализе петрохимических особенностей эффузивных пород спилито-фтанито-сланцевой формации использованы анализы из сводки В.В. Велинского [1968а].

В соответствии с классификацией Х. Куно [1964], по соотношению общей щелочности и кремнекислотности исследованные породы относятся к трем сериям: толеитовой (10%), высокоглиноземистой (30%) и щелочной оливин-базальтовой (60%), что отражено на рис. 7, табл. 3. По кремнекислотности эффузивный комплекс близок к слабодифференцированному с модой в области базальтов. Лишь в районе хр. Шаман, в зоне перехода к спилито-кератофировой формации, в породах проявляется тенденция к контрастной дифференциации с появлением липаритовых порфиров. Наиболее широко распространена щелочная оливин-базальтовая серия, которая распадается на две ветви. Одна ветвь, составляющая 65% пород щелочной серии, объединяет вулканы, в которых высокая щелочность связана с Na_2O (среднее содержание 3,67%), в то время как концентрация K_2O не превышает 1% (в среднем 0,58%). В другой ветви большая щелочность связана с высоким содержанием K_2O — от 1 до 2,6% (в среднем 1,75%). Такие базальты составляют 35% пород щелочной серии.

Для базальтов щелочной оливин-базальтовой серии по сравнению с аналогами в других сериях (см. табл. 4) характерны относительно высокие содержания TiO_2 (2,23% для низкокалиевых и 2,35% для высококалиевых базальтов), а для высококалиевых базальтов также и фосфора (0,58%). Эти особенности состава вулканитов позволяют предполагать, что в составе формации, помимо пород, высокая щелочность которых может быть связана лишь со вторичной альбитизацией, присутствовали породы, изначально обогащенные щелочами. Более уверенно это можно говорить о породах, обогащенных K_2O . Они отличаются от базальтов всех серий также и наиболее низкими значениями MgO (в среднем 6,5%) и высокой железистостью (коэффициент железистости 50—79). На диаграмме Миасиро (рис. 11) высококалиевые базальты щелочной оливин-базальтовой серии образуют четко обособленное поле в зоне континентальных щелочных пород Восточной Азии. Низкокалиевые базальты щелочной серии образуют поле, общее с породами высокоглиноземистой серии. По нормативному составу средние типы базальтов и андезито-базальтов щелочной оливин-базальтовой серии относятся к группе оливиновых толеитов. По расчетам уравнений дискриминантной функции, по А.В. Кутолину, они попадают в группу континентальных оливиновых базальтов.

Породы толеитовой серии отличаются, кроме более низкой щелочности, также и значительно более низкими содержаниями TiO_2 (базальты в среднем 1,06, андезито-базальты — 1,23%) и P_2O_5 (в среднем 0,25%). Кроме того, для основных пород толеитовой серии характерно более высокое содержание MgO и относительно низкий коэффициент железистости (в среднем 58). По этим параметрам они близки толеитовым базальтам Озерной зоны МНР. На диаграмме Миасиро (см. рис. 11) породы толеитовой серии образуют достаточно обособленное поле, по положению и конфигурации близкое толеитовым базальтам Исландии. По нормативному составу базальты толеитовой

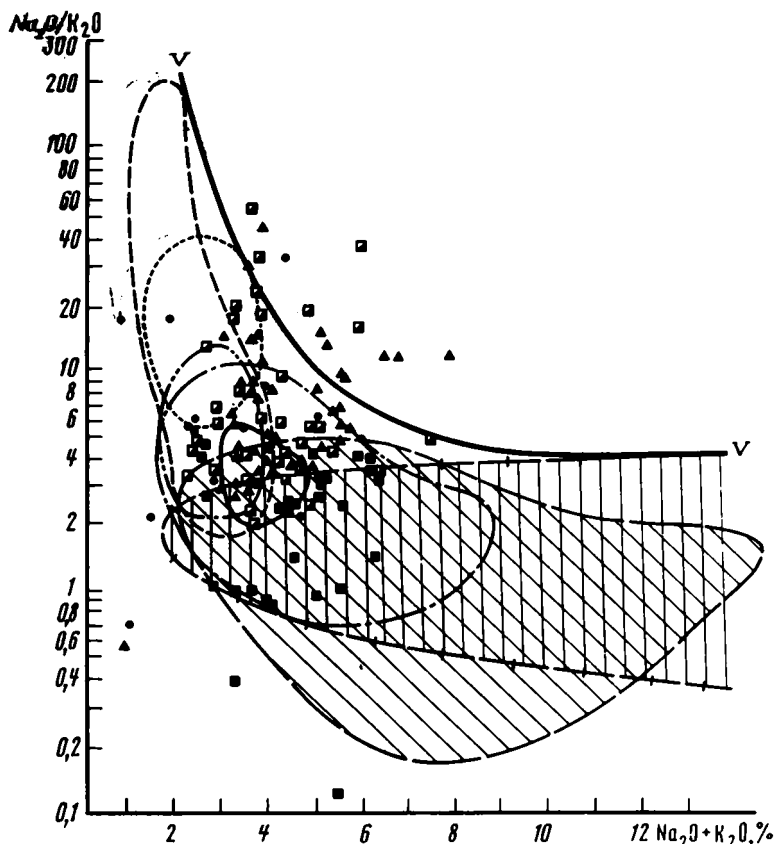


Рис. 11. Диаграмма А. Миасиро для вулканитов спилито-фтанито-сланцевой формации Западного Саяна
Условные обозначения см. на рис. 8

серии относятся к группе кварцевых толентов ($Q=4\%$). По расчетам уравнений дискриминантной функции по А.В. Кутолину, они попадают в группу океанических толентовых базальтов.

Породы высокоглиноземистой серии по всем параметрам занимают промежуточное положение между щелочной оливин-базальтовой и толентовой сериями. Лишь в единичных анализах они обогащены калием и обнаруживают сходство с высококалийными разностями щелочной серии. По нормативному составу базальты высокоглиноземистой серии относятся к кварцевым толентам. По расчетам уравнений дискриминантной функции они сходны с океаническими толентовыми базальтами.

На трехкомпонентной диаграмме *AFM* (см. рис. 9, III) распределение фигуративных точек пород спилито-фтанито-сланцевой формации показывает в целом толентовую тенденцию дифференциации. Породы щелочной оливин-базальтовой серии попадают во все выделенные поля, но весь рой фигуративных точек слабо смещен влево, в сторону левой щелочной ветви параболы. Это выявляет щелочную тенденцию дифференциации пород данной серии, что еще раз подтверждает предположение о существовании в составе формации пород, изначально обогащенных щелочами вне зависимости от процессов альбитизации.

Средний состав базальтов (см. табл. 4) спилито-фтанито-сланцевой формации по основным параметрам близок траппам древних платформ. Отличия заключаются в более высокой магнезиальности и титанистости. Относительно высокая магнезиальность сближает их с океаническими толитами.

Таким образом, облик пород спилито-фтанито-сланцевой формации определяют базальтоиды щелочной оливин-базальтовой и высокоглиноземистой серий. Базальты толитового типа слагают около 40% вулканитов. Часть пород щелочной оливин-базальтовой серии, по-видимому, изначально, вне зависимости от вторичных процессов альбитизации, была обогащена щелочами. К сходной точке зрения пришел ранее В.В. Велинский. По его данным, вулканиты Куртушибинского горста отличаются повышенным содержанием щелочей, меньшими количествами СаО и по химизму сходны с лавами щелочной ветви Гавайских островов.

Спилито-кератофировая формация Даггандельской зоны Монголии

Структурное и стратиграфическое положение. К этой формации отнесены вулканогенные породы предположительно венд-раннекембрийского возраста, слагающие основание разреза Даггандельской зоны Западной Монголии (см. рис. 1). Выходы ее прослеживаются на протяжении примерно 50 км полосой субмеридионального простирания вдоль водораздела рек Дзабхан и Хунгуй до южных отрогов хр. Ханхухэй (окрестности горы Мариту-ула) и далее на север в пределы Тувы и Актовракского горста Западного Саяна. Кроме того, сходная ассоциация пород слагает два тектонических покрова на правом берегу р. Дзабхан севернее селения Дорволжин, уже в пределах Дзабханской зоны. По направлению к Озерной зоне спилито-кератофировая формация замещается по латерали описанной выше карбонатно-спилитовой формацией. Зона перехода наблюдается в районе западных отрогов гряды Даггандель-ула. На севере, в окрестностях озера Хиргиз-Нур, спилито-кератофировая формация надвинута на андезитовую островодужного типа. Соотношения ее с формациями Дзабханской зоны повсюду тектонические. Вверх по разрезу спилито-кератофировая формация сменяется кремнисто-карбонатной.

Характеристика состава и строения. Основание формации неизвестно. В ее видимой нижней части преобладают спилиты шарового строения и диабазы. Они слагают монотонную толщу мощностью около 1000 м (см. рис. 2). Строение этой части разреза устанавливается с трудом, так как породы на большой площади вблизи контактов с гранитами превращены в амфиболовые роговики, а вдоль многочисленных здесь разрывных нарушений преобразованы в зеленые сланцы и порфиитоиды. В целом можно заключить, что по минералогическому составу они близки к аналогичным породам карбонатно-спилитовой формации, но отличаются лучшей раскристаллизованностью, большим развитием диабазов. Для них характерно массивное сложение, миндалекаменные разности редки. При рассланцевании появляются бластические структуры и широкое развитие приобретают вторичные минералы зеленосланцевой фации метаморфизма: актинолит, эпидот, хлорит, карбонат.

Вверх по разрезу спилиты и диабазы сменяются пачкой кератофиров липаритового состава, обычно превращенных в порфириоиды или амфибол-плагноклазовые роговики. Преобладают светло-зеленые, лиловато-серые порфириоиды по лавам сланцевой, реже массивной текстуры. Вкрапленники и гломеропорфировые сростки размером 0,5—4 мм представлены кварцем, альбитизированным калиевым полевым шпатом и альбитом. Вкрапленники часто катаклазированы, края их гранулированы. Основная масса имеет микропиклитовую структуру, в различной степени перекристаллизованную в микрогранобластовую, образована кварцево-аль-

битовым агрегатом, в котором рассеяны скопления землистого эпидота. Сланцеватость подчеркивается расположением чешуек серицита. Среди порфириидов встречаются отдельные прослои и пачки туфов и туффитов, обычно превращенных в зеленые сланцы бластопсаммитовой и бластоалевритовой структуры. Иногда в них видна градационная отсортированность материала и ритмичная градационная слоистость. Мощность отдельных ритмов изменяется от 0,7 до 1,5 м. Зеленые сланцы по туфам и туффитам кислого состава образованы агрегатом кварц-альбит-хлоритового, кварц-альбит-эпидот-хлоритового, кварц-альбит-актинолитового состава, имеющим микрогранолепидобластовую или микрогранонематобластовую структуру. Хлорит часто распределен неравномерно и обогащает отдельные прослои, создавая полосчатую текстуру. В этой массе рассеяны обломочные зерна кварца и серицитизированного альбита угловатой, оскольчатой формы, имеющие псаммитовую, реже алевритовую размерность. Часть этих пород, в наибольшей степени обогащенная эпидотом, актинолитом, хлоритом, возможно, имеет состав, близкий к андезитовому или андезито-дацитовому.

Завершает разрез формации пачка пород мощностью 250—300 м, в которой снова преобладают вулканы основного состава и имеются лишь отдельные прослои и линзы агломератовых и кристаллокластических туфов кислого состава. Среди вулканитов основного состава наряду со спилитами и диабазами значительно распространены литокластические мелкозернистые туфы, превращенные в зеленые сланцы. Литокластические туфы имеют линзовидную полосчатую текстуру. Суммарная мощность формации достигает, по-видимому, 1500—2000 м.

Петрохимические особенности. Химический состав спилито-кератофировой формации изучен пока недостаточно. Основываясь на данных небольшой группы анализов (табл. 3, 4) по Дагдандельской зоне и данных, приведенных Н.Н. Херасковым (1979 г.) по Актоврацкому горсту и Центральной Туве, можно предполагать, что это контрастная серия с модами в области базальтов (50—60%) и липаритов (20—30%). По классификации Х. Куно, по соотношению общей щелочности и кремнекислотности почти все (за исключением одного анализа) базальты относятся к группе щелочных оливиновых базальтов (см. рис. 7). Нормативный состав их отвечает щелочным оливиновым базальтам, оливиновым толеитам и кварцевым толеитам. От базальтов щелочной оливин-базальтовой серии спилито-фтанито-сланцевой формации Западного Саяна они отличаются более низкой кремнекислотностью, более высокой железистостью и тем, что в них возрастает до 50% доля пород с высоким, более 0,9%, содержанием K_2O . Как и в описанных выше комплексах, увеличение в породах K_2O сопровождается увеличением содержаний P_2O_5 . Содержание TiO_2 зависит не от количества K_2O , а от общей щелочности. Увеличение общей щелочности сопровождается возрастанием титанности. Эта зависимость между содержаниями щелочей, фосфора и титана заставляет предполагать первичность высокой щелочности базальтов.

Базальты спилито-кератофирового комплекса отличаются резкими колебаниями содержаний окиси магния. Наряду с низкомагнезиальными (3,5—4,7% MgO) имеются и высокомагнезиальные разновидности. Возможно, это связано с кристаллизационной дифференциацией магмы, приводящей к появлению дацитов и липаритов, резко обогащенных плагиоклазом, с одной стороны, и меланократовых базальтов, близких к пикритам, — с другой. Однако не исключено, что значительные колебания содержаний MgO отражают сложность и гетерогенность коры, за счет которой происходило формирование этого комплекса.

Породы кислого состава, по классификации Х. Куно, относятся к толеитовой и щелочной оливин-базальтовой сериям, отличительной особенностью их состава является низкая глиноземистость.

На диаграмме *AFM* (см. рис. 9) весь рой точек, отражающий процессы дифференциации в спилито-кератофировом комплексе, смещен влево (щелочный

тренд). Процесс дифференциации, характерный для толеитовой серии, здесь не фиксируется. Это еще раз подтверждает повышенную щелочность пород данного комплекса.

Как видно из приведенной характеристики формации, ее состав определяют два типа пород: вулканиты основного и кислого составов. Это типичная контрастная серия зеленокаменноизмененных пород повышенной щелочности. Подобная ассоциация широко развита в палеозойских геосинклиналях и неоднократно описывалась [Кузнецов, 1964; и др.]. В целом в ее составе преобладают спилиты. Эффузивы кислого состава появляются лишь в верхней половине разреза.

Карбонатно-спилитовая формация нижнего кембрия Чингизского мегантиклинория

Структурное и стратиграфическое положение. К карбонатно-спилитовой формации в Чингизском мегантиклинории нами отнесена балкыбекская свита нижнего кембрия [Ившин и др., 1974]. Она складает узкий (1—8 км) блок северо-западного направления, протягивающийся от р. Курбаканас до гор Агырек на расстояние около 50 км.

К выходам карбонатно-спилитовой формации в ряде участков приурочены небольшие блоки серпентинитов и амфиболитов. Можно предполагать, что первоначально формация накапливалась на меланократовом основании. Г.Ф. Ляпичев [1977] относит балкыбекскую свиту к океаническому структурно-формационному комплексу. Вверх по разрезу формация сменяется дифференцированной базальт-андезит-липаритовой формацией раннего—среднего кембрия (боцекульская серия), которую ряд исследователей относят к островодужным. Таким образом, карбонатно-спилитовая формация складает, по-видимому, основание островной дуги.

Характеристика состава и строения. В карбонатно-спилитовой формации преобладают вулканиты основного состава (не менее 80—90% объема) (см. рис. 2). Это зеленокаменноизмененные афировые базальты, спилиты, иногда андезито-базальты темно-зеленого, реже маломощные покровы темно-лилового цвета, миндалекаменные, с шаровой и подушечной отдельностью (рис. 12). Мощность отдельных потоков изменяется от первых метров до нескольких десятков метров. В подчиненном количестве встречаются лавобрекчии и туфы базальтового состава — 15—20%. Осадочные породы — темно-серые с розоватыми разводами известняки, кремнистые туффиты складает прослой, не превышающие по мощности 10—15 м, а также небольшие линзы. В некоторых разрезах отмечаются также сургучно-красные яшмы. Однако не исключено, что последние в некоторых случаях представляют собой блоки пород раннеордовикской ушкызылской свиты. Мощность формации более 2000 м. В районе р. Балкыбек, по данным Г.М. Жаутикова, Н.К. Ившина [1976], в нижней части формации залегает мощная толща спилитов и диабазов, содержащая прослой туфов, туфопесчаников, редкие прослой известняков. Выше следует горизонт известняков с фауной археоциат, затем диабазы с прослоями известковых туфов, иногда известняков. Завершают разрез спилиты.

Группа базальта. Включает спилиты, вариолиты, реже микродиабазы и микродолериты. Для этих пород характерна шаровая и подушечная отдельности (см. рис. 12). Встречаются как тесно соприкасающиеся между собой подушки, так и шары с менее плотной упаковкой. Межшаровые пространства при этом в одних случаях выполнены мелко- и тонкораздробленной гиалокластикой, в других — карбонатом.

Для базальтоидов характерны миндалекаменные, нередко пористые текстуры. Миндалины выполнены хлоритом, карбонатом, халцедоном. По минеральному составу породы близки к описанным выше базальтам в составе карбонатно-спилитовой формации Озерной зоны Монголии.

Туфы базальтового состава. Представлены литокластическими разностями, в



Рис. 12. Шаровая отдельность в миндалекаменных спилитах карбонатно-спилитовой формации Чингизского мегантиклинория

основном грубообломочными, состоящими из обломков лав основного состава округлой, овальной или неправильной формы размером до 5—10 см, различающихся степенью раскристаллизации и количеством миндалин. Сцементированы обломки либо карбонатом, либо мелкообломочным материалом близкого состава.

Петрохимические особенности эффузивных пород. При анализе петрохимических особенностей пород карбонатно-спилитовой формации мы использовали 20 полных силикатных анализов, отобранных автором, Р.К. Григайтис и Л.Т. Протасевичем (см. табл. 3, 4).

В соответствии с классификацией Х. Куно, по соотношению общей щелочности и кремнекислотности исследованные породы относятся к двум сериям: толеитовой (один анализ) и щелочной оливин-базальтовой (более 90%), что показано на гистограмме (см. рис. 7). По кремнекислотности комплекс близок к слабодифференцированному, так как, кроме базальтов, среди вулканитов в небольшом количестве (не более 10%) присутствуют лишь андезитобазальты.

Наиболее широко распространена щелочная оливин-базальтовая серия, которая, как и в описанной выше спилито-фтанито-сланцевой формации Западного Саяна, распадается на две ветви. Одна (~70% пород серии) объединяет вулканиты, в которых высокая щелочность связана с Na_2O , в то время как содержание K_2O не превышает 1%. В другой ветви (~30% пород серии) высокая общая щелочность связана также и с большим содержанием K_2O (более 1%, достигая 2%). Породы этого типа характеризуются также более высоким коэффициентом железнитости (среднее значение 71,5), высоким содержанием титана и фосфора. Однако по абсолютному значению содержания пятиоксида фосфора гораздо ниже, чем в описанных выше высококалийных базальтах Западного Саяна и Монголии.

Четкое разделение щелочной оливин-базальтовой серии на две ветви — калиевую и натровую — выявляется на диаграмме А. Миасиро (рис. 13). Здесь базальтоиды щелочной оливин-базальтовой серии с относительно низкими содержаниями K_2O почти целиком попали в зону измененных пород и образуют поле, аналогичное полю толеитовых базальтов Исландии, как бы сдвинутое вправо благодаря более высокой общей щелочности. Возможно, первоначально это была толеи-

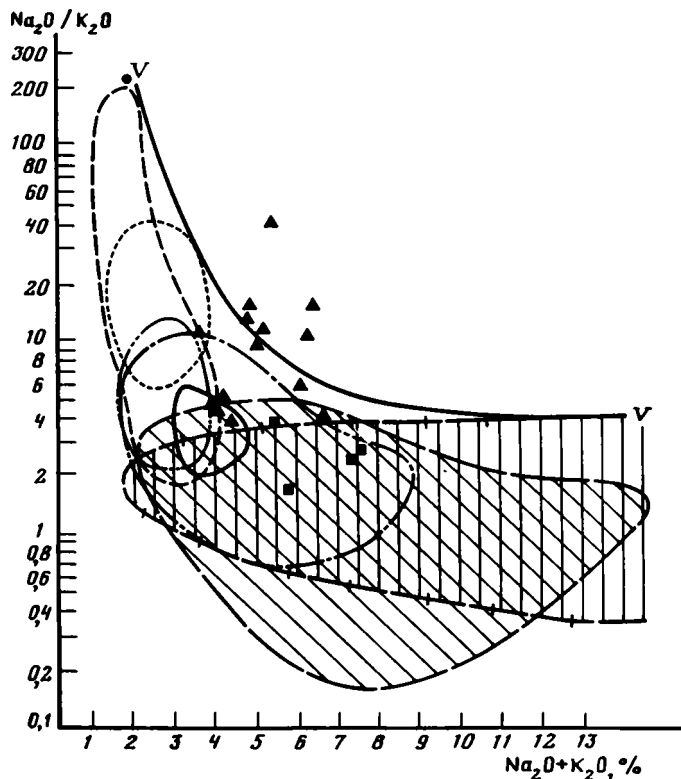


Рис. 13. Диаграмма А. Миасиро для вулканитов карбонатно-спилитовой формации Чингизского мегантиклинория

Условные обозначения см. на рис. 8

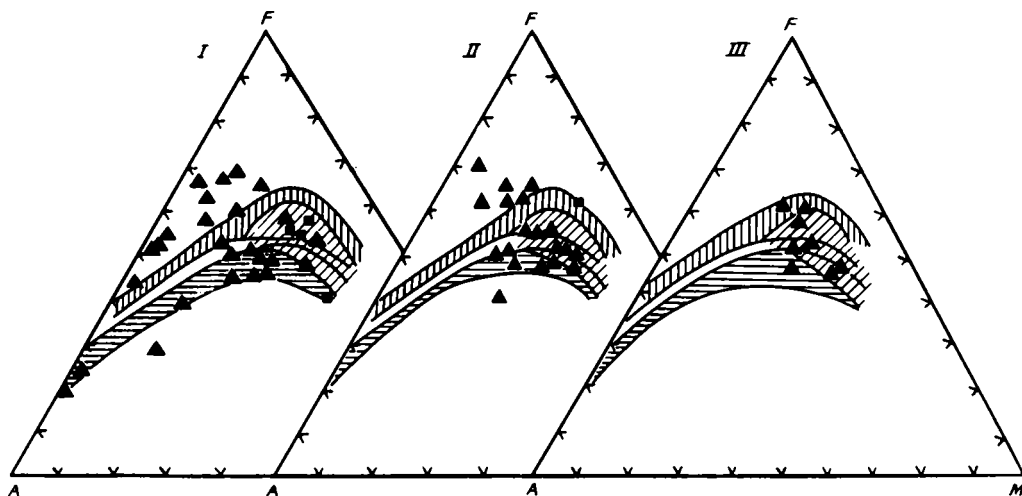


Рис. 14. Вариационные трехкомпонентные (AFM) диаграммы X. Куно для яшмово-спилитовой формации Тектурмасского и Северо-Балхашского антиклинориев (I), карбонатно-спилитовой формации Чингизского мегантиклинория (II) и яшмово-диабазовой формации Калмыккульского синклиория (III)

Условные обозначения см. на рис. 9

товая серия и высокая общая щелочность ее связана лишь с процессами альбитизации. Противоречит этому довольно высокое содержание кальция (9,65%), близкое к содержанию в неизменных базальтах. Возможно, это связано с тем, что при натровом метасоматозе наряду с СаО было вынесено некоторое количество MgO. Базальтоиды с относительно высокими содержаниями K₂O образуют четко обособленное поле в зоне щелочных пород Юго-Восточной Азии. По совокупности всех признаков можно предполагать, что породы этого типа были изначально обогащены щелочами. По нормативному составу породы щелочной оливин-базальтовой серии с содержанием K₂O < 1 попадают в группу щелочных оливиновых базальтов, с высоким содержанием K₂O — в группу кварцевых толентов. Единичные анализы соответствуют оливиновым толентам.

На трехкомпонентной диаграмме *AFM* (рис. 14) распределение фигуративных точек пород карбонатно-спилитовой формации отражает щелочной характер вулканитов. Фигуративные точки располагаются, хотя и с большим разбросом, ближе к левой ветви параболы (щелочной тренд).

По расчетам уравнений дискриминантной функции по А.В. Кутолину, вулканиты карбонатно-спилитовой формации Чингизского мегантиклинория попадают в группу континентальных оливиновых базальтов.

Средний состав базальта карбонатно-спилитовой формации Чингизского мегантиклинория (см. табл. 4) наиболее близок составу базальтов глыбовых поднятий океанов, отличаясь более низкой калийностью и титанистостью, а также железистостью. Эти признаки сближают их с базальтами Исландии.

Таким образом, в составе вулканитов карбонатно-спилитовой формации ведущая роль принадлежит породам щелочной оливин-базальтовой серии. Небольшая часть их (~30%) вне зависимости от процессов зеленокаменного изменения, по видимому, имела первично щелочной характер. Для формации характерны щелочная тенденция дифференциации, пониженное содержание MgO (4—5,5%), повышенное содержание TiO₂ (2,12—2,21%), высокий коэффициент железистости.

Яшмово-спилитовая формация Тектурмасского и Северо-Балхашского антиклинориев

Структурное и стратиграфическое положение. К яшмово-спилитовой формации в Тектурмасском антиклинории отнесена карамурунская свита [Антонюк, 1974; Звонцов, 1973; Хераскова и др., 1979]. Эти образования слагают ряд пластин, которые перемежаются с пластинами гипербазитов и серпентинитового меланжа с включениями фрагментов метаморфизованной офиолитовой ассоциации. Можно предполагать, что первоначально яшмово-спилитовая формация залегала на меланократовом основании и более древней спилитовой формации, фрагменты которой сохранились лишь в меланже. В районе горы Косдонгал среди вулканитов карамурунской свиты имеется тектонический блок (0,3—1 км) обломочных кварцитов, сходных по составу с верхнерифейскими и вендскими обломочными кварцитами, развитыми на Актауско-Джунгарском массиве докембрийской складчатости. Возможно, это или останец тектонического покрова или гигантский олистолит, принесенный с юга в бассейн накопления яшмово-спилитовой формации. Не исключено также, что весь эвгеосинклинальный комплекс Тектурмасского антиклинория, включая гипербазиты, находится в аллохтонном залегании и надвинут на Актауско-Джунгарский массив. Вверх по разрезу яшмово-спилитовая формация согласно перекрывается туффито-яшмовой формацией. До недавнего времени возраст карамурунской свиты считался раннекембрийским [Бабичев и др., 1977; Борисенко и др., 1979]. В последнее время были найдены радиолярии и конодонты, указывающие на ранне-среднеордовикский ее возраст [Смирнова, Пупышев, 1975; Новикова и др., 1983].

Характеристика состава и строения. В составе яшмово-спилитовой формации основная роль принадлежит вулканитам (~75% объема формации). Подавляющее большинство вулканитов (~95%) представлено спилитами. В качестве второстепенного, но обязательного члена формации присутствуют темно-вишневые и полосчатые вишнево-зеленые яшмы и грязно-зеленые, вишневые туфосилициты. Изредка наблюдаются маломощные прослои и линзы граувакковых песчаников, небольшие субвулканические тела и экструзии кератофиров. Мощность формации не менее 1000 м.

Предположительно нижняя часть формации (разрез в урочище Пожарище — см. рис. 2) слагается спилитами, обычно миндалекаменными и обладающими шаровой и подушечной текстурой. Потоки плохо отделяются друг от друга. Среди спилитов лишь изредка встречаются маломощные (1—2 м) линзы яшм брекчиевидной-полосчатой текстуры и линзы (5—7 м) литокластических туфов и лавовых брекчий.

Предполагаемая верхняя часть формации построена более разнообразно. Здесь (разрезы в горах Тектурмас, Сарытау) потоки подушечных и шаровых спилитов и микродиабазов (мощностью 10—75, редко 100 м) разделены пачками туфосилицитов и яшм (мощностью 3—10 м). Пачки туфосилицитов и яшм обычно имеют однотипное строение (рис. 15). В основании, на контакте с базальтами, присутствует маломощный (0,5—5 м) слой кремнисто-железистых пород брекчиевидной-полосчатой и флюидалной текстуры. Выше залегает пласт яшм или пеплистых яшм. В других случаях выше железистых пород залегают туфосилициты — кремнистые туффиты, туфопелиты. Разрез пачки венчает пласт яшм или пеплистых яшм. Реже яшмы и туфосилициты образуют изолированные пласты и линзы (мощностью в первые метры) среди спилитов. Четко устанавливается парагенез яшм и туфосилицитов, который столь характерен для вышележащей туффито-яшмовой формации. С верхней половиной формации связаны, по-видимому, небольшие потоки, субвулканические тела и экструзии кератофиров.

Группа базальтов. Представлена в основном спилитами, в меньшем количестве вариолитами, микродиабазами, их брекчиями, по внешнему облику и текстурным особенностям близкими к описанным в предыдущих формациях.

Среди полей спилитов и микродиабазов А.С. Зайчкиной были обнаружены своеобразные тела, часто неправильной формы, иногда жилородные с неровными извилистыми контактами, сложенные колломорфной, сильно железистой и пльчатой кремнистой массой. Возможно, они обозначают собой места высачивания кремнисто-железистых гидротерм.

Аквагенные брекчии. Среди покровов спилитов в районе гор Норчкен встречаются агломератовые лавы, сходные с аквагенными брекчиями. Они образованы беспорядочным нагромождением однородных обломков округло-угловатой формы со стекловатыми корками и обильными миндалинами, представляющих собой части растрескавшихся подушек. Погружены подушки в цементирующую массу того же состава с обильными миндалинами или в гиадокластитовую массу, состоящую из скорлуповатых фрагментов разложенного стекла. Возможно, эти породы фиксируют трещины, вдоль которых изливались базальты, с образованием сфероидов, глобул, которые частично растрескивались и цементировались новыми порциями лавы.

Железистые породы. На контакте базальтов и яшм довольно часто развиты своеобразные железистые породы брекчиевой или флюидално-брекчиевой текстуры, темно-вишневого, зеленовато-вишневого цвета. Они слагают непротяженные горизонты и линзы мощностью до 3—5 м и состоят из включений и основной массы. Включения размером от долей миллиметра до 1—2 см представлены спилитами, вариолитами, микродиабазами (в зависимости от структурных особенностей подстилающих базальтоидов), яшмами с радиоляриями, иногда кремнистыми туффитами, плагиоклазом. Обломки базальтов имеют линзовидную, лин-

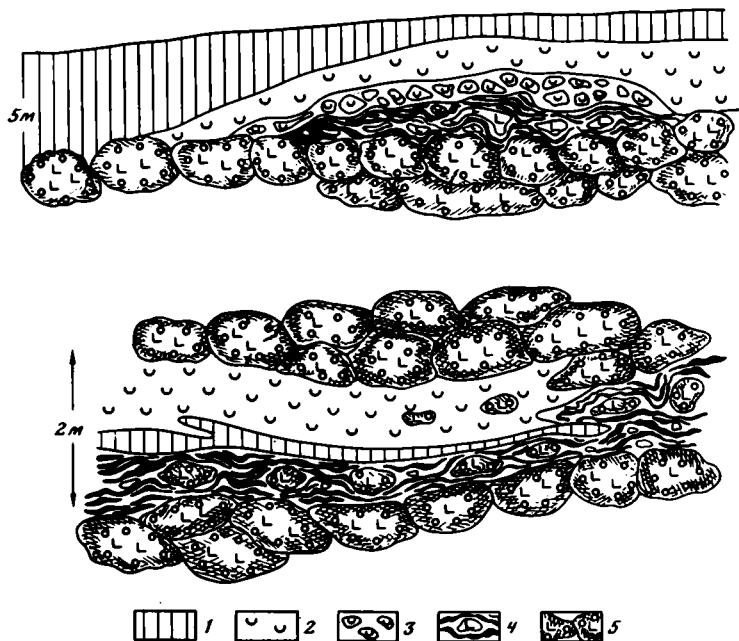


Рис. 15. Соотношение спилитов, туфосилицитов и яшм в яшмово-спилитовой формации Тектурмасского антиклинария

1 — яшмы; 2 — туфосилициты; 3 — гналокластиты; 4 — кремнисто-железистые породы; 5 — спилиты

зовидно-изогнутую, округло-оплавленную форму. Изредка встречаются включения шаров базальтов (см. рис. 15). Обломки кремнистых пород и плагиоклазов чаще угловатые. Цементируются обломки темно-бурой, почти непрозрачной железистой массой, имеющей, как правило, четкую флюидальную текстуру. Обломки в этой массе располагаются субпараллельно и вытянуты вдоль флюидальности. По-видимому, это оруденелые базальты кровли потоков, которые окремнены и гематитизированы при гидротермальных изменениях. Не исключено также, что эти породы представляют собой застывший кремнисто-железистый гель.

Кератофиры. Составляют не более 1% объема формации и встречаются в виде небольших субвулканических тел, жерловин и непротяженных потоков мощностью до 2—3 м. Это темно-вишневые, розовато-красные породы массивной или флюидальной текстуры, четкой порфировой структуры. Вкрапленники размером 2—3 мм составляют 20—30% породы. Они представлены розовыми, мясо-красными кристаллами замутненного пелитом альбита или шахматного альбита таблитчатой формы. Частично альбит возник в результате замещения калиевого полевого шпата. Реже встречаются мелкие вкрапленники кварца округло-оплавленной формы. Структура основной массы микролитовая, микропикрилитовая, фельзитовая, сферолитовая. В горах Аркалык встречены две жерловины размером приблизительно 50×100 м, сложенные агломератовыми туфами кератофиров. Они состоят почти целиком из округлых обломков кератофиров размером от 1 до 60 см. Изредка встречаются обломки гематитовых кварцитов и жильного кварца. Цементирующая масса очень скудная, обломки плотно прилегают друг к другу. Агломератовые туфы в периферической части тела сменяются кератофирами флюидальной текстуры.

Яшмы. Это сургучно-красные, вишнево-зеленые породы с неровным или полураковистым изломом, с массивной и брекчиевидно-полосчатой текстурой. Нередко наблюдается чередование прослоев (2—7 см) яшм и тонкозернистых ту-

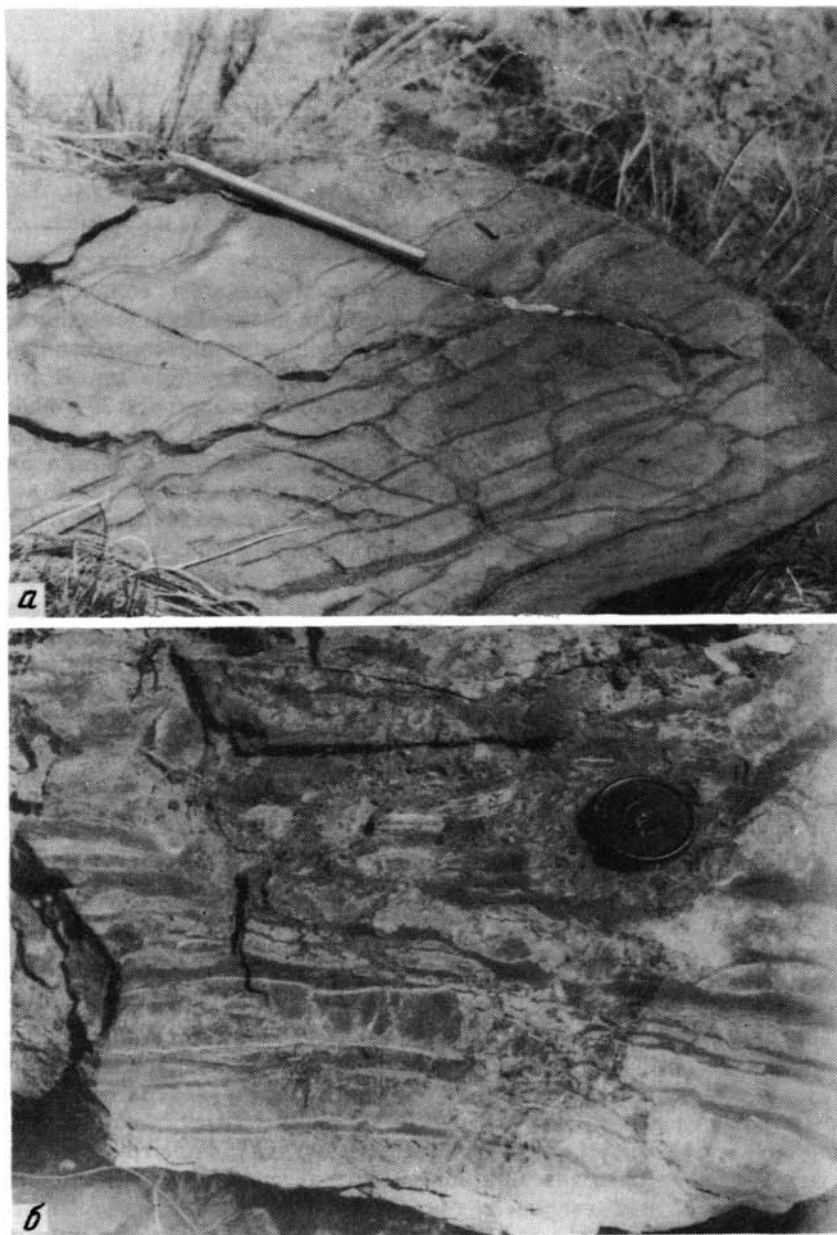


Рис. 16. Характер слоистости (а) и оползневые текстуры в яшмах яшмово-спилитовой формации Тектурмасского антиклинория (б)

фосилицитов или кремнистых туффитов (0,5—1 см) (рис. 16). Чистые яшмы, как правило, радиоляриевые, встречаются довольно редко. Гораздо шире распространены пеплистые яшмы с радиоляриями. Яшмы слагаются криптозернистым, неравномерно перекристаллизованным кварцевым агрегатом с небольшим количеством тонкораспыленного гематита. В этой массе может присутствовать то или иное количество мелких радиолярий. Пеплистые яшмы отличаются более высоким содержанием гематита. Некоторые его выделения по очертаниям на-

Таблица 6

Химический состав яшм и кремнистых туфопелитов
яшмово-спилитовой формации, вес. %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Пеплистая яшма	82,27	0,41	5,32	2,55	3,23	0,30
Кремнистый туфопелит	71,08	0,60	11,68	2,29	3,14	0,12

поминают пепловые частицы. Кроме того, в небольшом количестве присутствуют мелкие (0,02—0,03 мм) обломки кристаллов плагиоклаза, отдельные чешуйки хлорита, мелкие пепловые частицы, замещенные гидрослюдой. Прожилки, пронизывающие породу, обычно имеют альбито-кварцевый состав. В этой массе рассеяны остатки радиолярий. Количество их может достигать 30—40% объема породы. Образование этих пород связано, по-видимому, со сложным процессом осадконакопления в вулканически активной зоне, где хемогенная садка кремнезема сочеталась с биогенной и с привнесом тонкой витрокластики, возможно, гиалокластики. Изменение количества радиолярий и их размеров от слоя к слою скорее всего связано с особенностями гидродинамики и соответствующей гранулометрической дифференциацией осадка.

Химический состав яшм яшмово-спилитовой формации (табл. 6) отражает их значительную засоренность пепловым материалом по сравнению с яшмами туффито-яшмовой формации (см. табл. 2). Вследствие этого они характеризуются относительно низкими содержаниями SiO₂ и довольно высокими Mg, Ca, K и Na. Содержание свободного SiO₂ рассчитанное по методике, предложенной И. В. Хворовой и др. [1978], составляет 63%. Для яшм характерны относительно высокие по сравнению с яшмами вышележащей туффито-яшмовой формации содержания микроэлементов (см. табл. 2). По-видимому, пирокластический материал в них имеет довольно основной состав. Об этом свидетельствует их относительная обогащенность элементами фемафильной группы.

Кремнистые туффиты и туфопелиты. Это голубовато-зеленые, вишневые очень крепкие афанитовые породы с полураковистым изломом, белесые на выветрелой поверхности. Чаще всего они обладают массивной однообразной текстурой, реже встречаются тонкополосчатые и тонкослоистые разновидности, главным образом среди кремнистых туфопелитов. Нередко полосчатость связана с изменениями окраски от голубовато-зеленой до вишневой. Основной составляющей зеленых пород является тонкий агрегат кварца, хлорита и альбита, иногда эпидота или актинолита, в вишневых разностях — гематита. По характерному неравномерно-кучному распределению чешуек хлорита, выделений лейкоксена или форме выделений гематита улавливается очень тонкая пепловая структура. В массе кремнистых туффитов рассеяны или обогащают отдельные тонкие слойки обломки кристаллов альбита и кварца, а также зерен, замещенных хлоритом или гематитом размером 0,02—0,04 мм. В вишневых разностях такие слойки в наибольшей степени обогащены гематитом. Туфопелиты отличаются от кремнистых туффитов более тонкозернистой текстурой, отсутствием примеси более грубого пирокластического материала и реликтов пепловых структур. По общему составу и внешнему облику они неразличимы. Для кремнистых туффитов и туфопелитов характерны остатки мелких радиолярий (0,05—0,1 мм).

Химический состав этих пород (см. табл. 6) изучен пока недостаточно. Поэтому весьма приблизительно можно говорить и о количественно-минералогическом составе этих криптозернистых пород. Содержание кварца, включая обломки алевроитовой размерности и кремнезем радиолярий, составляет около 30%. О количестве альбита дает представление содержание Na₂O, которому приблизительно

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	П. п. п.	Сумма
1,44	0,72	1,76	0,44	—	0,10	0,97	99,51
2,41	0,91	3,66	1,86	0,23	0,00	1,54	99,52

соответствует 36% альбита. О количестве хлорита можно судить по содержанию MgO, которое отвечает приблизительно 9% хлорита. Довольно высоко содержание K₂O, хотя выделения гидрослюда, как правило, отсутствуют. Вулканисты, ассоциирующие с кремнистыми туффитами, обладают повышенной калийностью, поэтому можно предполагать, что большая часть калия входит в решетку альбита. Содержание кальция невелико. По-видимому, он входит в состав мелких землистых скоплений эпидота и игольчатых выделений актинолита. Количество их не превышает 1,5%. О составе пирокластического материала судить довольно трудно из-за примеси хемогенного и органического кремнезема. Судя по невысокому содержанию кальция, нередко присутствию в составе пирокластических фрагментов кварца, относительно высокому содержанию K₂O, можно полагать, что пирокластическая масса имеет довольно кислый, близкий к дацитовому, состав. Однако не исключается и более основной состав, так как породам свойственно относительно высокое содержание MgO.

Тефроиды. Это мелко- и тонкозернистые породы грязно-зеленого, табачно-зеленого и темно-вишневого цвета. От кремнистых туффов тефроиды отличаются большей зернистостью, меньшей кремневидностью. Они обладают массивными однородными и тонкослоистыми, часто микрослоистыми текстурами. Слоистость имеет градиционный характер. Различаются тефроиды основного и среднего состава.

Тефроиды основного состава состоят из фрагментов кристаллов и "рогулек" плагиоклаза, "рогулек", "черепков" хлоритизированного стекла, обломочков, замещенных карбонатом, гематитизированными базальтами с апогиалиновой структурой, имеющими причудливые очертания с "рваными" краями. Размер обломков 0,05—0,2 мм. Изредка встречаются мелкие радиоларии. Цемент базального типа, в зеленоцветных разностях тонкозернистый, землистый, состоит из хлорита, сосюрито-подобного вещества и представляет собой, по-видимому, разложенное стекло. В красноцветных разностях цемент тонко пигментирован гематитом, почти непрозрачен, содержит включения мелких (0,01—0,02 мм) кристалликов плагиоклаза и представляет собой, по-видимому, тонкие фрагменты гематитизированного стекла.

Тефроиды дацитового и андезито-дацитового состава сложены неокатанными осколчатыми, нередко рогульчатыми обломками размером 0,05—0,1 мм, представленными частично серицитизированным плагиоклазом (70—80%), гематитизированным стеклом, хлоритизированными породами, изредка кварцем и основной массой кислых эффузивов с микрофельзитовой и трахитоидной структурой. Цемент базального типа, в зеленоцветных разностях представлен криптошуйчатым агрегатом хлорита с обильными выделениями лейкоксена с четкими реликтами тонкой пепловой структуры. В красноцветных разностях цемент гематитовый. Среди тефроидов кислого состава изредка встречаются среднезернистые разности, внешне близкие песчанкам. Тефрогенный материал, слагающий их, претерпел значительный перенос и породы целиком состоят из средне- и хорошо окатанных зерен серицитизированного плагиоклаза, эффузивов кислого состава с серицитизированной основной массой, единичных зерен кварца, альбитизи-

рованного калиевого полевого шпата. Из аксессуарных минералов присутствует апатит. Цемент хлоритовый и серицито-хлоритовый. Возможно, эти породы следует относить к тейрогенным песчаникам.

Тейроиды, кремнистые туфтиты, туфопелиты встречаются чаще всего в тонком переслаивании. Характерна тонкая горизонтальная слоистость с признаками градационной отсортированности материала, особенно в тейрондах, что указывает на то, что в основном они являются осадками турбидитных тейрогенных потоков, в ряде случаев переработанных глубокоководными течениями.

Петрохимические особенности эффузивных пород. При анализе петрохимических особенностей эффузивных пород яшмово-спилитовой формации мы использовали данные по вулканизму, ранее полученные В.С. Звонцовым [1973], М.З. Новиковой, Н.И. Зардиашвили [Хераскова и др., 1979], а также силикатные анализы вулканитов, приведенные в работах Н.А. Пупышева, А.В. Зайчкиной и Ф.В. Долганя. Всего было обработано свыше 50 силикатных анализов (см. табл. 3, 4).

В соответствии с классификацией Х. Куно, по соотношению общей щелочности и кремнекислотности исследованные породы относятся к двум сериям: щелочной оливин-базальтовой (80%) и высокоглиноземистой (20%), что отражено на гистограмме (см. рис. 7).

Эффузивный комплекс в целом близок к слабодифференцированному с тенденцией к контрастной дифференциации с модами в области базальтов (95%) и трахипаритов (около 4%), единичные анализы попали в поле андезито-дацитов.

Наиболее распространены щелочная оливин-базальтовая серия пород, которая охватывает, помимо базальтов, также и кислые члены формации. При этом щелочная оливин-базальтовая серия, как и в описанных выше формациях, распадается на две ветви — высоконатровую и высококалиевую. Отличительной особенностью яшмово-спилитовой формации является то, что в ней возрастает доля высококалиевых пород щелочной оливин-базальтовой серии, а также отчетливо проявляются их специфические особенности.

Базальты щелочной оливин-базальтовой серии, высокая общая щелочность которых обусловлена большим содержанием K_2O , составляют 50% пород серии. Количество K_2O в них колеблется от 1 до 5% (в среднем 2,41%). Помимо высокой калийности, они характеризуются повышенной концентрацией TiO_2 (среднее содержание 2,39%), P_2O_5 (0,78%) и чрезвычайно низким содержанием MgO (среднее содержание 3,8%). Этими признаками они существенно отличаются как от высоконатриевых базальтов щелочной оливин-базальтовой серии, так и особенно от базальтов высокоглиноземистой серии. Это не оставляет сомнения в том, что в составе пород яшмово-спилитовой формации в значительном количестве присутствовали породы, изначально обогащенные щелочами (калием). Указанная особенность состава формации отчетливо выявляется на диаграмме А. Миасиро (рис. 17), отражающей зависимость между суммарной щелочностью и величиной Na_2O/K_2O . На ней видно, что точки базальтов щелочной оливин-базальтовой серии с относительно низкими содержаниями K_2O наполовину попали в поле измененных пород и образуют рой, сходный по конфигурации с полем толентовых базальтов Исландии, как бы сдвинутый вправо благодаря более высокой общей щелочности. Возможно, первоначально это была толентовая серия и высокая общая щелочность ее связана лишь с процессами альбитизации, приведшими к частичному выносу CaO и MgO . Однако даже если это и была первоначально толентовая серия, она отличалась рядом специфических особенностей — относительно высоким содержанием TiO_2 (среднее 2,32%) и P_2O_5 (среднее 0,41%), большой величиной коэффициента железистости (47—85, среднее 73). По этим признакам высоконатриевые породы щелочной оливин-базальтовой серии яшмово-спилитовой формации особенно сильно отличаются от соответствующих пород карбонатно-спилитовой формации Озерной зоны Монголии. Высококалиевые базальты щелочной оливин-базальтовой серии образуют четко обособленное поле точек в зоне

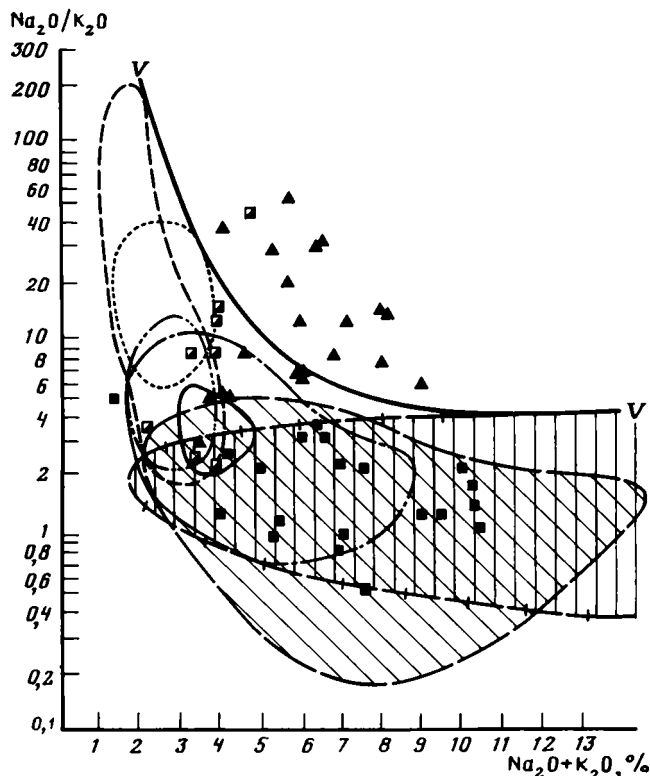


Рис. 17. Диаграмма, по А. Миасиро, для вулканитов яшмово-спилитовой формации Тектурмасского и Северо-Балхашского антиклинориев

Условные обозначения см. на рис. 8

континентальных щелочных пород Восточной Азии, щелочных пород Атлантических островов и щелочных базальтов Японского моря.

Породы кислого состава щелочной оливин-базальтовой серии также распадаются на две ветви. Одни тяготеют к высоконатриевым породам, другие — к калиевым.

По нормативному составу высоконатриевые породы щелочной оливин-базальтовой серии в среднем относятся к нормальным толеитам, хотя отдельные анализы попадают в щелочные оливиновые базальты, оливиновые толеиты и кварцевые толеиты. По нормативному составу базальтоиды щелочной оливин-базальтовой серии с повышенным содержанием K_2O в среднем относятся к кварцевым толеитам, хотя конкретные анализы часто соответствуют щелочным оливиновым базальтам и оливиновым толеитам.

По расчетам уравнений дискриминантной функции по А.В. Кутолину, все базальты щелочной оливин-базальтовой серии попадают в группу континентальных оливиновых базальтов.

Базальты высокоглиноземистой серии развиты незначительно; от аналогичных пород щелочной оливин-базальтовой серии они отличаются более высокими содержаниями SiO_2 (49,8%), MgO (5,9%), а также более низкими содержаниями P_2O_5 , TiO_2 и щелочей, в том числе K_2O (0,49%). По этим признакам они сближаются с породами толеитовых серий в описанных ранее формациях. По нормативному составу они отвечают кварцевым толеитам.

На диаграмме А. Миасиро фигуративные точки базальтов высокоглинозе-

мистой серии группируются рядом с высоконатриевыми породами щелочной оливин-базальтовой серии, тяготея к толентовым базальтам Исландии (см. рис. 17). По расчетам уравнений дискриминантной функции по А.В. Кутолину, их состав отвечает толентовым базальтам океанов. На трехкомпонентной диаграмме *AFM* (см. рис. 14,1) отчетливо проявилась щелочная тенденция дифференциации пород яшмово-спилитовой формации. Точки составов на ней располагаются, хотя и с разбросом, ближе к левой ветви параболы (щелочной тренд), что еще раз подчеркивает щелочной характер вулканитов формации.

Средний состав базальтов яшмово-спилитовой формации Тектурмасского антиклинория (см. табл. 4) характеризуется ярко выраженной повышенной щелочностью и сходен с составом щелочных оливиновых базальтов глыбовых поднятий океанов, а также окраинных морей. От последних они отличаются более низкой глиноземистостью и высокой железистостью. Очень своеобразна геохимическая характеристика спилитов. По низкому содержанию Sr, Ba, Zr они приближаются к океаническим типам. Однако умеренные содержания V сближают их с континентальными траппами. Количества же Cr и Ni меньше, чем это свойственно не только океаническим базальтам, но и траппам. Низкие содержания тугоплавких когерентных элементов и Mg свидетельствуют об относительно невысокой температуре плавления мантийного субстрата при выплавлении магм яшмово-спилитовой формации.

Таким образом, облик пород яшмово-спилитовой формации определяют базальты щелочной оливин-базальтовой серии. Значительная их часть вне зависимости от вторичных процессов изначально имела щелочной характер.

Базальт-трахибазальт-трахидацитовая формация

Структурное и стратиграфическое положение. Эту формацию впервые выделила и описала М.З. Новикова [1974, 1975], затем ее изучал Э.М. Спиридонов [1980]. Здесь мы приводим ее краткое описание по данным этих авторов.

К базальт-трахибазальт-трахидацитовой формации отнесена осадочно-вулканогенная толща средне-позднекембрийского возраста (нижняя часть аксуйской серии — урумбайская и кызылкумейская свиты), развитая в восточной части Ишкеольмесского антиклинория и Степнякском синклинории. Формация слагает видимое основание разреза, а в восточной части Ишкеольмесского антиклинория резко несогласно перекрывает метаморфические образования докембрия. В базальном слое среди вулканитов имеются обломки кварцитов докембрия. Вверх по разрезу образования базальт-трахибазальт-трахидацитовой формации без видимого перерыва и несогласия сменяются непрерывным базальт-андезитобазальтовой формацией верхнего кембрия — тремадока (аксуйская свита). Возраст базальт-трахибазальт-трахидацитовой формации определяется на основании находок среди органогенных известняков трилобитов средне- и позднекембрийского возраста [Булыго, Ившин, 1972; Ившин и др., 1974].

Характеристика состава и строения. Формация практически целиком слагается зеленокаменноизмененными вулканитами, принадлежащими толентово- и щелочной оливин-базальтовой сериям. Среди пород толентово-серии преобладают туфы и гиалокластиты. Для щелочных пород, тяготеющих к средней части разреза, более характерны туфовые разности от мелкообломочных до агломератовых. В верхах разреза существенную роль играют тефротурбидиты и пестроокрашенные туфосилициты. К средней части формации приурочена пачка флинтитов мощностью около 100 м, развитая не повсеместно, а лишь на восточном крыле Ишкеольмесского антиклинория. Изредка встречаются маломощные линзы органогенных известняков. Мощность формации около 800 м. Среди лав имеются толентовые и щелочные оливиновые базальты, трахибазальты, пикриты, иногда

дациты и липариты. Породы среднего состава практически не встречаются. Излияния лав сопровождались внедрением субвулканических тел близкого состава. Среди вулканитов резко преобладают порфировые породы массивного сложения. Лишь среди толеитовых базальтов встречаются афировые разности с шаровой текстурой, определяемые как спилиты. Основными минералами вкрапленников в толеитовых базальтах являются плагиоклаз, редко встречаются оливин и авгит, в щелочных — плагиоклаз, оливин, титанавгит. В пикритах обычные оливин, авгит, близкий эндиопсиду, хромшпинель. В щелочных оливиновых базальтах (см. табл. 4) по сравнению с толеитовыми выше содержания Ti, Na, K и ниже — SiO_2 , Al_2O_3 , MgO. Толеитовые базальты содержат нормативный оливин и гиперстен, щелочные — нормативный оливин и нефелин. Расчет уравнений дискриминантных функций показывает, что толеитовые базальты близки по составу к толеитовым базальтам океанов, щелочные — к базальтам континентальной оливин-базальтовой формации [Кутолин, 1969].

Для трахидацитов характерно пониженное содержание железа, близкое к такому в кислых вулканитах корового происхождения. Сумма $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ в них составляет 4,4 вес. % против 6,5—10% в кислых дифференциатах базальтовой магмы. Характерна повышенная лейкократовость трахидацитов при ограниченном развитии темноцветных минералов. Эти данные, по мнению М.З. Новиковой, говорят о том, что происхождение кислых членов щелочной серии скорее всего связано не только с дифференциацией щелочно-базальтовой магмы, но и со значительным участием в их генезисе корового материала.

Условия образования. Накопление формаций, по-видимому, происходило в мелководно-морских условиях. Об этом свидетельствует присутствие органогенных известняков и обилие пирокластического материала. Возможно некоторое повышение глубинности фаций снизу вверх по разрезу. Об этом можно судить по проявлению в верхах разреза тефротурбидитов. Широкое распространение грубообломочных туфов, как бомбовых, так и оскольчатых (взрывных), содержащих маломощные дайки вулканитов, которые рассматриваются как прижерловые фации, свидетельствует о развитии извержений центрального типа. Покровы базальтов и спилитов скорее всего являются продуктами излияний трещинного типа.

Залегание пород формации в пределах Ишкеольмесского антиклинория на гранитизированном докембрии, появление щелочных базальтов, близких по составу базальтам континентальной оливин-базальтовой формации, вероятное участие корового материала в образовании раннегеосинклинальных вулканитов кислого состава; их повышенная щелочность, высокая степень окисленности железа — все это говорит об участии в формировании вулканитов гранитно-метаморфической континентальной коры. В то же время состав толеитовых базальтов, близкий толеитовым базальтам океанов, появление пикритов дают возможность предполагать существование линейных зон растяжения и деструкции континентальной коры. По всей вероятности, базальт-трахибазальт-трахидацитовая формация возникла на континентальной коре, значительно переработанной тектоническими процессами. Возможно, новообразование океанической коры шло вдоль относительно узких зон. Все это не исключает также рифтовую природу Селетинского и тесно с ним связанного Степнякского прогибов.

Яшмово-диабазовая формация Калмыкульского синклиниория

Структурное и стратиграфическое положение. В районе крутой излучины р. Ишим в Центральном Казахстане распространена братолюбовская серия вендского возраста. Она слагает здесь южное крыло Калмыкульского синклиниория и ядро Джаркайнагачского антиклинория (см. рис. 2, 10). Нижняя вулканогенная толща

этой серии по составу отвечает яшмово-диабазовой формации. Строение ее изучалось О.В. Минервиным [1972] и автором [Зайцев, Хераскова, 1979; Хераскова и др., 1979]. Формация залегает в основании разреза этого региона и распространена в полосе северо-восточного простираания между сел. Ишимское и пос. Державинское, ширина которой достигает 40 км. Вверх по разрезу и по простираанию на юг в Байконурском синклинии она замещается терригенно-кремнисто-туфтовой формацией.

Характеристика состава и строения. Главный член яшмово-диабазовой формации — мелкокристаллические диабазы. В меньшем количестве встречаются спилиты и лавовые брекчии. Последние, по-видимому, слагают кровлю потоков диабазов и спилитов. Вулканиды группируются в пачки (см. рис. 2) мощностью до нескольких сот метров, разделенные прослоями пирокластических пород базальтового состава, кремнистых туффов, редко яшм. Широко распространены субвулканические образования — дайки и штоки габбро-диабазов, с которыми иногда связаны проявления титаномагнетита. Видимая мощность формации около 1000 м.

Диабазы. Это темно-зеленые мелкокристаллические породы массивной текстуры, с редкими миндалинами неправильной формы, выполненными пумпеллином, хлоритом, кварцем. Структура пород офитовая, иногда близкая пойкилоофитовой. Породы зеленокаменно изменены. Из первичных минералов сохранились апатит и магнетит. Плагноклаз деанортитизирован и замещен чаще всего альбитом, реже олигоклазом и андезином. Размер зерен 0,5—1,5 мм. Широко развиты вторичные минералы, развивающиеся в основном по плагноклазу и в интерстициях. Это хлорит, эпидот, пумпеллинт.

Спилиты. Гораздо меньше развиты, чем диабазы. Слагают отдельные покровы, кроме того, встречаются в виде отдельных шаров и бомб размеров до 0,5 м среди гялотуфов. Это мелкокристаллические темно-зеленые, реже с лиловатым оттенком породы с массивной и шаровой текстурой, миндалекаменные. Миндалины могут составлять до 50% породы. Выполнены они пумпеллином, хлоритом и кварцем. По составу и структуре спилиты близки к описанным ранее.

Лавовые брекчии. Рядом постепенных переходов они связаны с диабазами и спилитами, слагая, как отмечалось, кровлю потоков. Отдельные обломки в брекчиях слабо выделяются из основной массы породы, главным образом лиловатым (из-за гематитизации) цветом, иногда несколько иной кристаллическостью и переменным количеством миндалинов. По составу брекчии не отличаются от диабазов и спилитов.

Пирокластические породы. Среди них развиты витрические и литокластические туфы и тефроиды. Это темно-зеленые, серо-зеленые породы, обладающие массивными нечеткослоистыми, реже градиционно-слоистыми текстурами (в тефроидах). Слоистость обусловлена изменением размеров литических и витрических фрагментов (от 0,2 мм до 3 см). Туфы состоят из обломков неправильной формы с многочисленными выпуклостями и вогнутостями, рваными краями. Большая часть их представлена шлаком, состоящим из пузыристого бурого разложившегося стекла или мандельштейнами с апогиалиновой структурой. В витрокластической массе нередко заключены шары (до 0,5 м) мандельштейнов и вариолитов. В тефроидах состав пирокластиков более разнообразен. Здесь появляются вариолиты, пироксен-плагноклазовые порфиры с микролитовой, апоинтерсертальной и апогиалопилитовой структурой, мелкие кристаллы авгита.

Цемент туфов и тефрондов очень скудный, порового типа. По составу пумпеллинт-хлоритовый, альбит-хлорит-цоизитовый с небольшим количеством карбоната. Миндалины в шлаковых частицах выполнены пумпеллином, хлоритом, халцедоном, реже кварцем. Большая часть этих пород по текстурным и структурным признакам близка везикулярным гялокластитам или гялотуфам [Хворова, 1980а] — характерным образованиям гидромагматических эксплозий. Воз-

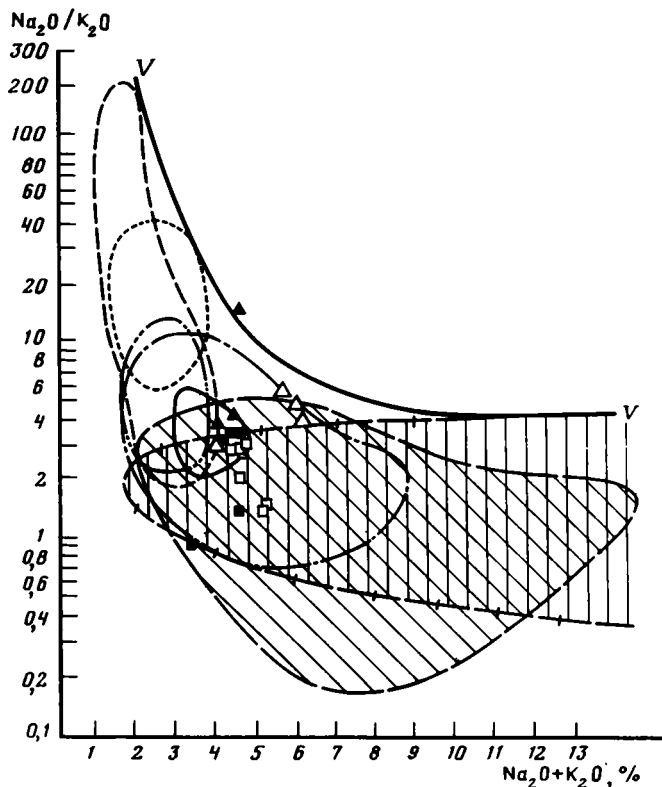


Рис. 18. Диаграмма, по А. Миасиро, для диабазов яшмово-диабазовой формации Калмыккульского синклиниория (белые значки) и терригенно-кремнисто-туффитовой формации Байконурского синклиниория (черные значки)

Остальные условные обозначения см. на рис. 8

можно, среди них имеются и настоящие гиадокластиты (разности, включающие шары базальтов). Часть этих пород, обладающая градационно-слоистыми текстурами, по-видимому, претерпела переувлажнение и перемещение (тефроиды).

Кремнистые туффиты и яшмы. Встречаются в виде отдельных прослоев. Они не отличимы от аналогичных образований, развитых в вышележащей терригенно-кремнисто-туффитовой формации (см. ниже).

Петрохимические особенности вулканитов. Состав вулканитов яшмово-диабазовой формации изучен пока недостаточно. При анализе особенностей состава мы использовали лишь девять силикатных анализов (см. табл. 5).

В соответствии с классификацией Х. Куно, по соотношению общей щелочности и кремнекислотности исследованные породы относятся к щелочной оливин-базальтовой серии (см. рис. 7). По нормативному составу они отчасти попадают в щелочные оливиновые базальты (один анализ) и оливиновые толенты (три анализа), отчасти в кварцевые толенты (пять анализов).

Для базальтоидов характерны сравнительно низкие содержания SiO_2 (в среднем 46,5%) и Al_2O_3 (от 13 до 16,5%, в среднем 14%) и относительно высокие TiO_2 (от 2 до 2,6%, в среднем 2,4%) и K_2O (от 0,9 до 2%, в среднем 1,1%). Коэффициент железистости варьирует от 57 до 71, что связано со значительными колебаниями содержания MgO — от 2,5 до 9,2%. На трехкомпонентной диаграмме *AFM* (рис. 14, III) отмечается довольно кучное расположение точек составов и незначительная толентовая тенденция дифференциации, чем базальтоиды рассматривае-

мой формации отличаются от типичных толеитовых серий. По расчетам уравнений дискриминантной функции [Кутолин, 1969], положению на диаграмме А. Миасиро (рис. 18) и геохимической характеристике они наиболее близки к группе континентальных оливиновых базальтов, особенно к базальтам континентальных рифтов (см. табл. 4).

Главные особенности вулканогенных раннегеосинклинальных формаций

Из приведенного описания раннегеосинклинальных спилито-диабазовых и спилито-кератофировых формаций каледонид Казахстана, юга Сибири и Западной Монголии можно сделать некоторые выводы об особенностях их распространения, строения и состава. Все рассмотренные ассоциации залегают в основании геосинклинального ряда формаций. С большей или меньшей уверенностью можно говорить, что все они накапливались на коре океанического (спилито-диабазовая) или переходного (спилито-кератофировая) типов. Сходное положение близкие формации занимают и в других геосинклинальных областях. Примером может служить поляковская свита силура Южного Урала [Фролова, Бурикова, 1977], эффузивно-кремнистая формация офиолитового пояса Малого Кавказа [Григорьев, 1979] и др.

Среди рассмотренных раннегеосинклинальных вулканогенных формаций наиболее распространены те, в которых преобладают шаровые спилиты (см. рис. 2). Гораздо меньше развиты комплексы с преобладанием диабазов и базальтов массивного сложения. Последние встречаются лишь в узких зонах, зажатых между выходами гранитизированного докембрия (см. рис. 10), и по латерали часто замещаются терригенными формациями, сходными с характерными для грабенов (см. ниже).

В нижних частях всех рассмотренных формаций абсолютно преобладают лавы основного состава. Лишь изредка встречаются линзы гиадокластитов, гиалотуфов и литокластических туфов. Прослойки туфов основного состава, карбонатных, кремнистых, туфогенно-кремнистых пород, покровы кислых вулканитов приурочены лишь к верхней половине разрезов. Можно предполагать, что эта закономерность связана с тем, что по мере дифференциации силикатного расплава в магматических очагах, питающих базальтоидный вулканизм, происходит обогащение его легкоплавкими и летучими компонентами, в том числе SiO_2 , щелочами, углекислотой. Эксгаляция этих компонентов способствовала хемогенной садке SiO_2 , а также благоприятствовала карбонатакопленению. Извержение остаточного расплава привело к образованию небольших масс кислых вулканитов, а также к накоплению туфосилицитов с примесью тефры кислого состава. В целом, если не учитывать продукты взрывной и эксгаляционной деятельности, то в составе спилит-диабазовых формаций преобладают слабо дифференцированные серии пород с тенденцией к контрастной дифференциации. Если учитывать продукты взрывной и эксгаляционной деятельности, то, по-видимому, надо признать большую роль контрастной дифференциации.

Спилиты и диабазы изученных формаций очень близки по текстурным (пиллоу-лавы) и структурным признакам, а также по минеральному составу. Главным породообразующим минералом является альбитизированный плагиоклаз, который представлен одной, реже двумя генерациями. Имеются разности, в которых процесс вторичной альбитизации виден отчетливо. По основному плагиоклазу, кроме альбита, развивается эпидот, хлорит, карбонат, или весь плагиоклаз замещен агрегатом сосюрита. В других случаях альбит имеет вид первичного минерала. В этих случаях он прозрачен, в нем практически отсутствуют какие-либо вторичные минералы.

Темноцветные минералы, которые имеются лишь в полнее раскристаллизо-

ванных породах, представлены авгитом, в щелочных разностях — титанавгитом, реже встречаются пижонит, энстатит-диопсид, оливин. В качестве второстепенного первичного минерала развит рудный, представленный магнетитом или титаномagnetитом. Из аксессуарных минералов встречен апатит.

Средний химический состав основных вулканитов изменяется в довольно широких пределах (см. табл. 4). Средний тип базальтов карбонатно-спилитовой формации Озерной зоны Монголии занимает промежуточное положение между современными базальтами Исландии и абиссальными толеитами, а также близок базальтам Филиппинского моря. Средний тип базальтов спилито-фтанито-сланцевой формации наиболее близок траппам древних платформ, хотя высокая магнетиальность сближает их с океаническими толеитами. Базальты спилит-кератофировой формации обнаруживают сходство с щелочными оливиновыми базальтами континентальных рифтов. Базальты карбонатно-спилитовой формации Чингизского мегантиклинория сближаются по составу с базальтами океанических поднятий, хотя и обладают некоторым сходством с траппами. Базальты Тектурмасского и Северо-Балхашского антиклинориев благодаря высокой щелочности сходны с базальтами глыбовых поднятий океанов и окраинных морей. Базальты яшмово-диабазовой формации Калмыккульского синклинория и базальт-трахибазальт-трахидацитовая формации Селетинского синклинория обнаруживают наибольшее сходство с щелочными оливиновыми базальтами континентальных рифтов.

Полученные нами данные по химическому составу раннегеосинклинальных базальтов каледонид хорошо согласуются с выводами Н.Л. Добрецова [1975] о том, что среди раннегеосинклинальных базальтов в складчатых областях распространены базальты океанического типа, промежуточного между океаническими и траппами, а также тяготеющие к щелочно-оливиному типу.

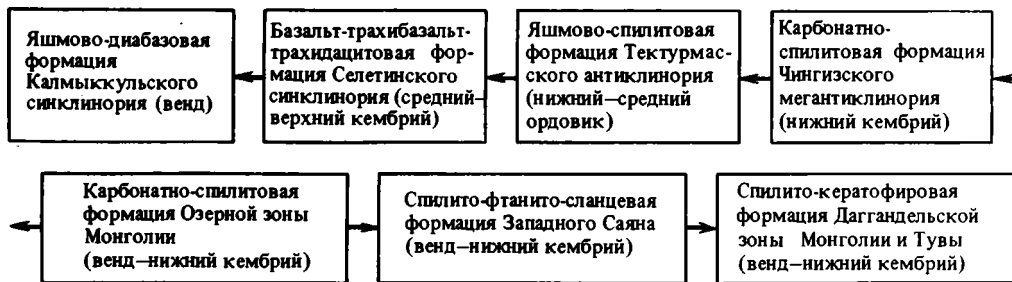
Характер проявления вулканизма довольно однообразен. Наиболее распространены подводные трещинные излияния, характеризующиеся, особенно вначале, очень низким коэффициентом эксплозивности. В конце магматического этапа появляются в небольшом количестве субаэральные извержения трещинного и центрального типов, которым свойственны более высокие коэффициенты эксплозивности. Исключение составляет базальт-трахибазальт-трахидацитовая формация, в которой туфовый материал преобладает по всему разрезу.

Наряду со сходством минерального состава базальтоидов, их текстурных и структурных признаков, характера вулканизма имеется и ряд существенных отличий. Так, рассмотрение конкретных формаций, сформированных на наиболее ранней, доступной для наблюдения стадии развития огромной каледонской геосинклинали, показало, что уже в это время базальтовые формации различаются как по особенностям химизма вулканитов, так и по комплексу сопутствующих осадков, частично имеющих эксгальационно-осадочный генезис.

Изученные спилито-диабазовые и спилито-кератофировые формации закономерно располагаются в латеральный ряд (табл. 7). Этот ряд объединяет формации близкого возраста (венд—кембрий). Лишь яшмово-спилитовая формация Тектурмасского антиклинория имеет более молодой возраст. Спилитовые формации располагаются в этом ряду в соответствии со своим положением в структуре каледонид от центра на восток и на запад и могут рассматриваться как последовательный ряд спилито-диабазовых и спилито-кератофировых формаций каледонид Азии. Как видно из табл. 3, 4, а также рис. 7, от центра каледонской геосинклинальной области к континентальному обрамлению закономерно меняются петрохимические особенности вулканитов: возрастает роль щелочной оливин-базальтовой серии пород и высококалийных пород в ее составе, уменьшается доля пород толеитовой и высокоглиноземистой серий. Одновременно уменьшается степень "океаничности" базальтов: сокращается содержание Mg, Cr, Ni, увеличивается количество K, Fe, Ti, P во всех сериях пород. Несколько выпадают из этого

Таблица 7

Латеральный ряд вулканогенных раннегеосинклинальных формаций каледонид Азии



ряда диабазовая и базальт-трахибазальт-трахидацитовая формации, в вулканитах которых по сравнению со спилитами яшмово-спилитовой формации Тектурмасского и Северо-Балхашского антиклинориев, снова несколько увеличивается количество Mg, однако резко возрастает роль легких литофильных элементов: Sr, Ba, Zr, характерных для континентальных типов базальтов. Кроме того, вулканиты яшмово-диабазовой формации отличаются более низкой кремнекислотностью и близки пикрито-базальтам. А в базальт-трахибазальт-трахидацитовая формации появляются пикриты.

Сходная направленность изменений петрохимических особенностей — последовательное возрастание щелочности пород и содержания в них К — установлена А.Ф. Белоусовым [1976] для вулканитов позднего докембрия — раннего кембрия от Алтая и Салаирского кряжа к Кузнецкому Алатау в сторону Сибирской платформы.

Таким образом, можно утверждать, что в каледонской геосинклинальной области, охватывающей Западную Монголию, Алтае-Саянскую область и Центральный Казахстан, проявлена крупноплощадная зональность составов раннегеосинклинальных вулканитов, выражающаяся в последовательном возрастании калийности и "континентальности" базальтов от Озерной зоны Монголии к Сибирской платформе и Улуту-Северо-Тяньшанскому массиву докембрийской складчатости.

Помимо петрохимических особенностей вулканитов, в рассматриваемом латеральном ряду изменяется состав сопутствующих вулканогенноосадочных образований. Наибольшее количество яшм (в спилитовой формации и перекрывающих отложениях) приурочено к формациям, в которых преобладают вулканиты щелочной оливин-базальтовой серии, отличающиеся высокой калийностью и низкой магнезиальностью. Это прежде всего яшмово-спилитовая формация Тектурмасского антиклинория. В других формациях яшм гораздо меньше. Пока, по-видимому, преждевременно говорить о закономерности такой связи. Однако подобные соотношения характерны и для юрской эффузивно-кремнистой формации офиолитового пояса Малого Кавказа [Григорьев, 1979], офиолитовой серии Северо-Западной Сирии [Хворова, 1968], в некоторой степени для карамалыташской диабазо-альбитофировой формации [Фролова, Бурикова, 1977], эффузивно-яшмовой формации Центральной Камчатки [Хотин, 1979].

Менее четко выявляются связи фтанитов с теми или иными петрохимическими типами спилитов, поскольку фтанитовые толщи часто удалены от областей вулканизма и, как будет показано далее, могут быть не связаны с эффузивным вулканизмом. Однако вулканогенно-фтанитовые комплексы тяготеют, по-видимому, к контрастным сериям со значительным количеством вулканитов кислого состава, развитым в красных частях геосинальной области. Среди вулканитов также присутствуют породы повышенной щелочности. Помимо этого, выяв-

ляется геохимическое родство между фтанидами и вулканитами, в частности обогащение последних ванадием и фосфором (см. табл. 5). Примером могут служить фосфатоносные вулканогенно-кремнистые формации северного склона Западного Саяна [Светлицкий, 1970], описанная ниже вулканогенно-фтанитовая формация Кузнецкого Алатау [Смилкстын, Суховерхова, 1969]. Кроме того, спилито-диабазовые формации с повышенным содержанием щелочей, фосфора и ванадия в вулканитах сменяются по латерали фтанидовыми.

В последнее время многие исследователи рассматривают кремнистые породы раннегеосинклинальных формаций как своеобразные конечные дифференциаты базальтовой магмы, давшей начало спилитовым сериям [Хворова, 1968; Эрлих, 1973; Челидзе, 1977; Хотин, 1979; и др.]. С этой точки зрения понятна приуроченность наибольшего количества кремнистых пород к спилитовым ассоциациям, особенно с повышенной щелочностью. Так, по данным Д.С. Коржинского [1976], породам с повышенной щелочностью свойственна более высокая степень окисленности железа, что связано с реакциями кислотно-основного взаимодействия в присутствии флюидной фазы. По-видимому, большая степень окисленности железа приводит к выпадению из расплава магнетита или титаномagnetита. При этом освобождается SiO_2 . В то время как в расплавах нормальной щелочности FeO связывает SiO_2 в силикаты.

Весьма вероятно, что выплавление более щелочных расплавов связано не столько с большой глубиной магматических очагов, сколько с высоким содержанием летучих в первичной магме, что, как было показано выше, является, скорее всего, необходимым условием образования спилитов. По экспериментальным данным Л.Н. Когарко и И.Д. Рябчикова [1978], действие летучих компонентов во многих случаях аналогично увеличению глубины плавления мантийного субстрата, приводящему к выплавлению более щелочных расплавов. При этом при обогащении остаточного расплава, в большой степени обогащенного летучими компонентами и щелочами, могут возникать обменные реакции типа $2\text{Na}_2\text{O} + \text{SiF}_4 \rightarrow \text{SiO}_2 + 4\text{NaF}$; $2\text{Na}_2\text{O} + \text{SiCl}_4 \rightarrow \text{SiO}_2 + 4\text{NaCl}$. В этом случае чрезвычайно большие различия кислотно-основных свойств катионов и анионов (Na^+ и Si^{+4} , с одной стороны, и Cl^- , F^- , O^{2-} — с другой) вызывает, по данным Л.Н. Когарко, И.Д. Рябчикова, настолько значительное смещение равновесий в правую сторону, что появляются две несмешивающиеся жидкости, одна из которых имеет силикатный характер (или кремнистый?), а другая состоит преимущественно из солевых компонентов. Излияния первой может приводить, по-видимому, к накоплению кремнистых пород, а второй — к процессам спилитизации.

Косвенным доказательством возможности отделения кремнистого вещества от силикатного расплава по типу ликвации служит присутствие в базальтах жил и каплевидных выделений кремнистого материала (рис. 19). Реальность этого процесса и основные условия его развития показывают эксперименты О. Татла и его коллег [Tuttle et al., 1967].

В спилито-диабазовых формациях нередко в качестве второстепенного члена могут присутствовать карбонатные породы. По-видимому, вулканическое тепло и углекислые термы способствовали карбонатонакоплению. Однако четкой зависимости между типом базальтов и карбонатонакоплением установить не удалось. Вероятно, это связано с тем, что на карбонатонакопление существенное влияние оказывали батиметрия бассейна и палеоклиматическая зональность. В целом можно лишь сказать, что максимальное карбонатонакопление приурочено к завершающим этапам раннегеосинклинального вулканизма. Не исключено, что это связано с усилением эксгальационной деятельности. Кроме того, к этому времени в большинстве случаев был сформирован расчлененный вулканический рельеф и отдельные вулканические поднятия были благоприятны для жизни рифостроящих организмов.

Заключительные этапы формирования спилито-диабазовых комплексов характе-

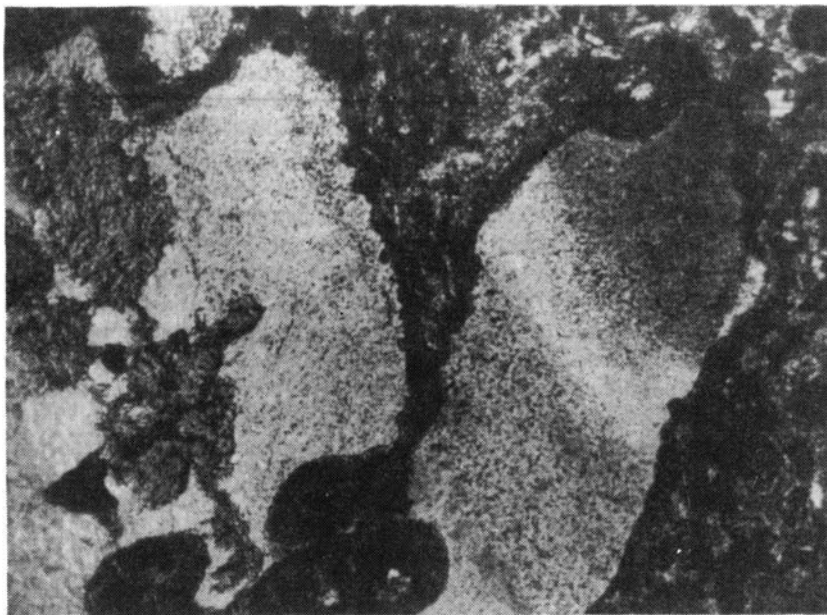


Рис. 19. Каплевидные выделения кремнезема (светлое), представленные криптозернистым агрегатом кварца, в диабазе яшмово-диабазовой формации Калмыккульского синклиория. Николи +, ув. 80

ризуются усилением эксплозивной деятельности (извержение остаточного расплава, обогащенного легкоплавкими и летучими компонентами), которая была сосредоточена в небольших аппаратах центрального типа, вдоль отдельных магмопроводящих трещин. Пирокластический материал основного и кислого состава, обогащенный щелочами, поступал в морской бассейн, где разносился и переотлагался турбидными потоками (тефротурбидиты) и перерабатывался течениями.

Таким образом, спилито-диабазовые формации начинают вулканизм геосинклиналей. Они образуются, по всей вероятности, на коре океанического типа и могут рассматриваться как комплексы-показатели бассейнов океанического типа. Однако, несмотря на кажущееся однообразие, входящие в их состав вулканы различаются по петрохимическим особенностям и составу продуктов эксгалационной деятельности. Это свидетельствует о различной глубине магматических очагов, питающих базальтовый вулканизм, возникших в результате неоднородности коры, на которой развиваются геосинклинальные бассейны, о разной степени плавления мантийного субстрата из-за различной величины температурного градиента, приведшей к колебаниям в содержаниях летучих компонентов в первичной магме.

Изучение раннегеосинклинальных вулканогенных формаций коледонид Азии позволяет выделить три главных их разновидности, характерных, по данным Ю.А. Кузнецова [1964], и для других геосинклинальных областей. Это спилитовые, диабазовые и спилито-кератофировые формации. Спилитовые формации, на основе изложенного выше материала, по всей вероятности, следует разделять на спилитовые формации нормальной и повышенной щелочности. Спилитовые формации нормальной щелочности характерны для центральных частей геосинклинальной области. В качестве второстепенных членов в них присутствуют рифогенные известняки и туфосилициты. Спилитовые формации повышенной щелочности тяготеют к краевым частям геосинклинальной области и ассоциируют с кремнистыми породами — яшмами и фанитами.

Диабазовые формации распространены ограниченно в краевой зоне, в прогибах, сходных с рифтовыми. В качестве второстепенных членов в них присутствуют кремнистые и терригенные кварцево-аркозовые породы. Спилито-кератофировые формации тяготеют к краевым частям геосинклинальной области. В них, как правило, практически отсутствуют прослои осадочных пород. В очень небольшом количестве встречаются карбонатные, кремнистые и терригенные породы грауваккового состава. Вверх по разрезу и по латерали они сменяются андезитовой, карбонатно-фтанитовой и кремнисто-карбонатной формациями.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ

Кремнистые формации, как и спилито-диабазовые, широко распространены на начальных этапах развития геосинклиналей. Изучение особенностей их распространения и условий накопления представляет значительный интерес, так как с ними связано накопление ряда полезных ископаемых. Выделяются три основные группы раннегеосинклинальных кремнистых формаций: фтанитовая, яшмовая и кремнисто-туффитовая. Гораздо меньше развита смешанная фтанито-яшмовая формация, к которой приурочены также породы типа кремней. С яшмовыми формациями ассоциируют руды марганца, с фтанитовыми — фосфора, ванадия, бария и др. Кремнисто-туффитовые и фтанито-яшмовые формации бедны полезными ископаемыми. Однако и среди них имеются рудопроявления марганца и фосфора.

Вопросам происхождения кремнистых раннегеосинклинальных формаций и связанных с ними полезных ископаемых посвящены работы Н.П. Хераскова [1951], Н.С. Шатского [1954], И.В. Хворовой [1968, 19806] и др., которые позволили установить значительную роль эксгаляционно-гидротермальных процессов в геосинклинальном кремненакоплении. При этом Н.С. Шатский подразделял кремнистые формации на группы вулканогенно-кремнистых (яшмовая и кремнисто-сланцевая формации) и отдаленно-кремнистых (фтанитовые и кремнисто-карбонатные формации). Если для вулканогенно-кремнистых формаций большинством исследователей признается эксгаляционно-осадочное происхождение кремнистых пород, то проблема источника кремнезема для пород отдаленно-кремнистых формаций до сих пор вызывает споры. Многие исследователи полагают, что здесь существенное значение имел обезличенный кремнезем гидросферы и процессы гидродинамики. Задачей настоящего исследования явилось изучение конкретных кремнистых ассоциаций, их латерального ряда, закономерностей изменения в зависимости от положения в тектонической структуре. Особое внимание уделено изучению влияния различных эндогенных процессов на геосинклинальное кремненакопление и связанное с ним рудообразование.

ГРУППА ЯШМОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Формации, главным членом которых являются яшмы, встречаются в каждой геосинклинальной области. Особенно типичны они для палеозойских эвгеосинклинальных прогибов, где являются характерным членом офиолитовых серий. Большей частью в офиолитовых сериях яшмы образуют отдельные прослои и линзы среди спилитов (см. выше группу спилито-диабазовых формаций). Реже существенно яшмовые формации сменяют вверх по разрезу спилито-диа-

базовые. Наиболее типичной яшмовой формацией является туффито-яшмовая. Примером может быть бугулугырская туффито-яшмовая формация среднего девона Урала. При ее изучении были выяснены многие особенности геосинклинального кремненакопления и накопления марганцевых руд [Херасков, 1951; Шатский, 1954; Хворова, 1968]. Эта ассоциация пород характерна и для рассматриваемой геосинклинальной области, где она широко развита в восточной части Центрального Казахстана. Это тектурмасская, зонгарская, базарбайская, ушкызылская и кызылтасская свиты среднего ордовика [Звонцов, 1971, 1973; Афоничев и др., 1976; Хераскова, 1979; Борисенко и др., 1979]. Особенности строения и условий образования этой группы формаций рассмотрены на примере тектурмасской и зонгарской свит Тектурмасского антиклинория (см. рис. 1).

Туффито-яшмовая формация Тектурмасского антиклинория

Структурное и стратиграфическое положение. К туффито-яшмовой формации в Тектурмасском антиклинории относится тектурмасская свита среднего ордовика [Новикова и др., 1983]. Она без видимого несогласия перекрывает здесь образования яшмово-спилитовой формации. Смена парагенезов происходит постепенно. На крайнем западе Тектурмасского антиклинория, в зоне сочленения с Атасуйским антиклинорием, туффито-яшмовая формация, по крайней мере ее верхняя часть, замещается спилито-терригенной формацией (сатыбайская свита).

Характеристика состава и строения. Главными членами туффито-яшмовой формации являются сургучно-красные яшмы, тонкозернистые пестроцветные кремнистые туффиты и тефроиды, кремнеобломочные породы. Второстепенные члены формации — фтаниты, полимиктовые песчаники, конгломераты, дацитовые, андезитовые и андезито-базальтовые порфириды. Полимиктовые песчаники, по-видимому, являются аллофильным членом и более свойственны спилито-терригенной формации. Вулканиды составляют около 10% объема формации. В Тектурмасском антиклинории туффито-яшмовая формация имеет трехчленное строение (рис. 20). В нижней части выделяется пачка преимущественно зеленоцветных терригенных пород и туффитов, содержащая местами горизонт яшм и фтанитов, а также маломощные покровы лав и линзы туфов базальтового, андезито-базальтового, андезитового состава. На крайнем западе Тектурмасского антиклинория появляются горизонты кварцевых песчаников и кварцитопесчаников.

Выше залегает пачка красных яшм мощностью от 30 до 100—200 м. Завершает разрез формации пачка пород, в которой преобладают пестроцветные кремнистые туффиты с пирокластикой кислого состава, кремнистые туфопелиты, тефроиды, а также кремнеобломочные породы. Яшмы образуют лишь отдельные пласты. Кроме того, присутствуют единичные маломощные покровы туфов и лав дацитового и андезитового состава. Субвулканические тела этого состава прорывают все нижележащие толщи, а обломки их (скорее, бомбы) встречаются, начиная с основания формации. На крайнем западе, в зоне выклинивания формации, появляются отдельные потоки миндалекаменных базальтов.

Состав формации закономерно меняется вкост простирания палеоструктуры (см. рис. 20)¹. При этом основные изменения происходят с востока-юго-востока на запад-северо-запад под острым углом к простиранию современной структуры

¹ Следует отметить, что в Тектурмасском антиклинории зоны с определенным типом строения разреза очень узки — они прослеживаются в виде тектонических линз, отделяясь от соседних зон разломом, в настоящее время крутопадающими, но ранее имевшими, по-видимому, довольно пологое залегание. По этим разломам произошло значительное сближение структурно-фациальных зон. Масштабы этих перемещений в настоящее время трудно оценить.

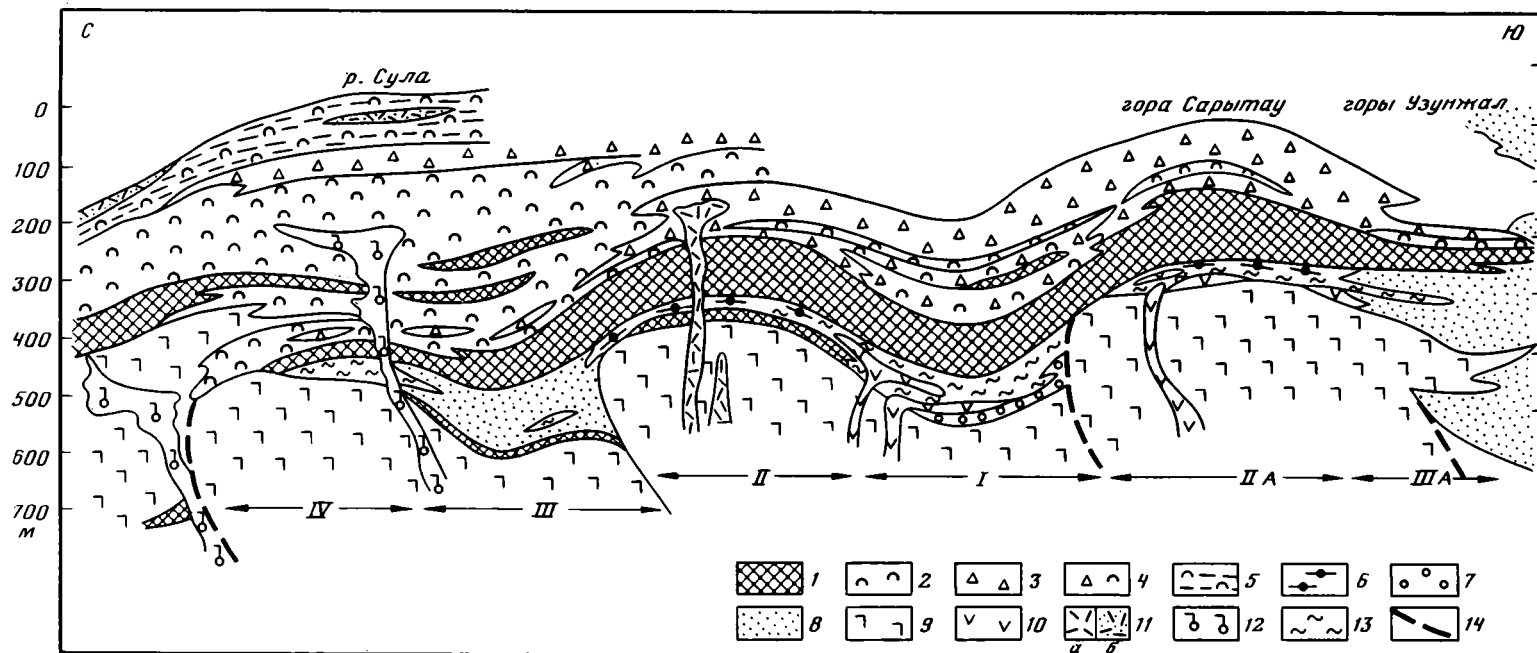


Рис. 20. Фациальный профиль через Тектурмаский антиклинорий

1 — яшмы; 2 — туфосилициты; 3, 4 — кремнеобломочные породы: 3 — со скудным цементом, 4 — с обильным цементом; 5 — туфоалевролиты, туфопесчаники; 6 — фтаниты и фтанитоиды; 7 — конгломераты; 8 — полимиктовые и граувакковые песчаники; 9 — базальты, трахибазальты, щелочные и оливковые базальты; 10 — трахиандезиты, трахиандезит-базальты; 11 — трахидациты (а) и их туфы (б); 12 — диабазовые субвулканические брекчи; 13 — слабокремнистые туфиты; 14 — предполагаемые разломы. Римские цифры — тип разрезв (см. текст)

Тектурмасского антиклинория. В осевой части рассматриваемой палеоструктуры в основании формации развита пачка грязно-зеленых туффитов, кремнистых туффитов, тефроидов, содержащая редкие потоки андезитового, андезито-базальтового состава. В этой пачке прослеживаются отдельные горизонты, линзы кремнеобломочных конгломератов, гравелитов, которые содержат также обломки гранитов, диоритов, значительное количество кварца, т.е. аллохтонный сиалический материал. Мощность горизонта яшм в этой зоне не велика (не превышает 50—70 м). В верхней части формации преобладают пестроцветные туфогенно-кремнистые и кремнеобломочные породы с очень обильным кремнистым или туфогенно-кремнистым цементом. Можно предполагать, что этой зоне (зона I) соответствует прогиб, вдоль которого мог разноситься терригенный материал континентального происхождения, скорее всего с юго-запада, где развиты преимущественно терригенные формации близкого возраста.

К северо-северо-западу и юго-юго-востоку от зоны I располагаются зоны (II, IIa) со сходным строением. В нижней части формации находится пачка (30—70 м) грязно-зеленых туффитов, иногда андезитов, включающая горизонт ленточнослоистых красно-зеленых яшм и фтанитов. Выше залегает пачка яшм. В южной зоне (IIa) она достигает максимальной мощности — не менее 120—150 м, в северной (II) — порядка 70 м. Завершает разрез пачка кремнеобломочных пород. Преобладают конгломераты и гравелиты с очень скудным цементом. Состав их преимущественно кремнеобломочный, однако имеются обломки базальтов, габброидов. Туфогенно-кремнистые породы с пирокластической кислого состава образуют маломощные пласты. Аллохтонный материал сиалического происхождения здесь отсутствует. Можно полагать, что зонам II и IIa соответствуют поднятия.

К северо-северо-западу и юго-юго-востоку от зон II и IIa выделяются еще две зоны (III, IIIa). Здесь в основании разреза формации (см. рис. 20) имеется пачка полимиктовых, в основном кварц-полевошпатовых, песчаников неслоистых, разнотекстурных, мусористых. Они содержат горизонты слабосиликатных туффитов грязно-зеленого цвета. Таким образом, снова появляется аллохтонный материал континентального происхождения. Выше залегает горизонт красных яшм. Мощность его заметно сокращается до 30—50 м. Выше располагается пачка пестроцветных вишневых, пятнистых, бирюзово-зеленых кремнистых туффитов. Кремнеобломочные породы слагают лишь маломощные линзы и пропластки. По-видимому, здесь мы имеем дело уже с крыльями геоантиклинального поднятия Тектурмаса. Севернее, вероятно, располагается зона, где базальтоидный вулканизм начался лишь в ордовике и продолжался вплоть до среднего ордовика (нижняя часть базарбайской свиты), а туффито-яшмовая формация формируется лишь в среднем ордовике (верхняя часть базарбайской свиты). Южнее и юго-западнее, как уже было сказано выше, располагается зона развития кремнисто-терригенной аллохтонной формации.

Яшмы. Породы окрашены в красный, розовато-красный цвет. Имеет место чередование пластов мощностью от 2 до 50 см. В наиболее крупных прослеживаются небольшие полоски и линзочки белого кварца или четковидные слои с более яркой окраской. Пласты мощностью 5—10 см внутри микрослоисты. Иногда микрослоистость нарушена и имеются текстуры взмучивания (биотурбаций?) осадка. Слоистость обусловлена чередованием разностей с различным содержанием тонкораспыленного гематита, иногда с небольшой примесью глинистых частиц. Наибольшее количество слабоземистых и более кремнистых слоев наблюдается в нижней части пластов. Иногда четковидные слои яшм разделены пропластками пепельных яшм и кремнистых туффитов темно-вишневого цвета. Довольно часто в пластах яшм наблюдается брекчиевая текстура. При этом более кремнистые остроугольные обломки погружены в более темную,

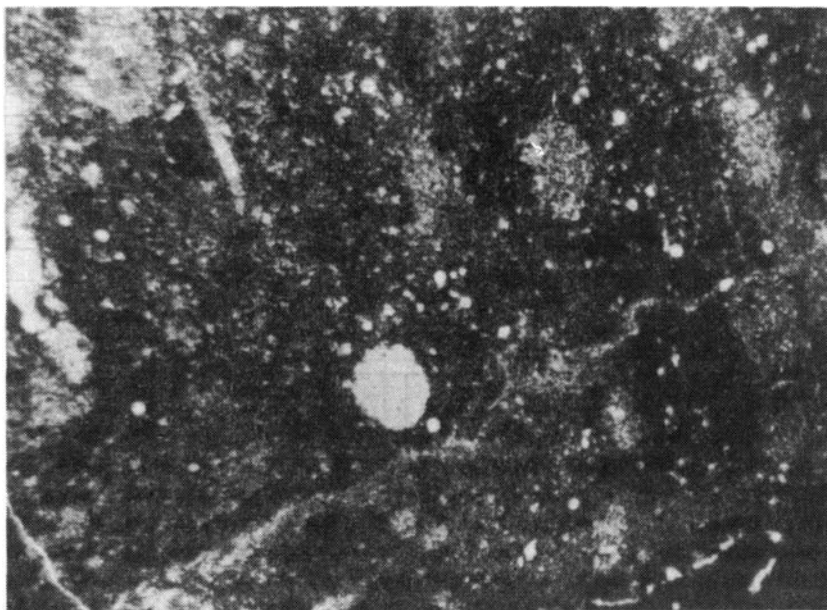


Рис. 21. Гематитистая яшма. Светлое — остатки радиолярий. Туффито-яшмовая формация Тектур-масского антиклинория. Николи II, ув. 120

обогащенную гематитом, кремнистую массу. Отмечаются переходы от четковидной слоистости к брекчиевой. В некоторых случаях брекчиевую текстуру имеют верхние части прослоев яшм. При этом переход к ненарушенной породе осуществляется постепенно. Видимо, это свидетельствует об оползании осадков. На поверхностях напластований в яшмах, там, где они содержат пропластки кремнистых туффитов, имеются мелкие бугорковые иероглифы. Яшмы сложены криптозернистым агрегатом кварца размером $< 0,01$ мм ($\text{SiO}_2 \sim 95\%$) (табл. 8) с тонкораспыленными окислами железа, часто пронизанными тонкими прожилками кварца. В криптозернистом агрегате кварца имеется различное количество остатков радиолярий размером от 0,03 до 2 мм. Они, как правило, сильно перекристаллизованы и замещены микрогранобластовым агрегатом кварца или радиально-лучистым агрегатом халцедона (рис. 21). Слойки яшм, интенсивно обогащенные тонкораспыленным гематитом, почти не содержат остатков радиолярий. В них иногда присутствуют мелкие чешуйки серицита и хлорита. В яшмах брекчиевой текстуры обломки несколько различаются слоистостью, количеством тонкораспыленных окислов железа и остатков радиолярий.

Фтаниты. Это темно-серые и серые породы, слагающие маломощный горизонт (5—10 м) в нижней части формации. К верхам его иногда приурочен горизонт (0,2—0,3 м) железомарганцевых руд. По простиранию фтаниты замещаются грязно-зелеными яшмовидными породами. Фтаниты образуют слоистой мощностью 0,5—15 см, внутри микрослоистые. Слоистость обусловлена изменением содержания углеродистого и глинистого вещества. На поверхностях напластования имеются присыпки окварцованного песчаного или углеродистоглинистого материала. Фтаниты сложены мелкокристаллическим, криптокристаллическим агрегатом кварца, окрашенным в серый цвет тонкораспыленным углеродистым веществом ($\text{SiO}_2 \sim 95\%$) (см. табл. 8). Отдельные слойки, часто ограниченные стиллолитовыми швами, обогащены глинистым материалом — тонкими, листочками гидрослюд и хлорита. В глинистых разностях содержание

Таблица 8
Химический состав кремнистых пород туффито-яшмовой формации, вес. %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Яшма	99,55	0,14	1,46	1,05	0,54	0,10
Глинистый фтанит	82,13	0,36	6,84	1,28	2,69	0,14
Фтанит	95,43	0,03	1,46	0,44	0,54	0,06

Таблица 9
Химический состав туфосилицитов туффито-яшмовой формации, вес. %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Кремнистый туффит	93,92	0,17	1,28	2,40	0,50	0,01	0,18
Зеленый кремнистый туфопелит	81,84	0,38	7,66	0,74	1,88	0,10	1,88
Зеленый кремнистый туффит	80,89	0,38	7,85	0,98	2,96	0,12	1,66
Вишневый кремнистый туфопелит	80,21	0,45	7,48	3,06	1,97	0,20	1,66
То же	76,63	0,33	8,94	0,99	2,33	0,13	3,88
Кремнистый туфопелит	76,58	0,50	8,94	2,16	3,14	0,13	1,88
То же	80,90	0,30	6,70	3,17	1,72	0,11	1,56
Кремнистый туффит	75,96	0,59	9,11	3,37	2,26	0,10	1,88
Зеленый кремнистый туфопелит	75,46	0,38	9,49	2,71	2,15	0,14	1,97
Вишневый кремнистый туфопелит	74,74	0,26	10,09	2,77	1,12	0,06	3,24
Серый туффит	71,39	0,48	11,41	2,54	3,41	0,12	2,52
Кремнистый туффит	71,35	0,60	11,33	1,36	2,86	0,05	2,62
Зеленый кремнистый туффит	69,71	0,56	11,32	2,92	3,32	0,20	3,32
Вишневый кремнистый туффит	68,21	0,54	11,13	4,81	3,23	0,19	3,32
То же	66,18	0,62	11,86	5,22	2,69	0,12	3,54
Кремнистый туфопелит	62,22	0,74	14,23	6,76	2,15	0,65	2,42

SiO₂ сокращается до 80% за счет увеличения содержаний Al₂O₃, FeO, Na₂O. Фтаниты практически не содержат остатков радиолярий. Возможно, они не сохранились из-за окварцевания. На поверхностях напластования во фтанитах Ф.В. Долгань, Н.А. Герасимова обнаружили хиолиты и конодонтоморфные образования.

Пестроцветные туфосилициты (кремнистые туффиты, туфопелиты, тефроиды, пеплистые яшмы). Отличаются от чисто кремнистых пород примесью тонкозернистого пеплового материала. Имеются все переходы от кремнистых тефроидов и туфопелитов к яшмам и зеленым силицитам через пеплистые яшмы. Со-

	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма SO ₂ обш	
	0,33	0,15	0,28	0,38	0,07	0,01	0,29	100,35	—
	1,33	0,77	1,90	0,34	0,09	0,16	0,16	99,70	0,05
	0,33	0,46	0,10	0,16	0,03	0,06	0,68	99,78	0,04

	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	SiO ₂ свободный (расчетный), %
	0,73	0,12	0,41	0,02	0,09	0,16		88,79
	1,23	1,80	0,74	0,08	0,04	1,38	99,74	60,26
	0,62	2,84	0,22	0,11	0,00	1,48	100,11	57,16
	1,07	1,38	0,58	0,09	0,24	1,63	100,02	63,12
	0,62	2,54	0,88	0,12	0,00	2,55	99,94	47,89
	0,92	1,76	1,42	0,11	0,26	2,34	100,14	51,04
	1,13	1,46	2,05	0,05	0,08	0,82	100,05	53,00
	1,00	3,40	1,01	0,68	0,32	0,60	99,68	42,00
	0,61	3,22	0,54	0,15	0,29	2,29	99,40	48,83
	1,35	2,40	2,72	0,03	0,38	1,38	100,54	32,73
	1,37	3,04	2,00	0,21	0,05	1,76	100,30	31,62
	1,10	2,03	4,71	0,07	0,36	0,36	99,87	20,00
	2,93	0,76	1,60	0,13	0,14	2,83	99,74	44,71
	2,77	1,76	0,96	0,15	0,07	2,56	99,70	41,16
	3,38	2,38	0,68	0,14	0,36	2,76	99,93	35,60
	1,07	2,38	2,76	0,24	0,42	3,71	99,75	22,00

держание SiO₂, по данным химических анализов (табл. 9), изменяется от 66 до 94%. Содержание свободного SiO₂, рассчитанное по принятой методике [Хворова и др., 19786], изменяется от 20 до 89%. Большая часть этого количества приходится на хемогенный SiO₂ и SiO₂, освободившийся при глинизации пеплов, меньшая, особенно в породах с высоким содержанием SiO₂, — на пирокласты кварца.

Пестроцветные туфосилициты представляют собой кремневидные породы с раковистым изломом темно-вишневого и бирюзово-зеленого, голубовато-зеленого цветов, белесые на выветрелой поверхности. Вишневые и голубовато-зеленые

Таблица 10
Химический состав туфопелитов, тонкозернистых туффитов
и тефроидов туффито-яшмовой формации, вес. %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Туфопелит	70,22	0,63	13,46	2,56	2,70	0,12	1,16
Тонкозернистый тефроид	69,95	0,51	12,87	2,05	2,45	0,07	1,74
Тонкозернистый туффит	67,23	0,68	14,00	1,19	2,68	0,07	2,86
Тонкозернистый тефроид	66,75	0,59	12,70	4,37	2,31	0,09	2,76

Таблица 11
Химический состав пепловых туфов туффито-яшмовой формации, вес. %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Пепловый туф базальтового состава	50,97	1,11	17,72	7,50	3,48	0,15
То же	48,82	0,76	16,05	3,36	9,37	0,20
Гиалотуф	42,72	0,89	19,63	4,32	4,88	0,11
Тонкозернистый туф	52,37	0,85	14,68	5,53	6,61	0,16
Гиалотуф	53,09	2,08	16,05	8,56	2,79	0,15
То же	54,26	2,28	15,46	6,34	3,19	0,14
Тонкозернистый туф	55,60	0,68	17,70	3,99	5,18	0,11
Гиалотуф	56,91	0,56	16,06	2,55	4,49	0,11
Пемзовый туф андезитового состава	61,24	0,53	14,60	6,83	2,15	0,13
Туф дацитового состава, витрокластический	65,33	0,60	16,79	2,52	1,26	0,16
Туф дацитового состава	68,58	0,44	13,86	0,75	3,32	0,09

разности образуют самостоятельные пласты. Однако часто окраска развита пятнами. Сначала в вишневых разностях появляется осветление по трещинкам, частично наследующее слоистость. Причем в голубовато-зеленых разностях присутствует вкрапленность пирита. По-видимому, в раннюю диагенетическую стадию протекал процесс восстановления, так как в кремнеобломочных породах, переслаивающихся с кремнистыми туффитами, имеются обломки как вишневого, так и голубовато-зеленого цветов. Пестроцветные туфосилициты отличаются массивными текстурами, лишь изредка можно наблюдать нечеткую слоистость со следами взмученности. Среди них имеются маломощные (несколько сантиметров) пачки горизонтально-слоистых (1—2 мм) или обладающих тонкой однонаправленной косою слоистостью разностей, а также прослои и линзы мощностью 0,5—50 см, состоящие из продуктов перемыва этих пород в неполностью консолидированном состоянии с образованием конгломератов, гравелитов и песчанников. При этом нередко сохраняются не полностью размытые реликты прослоев кремнистых туффитов. Гораздо меньше распространены ленточно-слоистые и брекчиевидно-полосатые серовато-лиловые кремнистые туффиты.

Тефроиды сложены криптокристаллическим агрегатом хлорито-кремнистого, гематито-хлорито-кремнистого, хлорито-кремнисто-альбитового состава, иногда со стильномеланом. Среди этой массы заключено большое количество мелких (0,01—0,03 мм) рогулек, обломочков с нечеткими очертаниями измененного стекла,

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п. H ₂ O	Сумма	SiO ₂ свободный (расчетный). %
1,59	6,68	0,17	0,18	0,16	0,59	100,21	19,50
1,11	5,17	2,44	0,09	0,31	1,07	100,35	13,91
1,34	4,90	2,72	0,18	0,30	1,63	99,78	9,65
1,95	1,60	5,41	0,07	0,20	1,13	99,93	11,64

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
2,65	7,38	4,82	0,49	0,23	0,52	3,09	100,11
4,65	9,06	3,13	1,29	0,18	0,28	2,47	99,62
8,73	10,99	2,46	0,20	0,05	0,44	4,46	99,88
4,31	7,70	2,03	1,67	0,27	0,36	3,04	99,58
2,64	3,91	4,73	2,87	0,80	0,46	1,87	100,00
1,59	4,76	5,23	3,58	1,28	0,24	1,39	99,74
3,55	2,57	7,55	0,38	0,14	0,32	1,83	99,60
6,20	3,54	3,70	1,08	0,19	0,16	4,06	99,61
2,66	1,85	3,66	3,42	0,19	0,00	2,58	99,84
2,31	1,68	1,68	4,60	0,23	0,17	2,40	99,74
3,21	0,92	4,16	2,48	0,10	0,08	1,75	99,74

замещенного хлоритом или соссюритоподобным очень тонким непрозрачным агрегатом. В этой массе обычно присутствует то или иное количество оскольчатых, серповидных, часто резорбированных зерен кварца, а также обломков альбита, гематитизированных пород микролитовой структуры, имеющих алевритовую, реже песчаную размерность.

Кремнистые туффиты отличаются от тефроидов менее четкими пепловыми структурами, отсутствием кристаллокластов, большей кремнистостью. Кремнистые туфопелиты выделены в значительной мере условно. По химическому составу они не отличаются от кремнистых туффитов, но сложены настолько тонким материалом, что в них не видны реликты пепловых структур. Пеплистые яшмы близки вишневым кремнистым туффитам, но в них появляются остатки радиолярий.

Пирокластика туфосилицитов имеет, по-видимому, состав, близкий к дацитовому или липаритовому, так как повсеместно среди кристаллокластов присутствует кварц и водяно-прозрачный альбит. Кроме того, среди них иногда встречаются прослои туфов трахидацитового состава и маломощные покровы трахидацитов.

Слабокремнистые туффиты, туфопелиты, тефроиды, туфы. Распространены в нижней части формации и, вероятно, отличаются более основным составом. Это тонкозернистые, неслоистые породы, связаны рядом постепенных

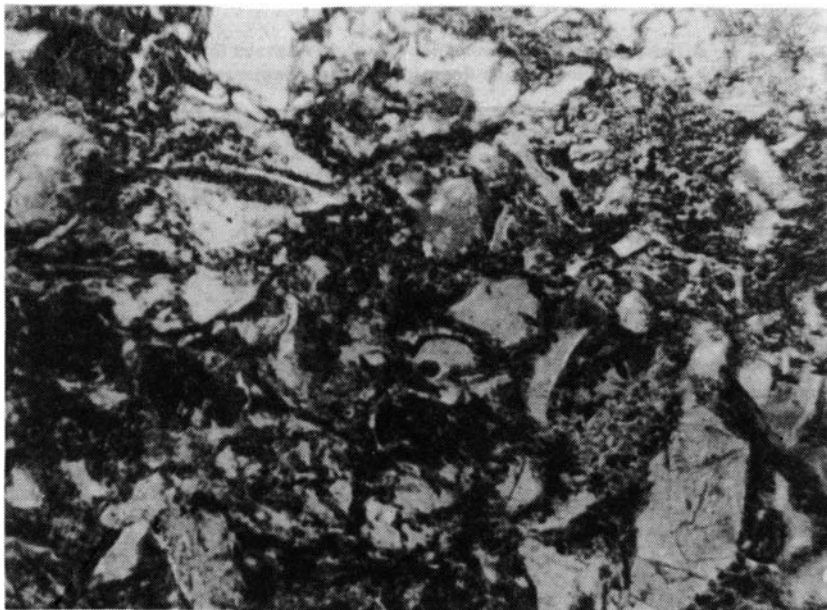


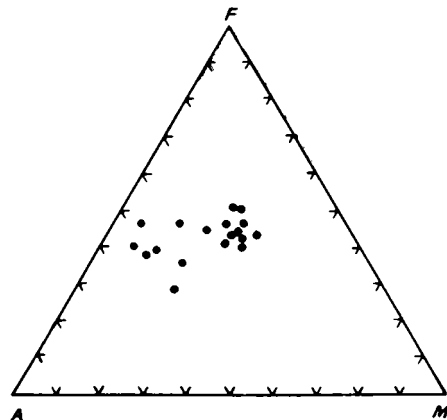
Рис. 22. Пепловые туфы дацитового состава. Туффито-яшмовая формация Тектурмасского антиклинария. Без анализатора, ув. 200

переходов с яшмоидными породами грязно-зеленого цвета. По данным химического анализа (табл. 10, 11), содержание SiO_2 в туфопелитах, токозернистых туффитах и тефроидах изменяется от 66 до 70, в туфах — от 43 до 61%. Расчетное количество свободного кремнезема в туфопелитах не превышает 20%. Подавляющая его часть, по-видимому, является продуктом разложения (глинизации) пеплового материала. Эти породы сложены тонкозернистым соссюритоподобным или кремнисто-хлоритовым агрегатом, содержащим примесь тонкораспыленного рудного минерала, иногда с редкими остатками мелких радиоларий. Отдельные разности отличаются количеством примеси зерен резко оскольчатой формы серицитизированного плагиоклаза, редко кварца, обломков, рогулек и нитей хлоритизированного стекла. Иногда присутствуют обломки (0,1—3 мм) рваных очертаний с корками закала, представленные плагиоклазовыми порфиритами и вариолитами. Довольно распространены туфы, целиком состоящие из мелких рогулек, обломков и нитей хлоритизированного и соссюритизированного стекла (гиалотуфы). Пирокластический материал этих пород имеет в основном базальтовый, андезитовый, реже дацитовый (рис. 22) состав. Среди них встречаются маломощные покровы андезитового, андезито-базальтового состава. Обращает на себя внимание высокое содержание щелочей, в частности K_2O , во многих анализах этих пород (см. табл. 10). Исходная магма была обогащена щелочами и летучими компонентами, что обусловило высокую ее explosивность.

Кремнеобломочные породы. Имеют пеструю, вишневую и светло-зеленую окраску, наиболее широко распространены в верхней части формации (см. рис. 20). Преобладают кремнеобломочные конгломераты и гравелиты, меньше развиты песчаники. Конгломераты пестрые, состоят в основном из галек кремнистых пород. Наиболее крупные (1—10 см), как правило, неокатанные обломки представлены зелеными и вишневыми кремнистыми туффитами и кремнистыми туфопелитами. Они имеют лепешкообразную и неправильную форму (размытый неконсолидированный осадок). Иногда сохраняются реликты полуразмытых прослоев. Лучше окатаны мелкие гальки и гравийные зерна. В отдельных, как

правило, маломощных прослоях (до 0,5 м) среди гравийно-галечных кремнеобломочных пород появляются валуны дацитов, базальтов, габброидов. Цемент кремнеобломочных пород то очень скудный, и обломки плотно прилегают друг к другу, то весьма обильный (обломки плавают в цементе). Он представлен кремнистым туффитом, туфопелитом или глинистой яшмой, обычно мало отличающейся по составу от обломков. В кремнеобломочных пачках отдельные пласты кремнеобломочных пород разделены поверхностями размыва или реликтами слоев туфогенно-кремнистых и кремнистых пород. В пластах кремнеобломочных пород мощностью от нескольких сантиметров до 0,5—1 м часто развита слоистость градационного типа, иногда нечеткая, косая. Образование сходных кремнеобломочных пород с градационной слоистостью, как показали исследования И.В. Хворовой [1974], скорее всего происходило в результате деятельности суспензионных потоков, образующихся на склонах местных подводных поднятий. В нашем случае зонам распространения кремнеобломочных пород со скудным цементом

Рис. 23. Трехкомпонентная диаграмма Х. Куно (AFM) для вулканитов туффито-яшмовой формации



соответствуют "проксимальные" части суспензионных потоков вблизи зон их зарождения на поднятиях, сложенных яшмами, а зонам развития кремнеобломочных пород с обильным цементом — области разгрузки этих потоков. По-видимому, в этих образованиях доминировал эдафогенный материал.

Песчаники полимиктовые. Слагают пачку пород мощностью до 100 м в нижней части формации. Песчаники грязно-зеленого, серовато-зеленого цвета, разнотекстурные, мусористые, совершенно лишены слоистости. В обломках размером 0,1—0,5 мм преобладает плагиоклаз, в меньшем количестве присутствует пироксен и кварц, в виде единичных зерен — калиевый полевой шпат. Более крупные обломки размером до 2 мм представлены в основном базальтами и кремнистыми породами, в подчиненном количестве — хлоритизированным стеклом, гранитами, гранофирами, кварцитами, серицито-кварцевыми сланцами. Обломочный материал имеет различную окатанность. Хуже всего окатаны обломки кремнистых пород и базальтов. Базальты и хлоритизированное стекло, по-видимому, частично имеют пирокластическую природу, так как по текстурным признакам близки к андезито-базальтам, образующим небольшие покровы в этой части разреза. Цемент хлоритовый с обильными выделениями лейкоксена и окислов железа, порового, пленочного или сгусткового типа. В некоторых случаях цемент плагиоклаз-хлоритовый с четкой пепловой структурой.

Дациты и андезиты. Слагают небольшие (диаметром в несколько метров) субвулканические и жерловые тела, прорывающие нижележащую яшмово-спилитовую формацию и низы туффито-яшмовой. В туффито-яшмовой формации они слагают также небольшие потоки или встречаются в виде отдельных бомб и валунов

Таблица 12
Химический состав вулканитов туффито-яшмовой формации, вес. %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Базальт	50,86	0,89	14,14	3,24	5,71	0,21	7,29
	51,23	2,67	15,21	14,59	1,13	0,10	0,64
	50,36	1,02	17,90	7,56	4,32	0,81	5,61
	50,40	1,77	15,21	2,11	6,64	0,28	5,76
Андезито-базальт	52,61	3,52	15,24	7,94	2,51	0,16	1,75
Андезит	53,38	1,83	18,43	2,62	4,58	0,20	4,10
	56,96	0,33	18,46	6,17	1,49	0,16	2,10
	58,34	0,70	15,14	4,65	3,32	0,08	3,42

среди кремнеобломочных пород. Представляют собой породы темно-вишневого, темно-серого цветов с массивной, перлитовой, реже флюидальной текстурой, с крупными (1—3 мм) вкрапленниками розового альбитизированного калиевого полевого шпата или белого плагиоклаза. Структуры основной массы весьма разнообразны. Разности более основного состава отличаются вариолитовой, микролитовой структурами, более кислого — гиалопилитовой, гиалиновой, микрофельзитовой структурами. Жерловые тела сложены иногда агломератовыми туфами дацитов. Отдельные потоки дацитов мощностью до 1 м имеют своеобразную структуру, близкую к структуре гиалокластитов.

В массе этой породы выделяются округлые обособления размером 0,3—0,4 мм, сложенные дацитом или андезито-дацитом. Эти лавовые обособления нечетко выделяются из основной массы, состоящей из обломков округлой (более крупные) и оскольчатой (более мелкие) формы, из бурого и хлоритизированного стекла или слабобаскристаллизованной массы, по текстурным признакам близкой к основной массе лавовых обособлений. Лучше раскристаллизованные обломки окружены осколками стекла. Часто видно, что отдельные фрагменты являются осколками более крупного обломка. Химический состав этих пород (табл. 12) разнообразен, изменяется от дацитового, близкого к липаритовому, до андезито-дацитового. Объединяет их, помимо принадлежности к одному вулканическому комплексу, повышенная щелочность, хотя содержание щелочей, особенно калия, подвержено значительным колебаниям. Частично это связано с более или менее полной альбитизацией калиевого полевого шпата.

Базальты, андезито-базальты, андезиты. Встречены в виде маломощных потоков в основании формации, в зоне перехода к яшмово-спилитовой формации. Это темно-зеленые, грязно-зеленые тонкозернистые породы, по внешнему виду почти не отличающиеся от описанных выше слабобаскристаллических туффитов и тефроидов. Породы большей частью афировые, лишь изредка имеются мелкие вкрапленники серицитизированного плагиоклаза. Текстура пород массивная, в агломератовых туфах имеются разности с мелкими миндалинами. Структура основной массы вариолитовая, апоинтерсертальная, гиалопилитовая, микроофитовая, микродолеритовая.

Разности с интерсертальной, микродолеритовой, микроофитовой структурами образованы беспорядочно расположенными лейстами альбитизированного или серицитизированного плагиоклаза размером 0,1—0,2 мм. Интерстиции между ними заполнены выделениями эпидота, актинолита, обычно лейкоксенизированного рудного минерала. Иногда присутствуют мелкие зернышки пироксена или пелитизированного калиевого полевого шпата. Разности с вариолитовой структурой образованы лейстами плагиоклаза, образующими всевозможные сростки, в интерстициях между которыми располагаются вторичные минералы — хлорит,

	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П. п. п.	CO ₂	Сумма
	9,93	4,14	0,58	0,08	2,63	0,42	Не опр.	—	100,12
	4,53	5,63	2,04	0,92	0,84	0,24	"	—	99,77
	2,08	6,02	0,90	0,09	3,33	0,60	"	—	100,60
	7,86	3,66	1,76	0,19	Не опр.	0,18	4,46	—	100,58
	5,18	6,55	0,76	0,49	"	0,20	3,33	—	100,24
	2,77	4,54	3,90	0,74	"	0,22	2,60	—	99,91
	0,77	3,90	5,56	0,17	"	0,61	2,95	—	99,63
	3,69	7,35	1,00	0,49	"	0,26	1,42	—	99,86

пумпеллит, а также мелкие зернышки кварца. Лейсты плагиоклаза пронизаны игольчатыми выделениями лейкоксенизированного рудного минерала. Иногда в строении вариолой участвует титанавгит.

Химический состав вулканитов. Для туффито-яшмовой формации он изучен еще недостаточно (см. табл. 12). Это непрерывная серия вулканитов, обнаруживающая сходство с вулканитами островодужной базальт-трахидацитовый формации [Хераскова и др., 1979]. По сравнению с подстилающей яшмово-спилитовой формацией щелочность и титанистость базальтов туффито-яшмовой формации несколько ниже. В верхах разреза преобладают базальты со средним содержанием K₂O около 0,5, а TiO₂ — 1,2%. Характерно появление высокоглиноземистых и высокомагнезиальных разностей. С увеличением содержания SiO₂ возрастает щелочность и железистость вулканитов. На диаграмме *AFM* (рис. 23) четко видна щелочная тенденция дифференциации, т.е., как и в вулканитах подстилающей яшмово-спилитовой формации, значительного накопления железа в процессе дифференциации здесь не происходит.

Главные геохимические особенности кремнистых пород. Для туффито-яшмовой формации они выявляются при рассмотрении лучевых диаграмм содержаний микроэлементов по данным полуколичественного спектрального анализа [Хераскова, 1979].

Яшмы (см. табл. 2) бедны микроэлементами, почти все они содержатся в количествах, ниже кларковых. В повышенных количествах или близких к кларковым обнаружен лишь Мо (до 1,5 г/т) и Cu (до 70 г/т). В целом можно говорить, что элементы фемафильной группы превалируют над фельсифильными.

Фтаниты (табл. 13) также бедны микроэлементами, особенно по сравнению с фтанитами описанных ниже фтанитовых формаций. В количествах, превышающих кларковые, обнаружен Мо (до 3 г/т), Rb (до 32 г/т), иногда Cu (до 110 г/т). Содержания других микроэлементов большей частью ниже кларковых, но в целом среди них элементы фемафильной группы преобладают.

Туфогенно-кремнистые породы (табл. 14) значительно богаче микроэлементами, чем чисто кремнистые. По-видимому, сказывается влияние примеси тонкого пирокластического материала. Содержания многих элементов (особенно группы фемафильных) близки кларковым. В повышенных количествах, кроме Мо и Cu, обнаружен Sc (до 15 г/т).

Преобладание элементов фемафильной группы в туфогенно-кремнистых породах с пирокластикой кислого состава, сходство тенденций дифференциации вулканитов с дифференциацией базальтов подстилающей яшмово-базальтовой формации дает основание полагать, что пирокластические, вулканогенные и, возможно, кремнистые породы туффито-яшмовой формации являются производными базальтовой магмы.

Таблица 13

Содержание микроэлементов во фтанитах и фтанитондах раннегеосинклинальных формаций по данным полуколичественного спектрального анализа*

Зона	Формация	Количество проб	Sc	P	Pb	Ti	Zr	Ga
Рифтовая континентальная окраина	Кремнисто-карбонатная	70	Не опр.	2880-1120	10	1120-1170	Не опр.	Не опр.
	Вулканогенно-карбонатно-кремнистая (черносланцевая)	100	"	5000-10000	30	1000-2000	"	"
		100	"	100	Не опр.	8380	"	"
	Карбонатно-кремнистая (черносланцевая)	15	$\frac{4,7}{4-8}$	$\frac{15900}{1500-200000}$	$\frac{225}{10-2000}$	$\frac{1446}{1000-5000}$	$\frac{66,6}{50-100}$	$\frac{16}{5-50}$
		200	Не опр.	800	80	Не опр.	Не опр.	Не опр.
		10	—	$\frac{90}{0-300}$	$\frac{23}{5-50}$	$\frac{2900}{1000-8000}$		$\frac{10}{5-30}$
		6	$\frac{17,2}{5-30}$	$\frac{10130}{800-100000}$	$\frac{12}{2-20}$	$\frac{1100}{800-2000}$	$\frac{81,7}{50-100}$	$\frac{9,3}{4-15}$
		20	$\frac{6,9}{8-10}$	$\frac{588}{500-800}$	$\frac{10,3}{8-40}$	$\frac{1676}{300-3000}$	$\frac{87,6}{60-150}$	$\frac{7,6}{3-10}$
		5	$\frac{8,7}{8-10}$	$\frac{730}{600-1000}$	$\frac{12}{6-15}$	$\frac{1330}{1000-2000}$	$\frac{80}{80}$	$\frac{8}{8}$
		1	8	—	100	600	30	3
		10	$\frac{11,5}{10-15}$	$\frac{200}{0-800}$	$\frac{7,9}{6-15}$	$\frac{3200}{3000-4000}$	$\frac{233}{80-400}$	$\frac{13,6}{8-15}$
	Терригенно-кремнистая (черносланцевая)	20	$\frac{2,2}{2-5}$	$\frac{412}{300-800}$	$\frac{12}{3-150}$	$\frac{752}{300-1000}$	$\frac{23,7}{10-200}$	$\frac{3,3}{1-10}$
		13	$\frac{3,4}{2-8}$	$\frac{770}{500-800}$	$\frac{3,8}{2-8}$	$\frac{360}{200-600}$	$\frac{49,2}{40-80}$	$\frac{5,7}{4-8}$
		13	2,2	—	11,7	331	—	1,5
Континентальный склон	Терригенно-фтанито-яшмовая	30	7	500	10	1700	20	5
		10	6	500	8	1600	27	4
		30	6	500	11	1900	30	7
		10	6	500	13	2500	46	10
Окраинный морской бассейн	Туффито-яшмовая	10	3,4	—	2	830	30	4
		20	$\frac{3,8}{3-5}$	0-600	$\frac{30,7}{0-300}$	$\frac{625}{400-1000}$	$\frac{20}{20}$	$\frac{2}{2-3}$
		20	$\frac{4,5}{2-10}$	—	$\frac{1,2}{0-4}$	$\frac{1160}{500-2000}$	$\frac{37}{20-80}$	$\frac{7,2}{0-10}$
	Терригенно-кремнисто-туффитовая	20	$\frac{13}{8-20}$	$\frac{310}{0-600}$	$\frac{3,3}{2-8}$	$\frac{2100}{1000-3000}$	$\frac{84}{60-100}$	$\frac{13,6}{8-20}$
		2	10	930	16	4500	170	19

* См. примечание к табл. 2.

Cr	Ni	Ba	Nb	Mo	Sn	V	Cu	Yb
70	20-30	90-200	He onp.	He onp.	He onp.	170-350	40-60	He onp.
10-30	50-100	500	"	"	"	1000-10000	20	"
100	60	500	"	"	"	200	60	"
<u>512</u> 30-1000	<u>56</u> 10-300	<u>7000</u> 1000-80000	"	<u>13,3</u> 2-40	"	<u>2800</u> 200-10000	<u>286</u> 10-1000	He onp.
60	20	He onp.	"	30	"	4000	120	"
<u>280</u> 30-800	<u>40</u> 10-100	<u>2800</u> 600-20000	"	<u>66</u> 50-100	"	<u>744</u> 150-3000	<u>82</u> 30-200	<u>1,3</u> 0,5-2
<u>51,7</u> 40-60	<u>24,7</u> 10-40	<u>1400</u> 400-6000	<u>7</u> 6-8	<u>3</u> 2-6	<u>2,8</u> 2-3	<u>103</u> 80-200	<u>56,7</u> 40-60	<u>3,8</u> 0,6-5
<u>43,2</u> 20-100	<u>41,7</u> 20-100	<u>759</u> 500-2000	<u>16,4</u> 6-80	<u>13,4</u> 3-20	<u>2,9</u> 2-5	<u>175</u> 30-300	<u>53,5</u> 30-100	<u>2,2</u> 0,8-4
<u>18,3</u> 15-20	<u>46,7</u> 40-50	<u>1833</u> 1500-2000	<u>12</u> 8-20	<u>2</u> 1-3	<u>3</u> 3	<u>366</u> 300-500	<u>30</u> 20-40	<u>0,9</u> 0,8-1
30	15	300	10	3	-	30	20	0,6
<u>50</u> 30-60	<u>35,2</u> 6-80	<u>1300</u> 1000-2000	<u>24</u> 10-30	<u>3</u> 1-8	<u>4,5</u> 2-8	<u>187</u> 60-200	<u>45</u> 30-60	<u>4,3</u> 3-8
<u>24,7</u> 10-50	<u>20,5</u> 10-50	<u>415,5</u> 200-1500	<u>6,9</u> 5-10	<u>2,5</u> 1-5	-	<u>18</u> 10-100	<u>59</u> 50-100	<u>0,6</u> 0-2
<u>17,7</u> 15-30	<u>43</u> 30-60	<u>2800</u> 200-10000	<u>6,8</u> 6-8	<u>4</u> 2-8	<u>1,9</u> 0-3	<u>46</u> 30-80	<u>49,2</u> 40-60	<u>0,9</u> 0,6-3
20,8	13	7380	6	3,2	-	40,5	107	-
25	29	280	6	4	2,2	120	53	1,1
28	24	200	7	8	2,1	150	34	0,9
30	29	340	9	2,4	3,1	100	33	0,9
36	32	420	9	2,4	3,1	100	33	0,9
8,6	15	-	5,6	1,3	-	20	44	0,6
<u>5</u> 0-10	<u>18</u> 10-30	<u>300</u> 0-500	<u>3</u> 3	<u>2,7</u> 1-6	-	<u>46,5</u> 20-60	<u>111</u> 60-200	<u>0,7</u> 0,2-1,5
<u>11,1</u> 6-20	<u>15,7</u> 10-30	<u>140</u> 0-300	<u>7</u> 6-10	<u>3,1</u> 1-10	0-2	<u>26</u> 10-60	<u>54</u> 20-100	<u>0,4</u> 0-0,8
<u>31</u> 20-50	<u>54</u> 40-60	<u>620</u> 0-1000	<u>6,8</u> 5-8	<u>1,4</u> 1-3	<u>2,4</u> 2-3	<u>127</u> 80-200	<u>63</u> 50-80	<u>2,4</u> 1-4
83	58	650	20	1,1	9	90	47	0,3

Таблица 13 (окончание)

Зона	Формация	Количество проб	Y	Zn	Ag	Co	Sr	Mn
Рифтогенная континентальная окраина	Кремнисто-карбонатная	70	He опр.	40-50	He опр.	10	30-170	250-540
	Вулканогенно-карбонатно-кремнистая (черносланцевая)	100	"	30	"	He опр.	100	300
		100	"	He опр.	"	"	100	250
	Карбонатно-кремнистая (черносланцевая)	15	$\frac{12,6}{5-30}$	$\frac{390}{5-2000}$	He опр.	$\frac{20}{20}$	$\frac{1253}{150-10000}$	He опр.
		200	He опр.	6	"	20	150	"
		10	$\frac{55}{50-100}$	$\frac{166}{50-600}$	$\frac{10,5}{5-30}$	-	$\frac{205}{50-600}$	"
		6	$\frac{49,2}{5-80}$	$\frac{43,3}{20-60}$	$\frac{1,2}{0,6-3}$	$\frac{7,5}{8-10}$	$\frac{950}{200-1500}$	$\frac{133}{100-200}$
		20	$\frac{14,2}{10-60}$	$\frac{49,4}{20-150}$	$\frac{1,1}{0,3-10}$	$\frac{5,6}{3-10}$	$\frac{341}{200-400}$	$\frac{180,3}{100-800}$
		5	$\frac{7,3}{6-8}$	$\frac{30}{20-40}$	$\frac{1,0}{0,2-2}$	$\frac{,3}{2-5}$	$\frac{200}{200}$	$\frac{117}{100-150}$
		1	5	300	-	-	200	800
		10	$\frac{34}{20-50}$	$\frac{28}{20-50}$	$\frac{0,6}{0,3-1}$	$\frac{6,1}{2-15}$	$\frac{450}{300-500}$	$\frac{2115}{100-10000}$
	Терригенно-кремнистая (черносланцевая)	20	10	$\frac{48,7}{15-150}$	$\frac{0,3}{0,2-0,5}$	$\frac{9,2}{1-60}$	$\frac{212}{100-300}$	He опр.
		13	$\frac{8,7}{6-30}$	$\frac{50,8}{30-100}$	-	$\frac{12,2}{8-20}$	$\frac{315}{200-400}$	$\frac{219}{100-400}$
		13	-	46,5	0,3	6,3	269	
Континентальный склон	Терригенно-фтанитояшмовая	30	16	65	0,2	5	80	180
		10	10	60	0,2	5	-	140
		30	9	54	-	7	100	170
		10	9	65	-	7	-	200
Окраинный морской бассейн	Туффитояшмовая	10	5,7	28	-	7,6	-	He опр.
		20	$\frac{9,4}{6-20}$	$\frac{44,5}{20-150}$	-	$\frac{11}{6-30}$	$\frac{148}{0-400}$	"
		20	$\frac{3,2}{0-8}$	$\frac{20}{0-40}$	-	$\frac{11}{2-15}$	$\frac{87,5}{0-200}$	"
	Терригенно-кремнисто-туффитовая	20	$\frac{23,5}{10-40}$	$\frac{64}{50-80}$	$\frac{0,3}{0,1-1}$	$\frac{16,9}{8-30}$	$\frac{315}{0-500}$	$\frac{340}{200-400}$
		2	29	83		18	340	1000

Главные особенности и условия образования туффито-яшмовой формации

Накопление туффито-яшмовой формации происходило в условиях значительно удаленной от континента области морского бассейна, куда сиалический материал в небольшом количестве приносился лишь спорадически, скорее всего течениями. Лишь изредка локальных участков достигали наиболее мощные песчаные потоки, обусловленные катастрофическим выносом материала, в результате чего накопились пачки неслоистых разнотернистых полимиктовых песчаников, более характерных для спилито-терригенной формации, сменяющей туффито-яшмовую по латерали, ближе к источникам сноса (см. рис. 20).

Основная масса обломочных пород складывается материалом эдафогенного происхождения. При этом в составе обломков присутствуют как вмещающие породы туффито-яшмовой формации, так и подстилающей яшмово-спилитовой, а также габброндов из гипербазитового комплекса. Этот факт, а также описанная в начале раздела значительная фациальная изменчивость отложений заставляют предполагать, что накопление формации происходило в условиях резко расчлененного подводного рельефа. Этот рельеф, по-видимому, частично был создан при массовых вулканических излияниях во время накопления подстилающей яшмово-спилитовой формации и туффито-яшмовой формации, а частично был обусловлен возникновением тектонических уступов. Об этом говорят закономерности фациальных замещений (чередование линейно-вытянутых поднятий и прогибов), широкое развитие брекчиевых текстур. Можно, очевидно, считать, что наблюдаемая чешуйчатая структура Тектурмасского антиклинория была заложена еще во время накопления туффито-яшмовой формации. Часть внутренних поднятий в начале накопления формации возвышалась над уровнем моря. Об этом свидетельствует распространение здесь конгломератов с хорошо окатанными гальками габброндов, базальтов и яшм. Разнос обломочного эдафогенного материала с внутренних поднятий осуществлялся суспензионными потоками, причем различаются их дистальные и проксимальные части, существенное развитие имели оползневые процессы.

Во второй половине периода образования формации, по мере ее накопления, резко сокращается поступление грубообломочного материала (преобладают тонкозернистые кремнистые туффиты и туфопелиты) и происходит повышение глубинности фаций снизу вверх по разрезу. Недостаточно ясна причина полной бескарбонатности пород формации. По-видимому, карбонатапоглощению препятствовала гидротермальная деятельность, приведшая к накоплению яшм, а также обильный привнос тонкого тефрогенного материала. Из-за распространения в нижней части формации грубообломочных пород с хорошо окатанным материалом трудно предполагать, что осадки формации отлагались ниже уровня карбонатной компенсации.

Вулканическая деятельность во время накопления туффито-яшмовой формации была довольно слабой. Лавовые излияния развиты локально вокруг точечных центров извержений центрального типа. Основная масса вулканических пород представлена тонкозернистыми пирокластическими образованиями, являющимися, по всей видимости, материалом гидрозксплозий и массовых выбросов тонкозернистой тефры. Не исключено, однако, что часть туфосилицитов с очень тонкой витрокластикой является продуктом тропосферных пеплопадов, связанных с вулканической деятельностью, на северо-востоке Центрального Казахстана, в области Чингизского и Бошекульского антиклинориев (андезитовая формация). Состав эффузивных и пирокластических пород довольно разнообразен и изменяется от базальтового до дацитового (непрерывная базальто-дацитовая серия повышенной щелочности). По степени дифференцированности они близки островодужной андезитовой формации среднего ордовика Бошекульского и Чингизского антиклинориев. По ряду параметров они сходны, как было показано выше, с подстилающей

Таблица 14

Содержание микроэлементов в туфосилицитах раннегеосинклинальных формаций
по данным полуколичественного спектрального анализа, г/т

Элементы	Туффито-яшмовая формация Тектурмасского антиклинория			
	1	2	3	4
	n = 20	n = 20	n = 20	n = 15
1	2	3	4	5
Sc	$\frac{19,5}{5-40}$	$\frac{14}{6-30}$	$\frac{15,6}{10-40}$	$\frac{4,5}{2-6}$
P	0-600	0-800	$\frac{529}{0-1000}$	-
Pb	$\frac{11}{4-30}$	$\frac{6,6}{2-20}$	$\frac{16,2}{8-40}$	$\frac{5}{2-10}$
Ti	$\frac{2950}{800-6000}$	$\frac{2525}{1000-5000}$	$\frac{1706}{1000-5000}$	$\frac{600}{400-800}$
Zr	$\frac{110,5}{80-200}$	$\frac{70}{50-100}$	$\frac{95,3}{80-150}$	$\frac{46}{40-50}$
Ga	$\frac{18,2}{10-40}$	$\frac{14,2}{10-20}$	$\frac{17,6}{10-40}$	$\frac{7,1}{4-10}$
W	-	-	-	-
Cr	$\frac{14,5}{8-30}$	$\frac{58,8}{20-100}$	$\frac{47,6}{20-100}$	$\frac{13,5}{6-20}$
Ni	$\frac{18,8}{10-30}$	$\frac{51,5}{30-80}$	$\frac{40}{30-50}$	$\frac{16,7}{10-20}$
Ba	$\frac{255}{0-600}$	$\frac{490}{200-800}$	$\frac{294}{200-600}$	$\frac{133}{0-400}$
Nb	$\frac{6,2}{3-10}$	$\frac{7,2}{5-10}$	$\frac{10}{8-15}$	$\frac{8,7}{6-10}$
Mo	$\frac{1,7}{1-3}$	$\frac{1,8}{1-4}$	$\frac{1}{1-1,5}$	$\frac{1}{0-2}$
Sn	$\frac{1,4}{1-2}$	$\frac{1}{0-2}$	$\frac{1,1}{0-3}$	-
V	$\frac{121}{20-300}$	$\frac{101,5}{60-200}$	$\frac{94}{60-200}$	$\frac{22,7}{15-30}$
Cu	$\frac{108}{60-300}$	$\frac{81,5}{50-150}$	$\frac{122}{60-300}$	$\frac{60}{40-80}$
Yb	$\frac{2}{1-4}$	$\frac{1,5}{0,6-2}$	$\frac{1,9}{1-4}$	$\frac{1,7}{0,6-4}$

Примечание. 1 – вишневый кремнистый туфопелит, 2 – вишневый кремнистый туффит, 3 – голубовато-зеленый кремнистый туфопелит, 4 – голубовато-зеленый кремнистый туфопелит, 5 – голубовато-зеленый кремнистый туффит, 6 – вишнево-серый кремнистый туффит, 7, 8 – темно-серые кремнистые туффиты; n – количество анализов; числитель – среднее значение, знаменатель – пределы колебаний содержания.

Терригенно-кремнисто-туффитовая формация Озерной зоны				Содержание в земной коре по А.П. Виноградову
5	6	7	8	
n = 20	n = 15	n = 13	n = 23	
6	7	8	9	10
<u>50</u>	<u>51</u>	<u>39</u>	<u>46</u>	10
40-60	40-60	20-50	40-50	
<u>660</u>	<u>620</u>	<u>600</u>	<u>360</u>	930
500-800	500-800	500-800	0-800	
<u>20,7</u>	<u>22,3</u>	<u>16,2</u>	<u>13,3</u>	16
8-80	3-250	4-150	8-15	
<u>4400</u>	<u>3470</u>	<u>2920</u>	<u>3610</u>	4500
4000-6000	3000-4000	2000-4000	3000-4000	
<u>109</u>	<u>100</u>	<u>165,4</u>	<u>103</u>	170
100-150	80-150	100-200	60-150	
<u>19,3</u>	<u>16,3</u>	<u>11,8</u>	<u>15,1</u>	19
15-20	15-20	8-15	10-20	
-	<u>27,3</u>	<u>26,9</u>	-	13
	0-150	0-30		
<u>19,8</u>	<u>14</u>	<u>11,2</u>	<u>35,2</u>	83
15-30	10-20	0-20	20-60	
<u>20</u>	<u>19</u>	<u>7,4</u>	<u>35,2</u>	58
15-20	15-20	5-20	30-50	
<u>750</u>	<u>467</u>	<u>1769</u>	<u>1348</u>	650
500-1000	200-1000	1000-3000	200-10000	
<u>5,7</u>	<u>5,3</u>	<u>6,5</u>	<u>5,5</u>	20
4-10	5-6	5-8	5-6	
<u>1,2</u>	<u>3,5</u>	<u>1,8</u>	<u>1</u>	1,1
1-3	1-10	0-10	1	
<u>4,4</u>	<u>4,0</u>	<u>4,3</u>	<u>3,7</u>	2,5
3-10	2-5	0-15	3-4	
<u>147,5</u>	<u>143,3</u>	<u>68,5</u>	<u>126</u>	90
100-200	100-200	8-80	100-150	
<u>74,5</u>	<u>62,7</u>	<u>47,7</u>	<u>52,6</u>	47
50-100	50-200	30-150	30-100	
<u>4</u>	<u>3,6</u>	<u>5,4</u>	<u>2,8</u>	3,3
3-6	2-5	0-6	2-5	

Таблица 14 (окончание)

1	2	3	4	5
Y	$\frac{20}{8-40}$	$\frac{15,4}{6-30}$	$\frac{18}{10-40}$	$\frac{15,3}{6-40}$
Zn	$\frac{64,5}{30-100}$	$\frac{66,5}{40-100}$	$\frac{85,3}{40-150}$	$\frac{50,7}{20-200}$
Co	$\frac{16}{10-30}$	$\frac{16,2}{10-30}$	$\frac{16,2}{10-30}$	$\frac{7,3}{2-10}$
Sr	$\frac{212}{100-400}$	$\frac{212}{100-400}$	$\frac{170}{100-300}$	$\frac{110}{100-150}$
Mn	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.

яшмово-спилитовой формацией [Хераскова и др., 1979]. Предположительно, вулканиты туффито-яшмовой формации (андезито-базальты, андезиты, дациты, туфы кислого состава и туфосилициты с преимущественно фемафильным составом элементов-примесей) могут рассматриваться как конечные, обогащенные кремнекислотой и щелочами, продукты дифференциации родоначальной магмы. Начальными продуктами этой дифференциации были толеитовые базальты, щелочные оливиновые базальты подстилающей яшмово-спилитовой формации.

Вулканогенно-осадочный генезис яшм был показан в общем плане на примере многих объектов Н.С. Шатским [1954], И.В. Хворовой [Хворова, 1968; Хворова и др., 1972]. Яшмы рассматриваемой формации по всем признакам соответствуют типичным представителям этой группы пород и, очевидно, имеют тот же генезис. Здесь необходимо лишь подчеркнуть, что эксгалиционно-гидротермальная деятельность, приведшая к накоплению яшм, как и в подстилающей яшмово-спилитовой формации, пространственно и, по-видимому, генетически тесно связана с вулканизмом повышенной щелочности.

ГРУППА КРЕМНИСТО-ТУФФИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Эта группа формаций включает комплексы пород, облик которых определяют тонкозернистые туффиты и различные туфосилициты: кремнистые туффиты, тефроиды, туфопелиты. Эти формации довольно широко распространены во многих геосинклинальных областях. Примером может служить акбулакская и верхняя часть братолюбовской серий вендского комплекса Центрального Казахстана [Минервин, 1972; Зайцев, Хераскова, 1979], раннекембрийские отложения Озерной зоны Западной Монголии [Маркова, 1977; Дергунов и др., 1980а], курганская и косистекская свиты раннего ордовика Сакмарской зоны Урала [Хворова и др., 1978а].

В формационных рядах эвгеосинклиналей кремнисто-туффитовые формации занимают положение, сходное с яшмовыми формациями, как бы заменяя их. Обычно кремнисто-туффитовые формации, как и яшмовые, сменяются вверх по разрезу и частично замещают по латерали раннегеосинклинальные спилито-диабазовые формации. Однако в краевых зонах своего распространения и в участках выклинивания они могут залегать непосредственно на сиалическом основании.

Кремнисто-туффитовые формации близки к яшмовым не только по положению в структуре, но и по составу: туфосилициты в яшмовых формациях, как было

6	7	8	9	10
$\frac{44}{40-60}$	$\frac{33}{20-50}$	$\frac{50}{0-60}$	$\frac{22}{10-50}$	29
$\frac{152}{60-200}$	$\frac{145}{80-200}$	$\frac{142}{100-200}$	$\frac{86}{50-100}$	83
$\frac{33,5}{20-50}$	$\frac{28,7}{20-40}$	$\frac{16,4}{8-20}$	$\frac{38,3}{20-60}$	18
$\frac{300}{200-600}$	$\frac{300}{200-400}$	$\frac{238}{200-300}$	$\frac{287}{200-400}$	340
$\frac{760}{500-1000}$	$\frac{807}{500-1000}$	$\frac{792}{500-1000}$	$\frac{709}{400-1000}$	1000

показано выше, присутствуют в качестве второстепенных членов. Особенности состава и генезиса кремнисто-туффитовых формаций рассмотрены на примере вендских отложений Байконурского и Калмыккульского синклинориев западной части Центрального Казахстана и раннекембрийских отложений Озерной зоны Западной Монголии.

Терригенно-кремнисто-туффитовая формация Озерной зоны Монголии

Структурное и стратиграфическое положение. Терригенно-кремнисто-туффитовая формация раннего кембрия сменяет вверх по разрезу карбонатно-спилитовую. Переход между ними носит постепенный и скользящий характер, причем на западе Озерной зоны терригенно-кремнисто-туффитовая формация имеет меньший стратиграфический объем и позднее сменяет карбонатно-спилитовую формацию, чем в ее восточной части. По латерали на восток в пределах Даггандельской зоны терригенно-кремнисто-туффитовая формация, по-видимому, замещается верхней частью спилито-кератофировой и кремнисто-карбонатной формациями (см. рис. 3, 24, 25). Севернее, в районе хр. Ханхухэй, вероятно, существовала в настоящее время уничтоженная из-за горизонтальных перемещений зона перехода терригенно-кремнисто-туффитовой формации к андезитовой. Выше по разрезу терригенно-кремнисто-туффитовая формация перекрывается карбонатно-терригенными отложениями среднего кембрия [Дергунов и др., 1980а].

Характеристика состава и строения. В составе формации отчетливо преобладают две группы пород: обломочные тефрогенные, преимущественно псаммитовой размерности, и туфогенно-кремнистые, обычно тонкопелитовой и алевроитовой размерности. В качестве второстепенных членов могут присутствовать туфы базальтового состава, карбонатные породы, фтанитоиды. Очень характерным членом, отражающим условия ее накопления, являются олистостромы. Состав пород, особенно тефрогенных, отражает латеральные связи терригенно-кремнисто-туффитовой формации с другими формациями — карбонатно-спилитовой, андезитовой, спилито-кератофировой и в меньшей степени — кремнисто-карбонатной. Отличительной особенностью формации являются значительные фациальные изменения. Они вызваны размахом изменений палеорельефа, размещением и составом очагов вулканической деятельности, питающих бассейн осадконакопления пирокластическим материалом. Наиболее отчетливо фациальные изменения прослеживаются вкрест простиранья Озерной зоны с запада на восток.

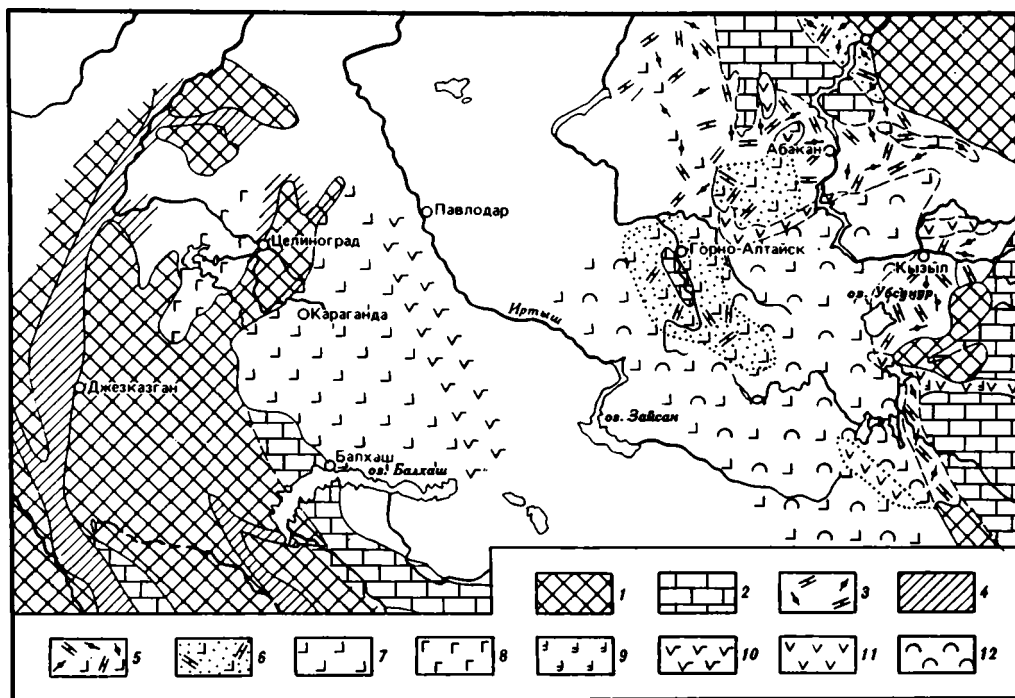


Рис. 24. Схема современного распространения ниже-среднекембрийских формаций в каледонидах Азии

1 — области сноса, сложенные в основном гранитизированными образованиями докембрия; 2—12 — формации: 2 — карбонатная, 3 — кремнисто-карбонатная, 4 — карбонатно-фтанитовая, 5 — вулканогенно-карбонатно-фтанитовая, 6 — вулканогенно-карбонатно-терригенная, 7 — спилитовая, 8 — базальт-андезито-базальтовая, 9 — базальт-трахибазальт-трахидацитовая, 10 — карбонатно-спилитовая и залегающая выше базальт-липаритовая, 11 — андезитовая, 12 — терригенно-кремнисто-туффовая

На крайнем западе, в нагорье Хар-Хира (см. рис. 6, 25) в составе формации принимают участие литокластические и кристаллокластические туфы основного состава, превращенные обычно в порфириитоиды и зеленые сланцы альбит-хлорит-эпидотового, кварц-альбит-хлорит-эпидотового, кварц-альбит-эпидот-актинолитового состава. Существенную роль играют тонкослоистые микро-слоистые туфосилициты (альбит-хлорит-эпидот-кварцевые микросланцы с реликтовыми обломочными зернами альбита и кварца алевритовой размерности). В виде отдельных прослоев и пачек встречаются бластопсаммитовые сланцы по тефрогенным песчаникам, от грубозернистых до мелкозернистых. Они отличаются ритмичной градационной (мощность ритмов 0,5—5 м) или ленточной слоистостью. В составе обломочной фракции присутствуют базальты, эффузивы кислого состава, плагиоклаз, кварц. Связующая масса имеет хлорит-эпидот-кварц-альбитовый или карбонат-кварц-альбитовый состав.

Восточнее, между нагорьем Хар-Хира и горой Чихэни-Хара-ула (запад хр. Сэрь) строение формации существенно изменяется. Исчезают туфы базальтового состава, а вместо них усиливается роль тефрогенных пород и появляется горизонт олистостром. Туфосилициты по-прежнему занимают существенное место. Они здесь переслаиваются с тефрогенными породами, нередко вместе с ними участвуют в ритмичном чередовании. В целом количество туфогенно-кремнистых пород увеличивается вверх по разрезу. Горизонт олистостром приурочен к верхней трети разреза, причем состав отложений, подстилающих этот горизонт, несколько отличается от состава отложений, его перекрывающих. Резко возрастает количество тонкозернистых разностей туфосилицитов и кремнистых туфо-

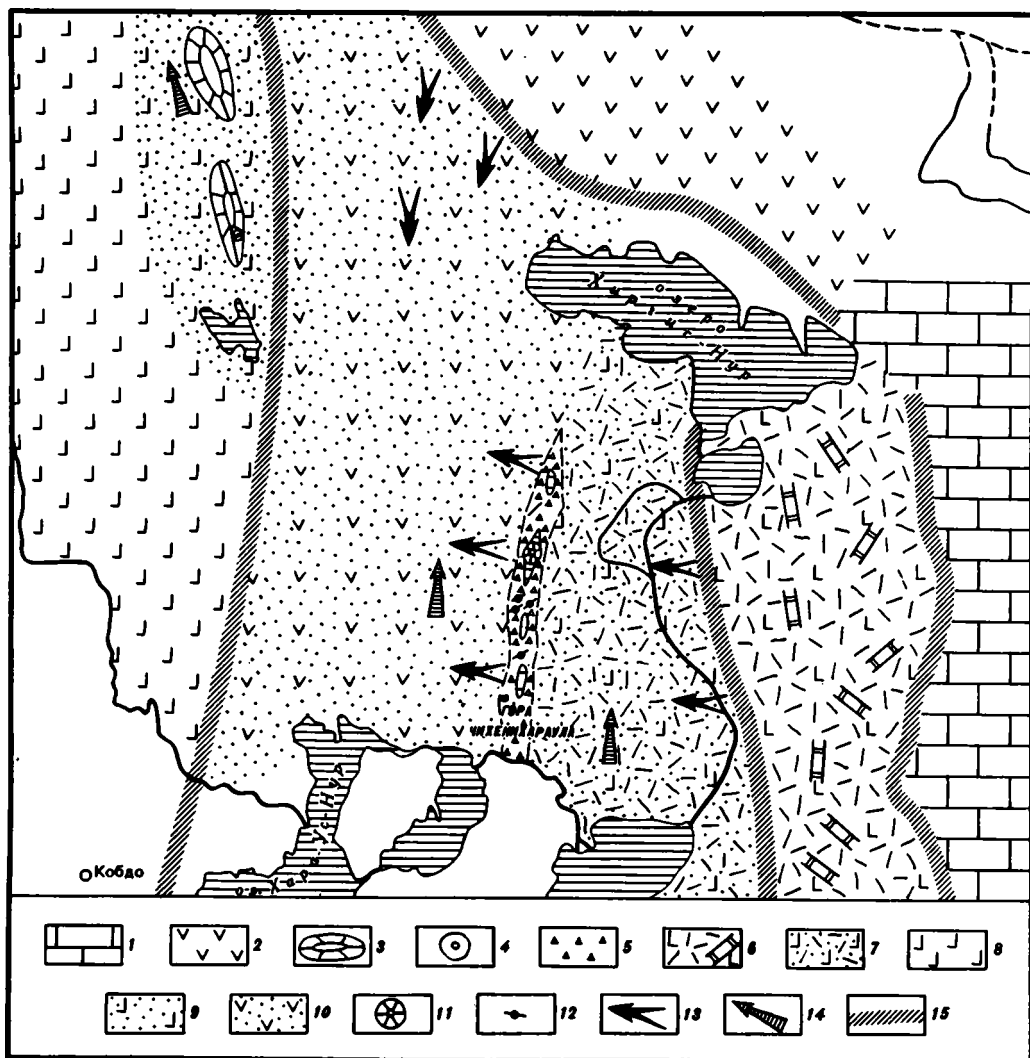


Рис. 25. Фациальная схема Западной Монголии в раннем кембрии. Составлена с использованием материалов А.Б. Дергунова, Б. Лувсанданзана

1 — карбонатные отложения, преимущественно известняки; 2 — андезитовые и андезито-базальтовые порфиры и их туфы; 3 — рифовые массивы; 4 — водоросли; 5 — карбонатные брекчин; 6 — вулканы спилито-кератофирового состава, сверху доломиты, доломитистые известняки, прослои кремней; 7 — тифротурбидиты с основным и кислым составом тифры; 8 — спилиты; 9 — тифротурбидиты с основным составом тифры; 10 — тифротурбидиты с андезитовым составом тифры; 11 — археоциты; 12 — спонголиты; 13 — направление сноса обломочного материала; 14 — направление контурных течений; 15 — современные границы фациальных зон

пелитов. Тифрогенные песчаники слагают лишь прослои 5-15 см. Это говорит, очевидно, об увеличении глубоководности фаций снизу вверх по разрезу.

Тифрогены. Обладают темно-, грязно-зеленой окраской и отличаются разнозернистостью, плохой сортировкой материала. Для них характерны различные типы градационной ритмичной слоистости. Мощность ритмов изменяется в довольно широких пределах, в среднем от 1 до 10 м. Обычно преобладает песчаный элемент ритма. Однако в основании наиболее крупных ритмов могут присутствовать гравелиты и мелкогалечные конгломераты или грубозернистые песчаники, содержащие маломощные прерывистые слойки, обогащенные гравием

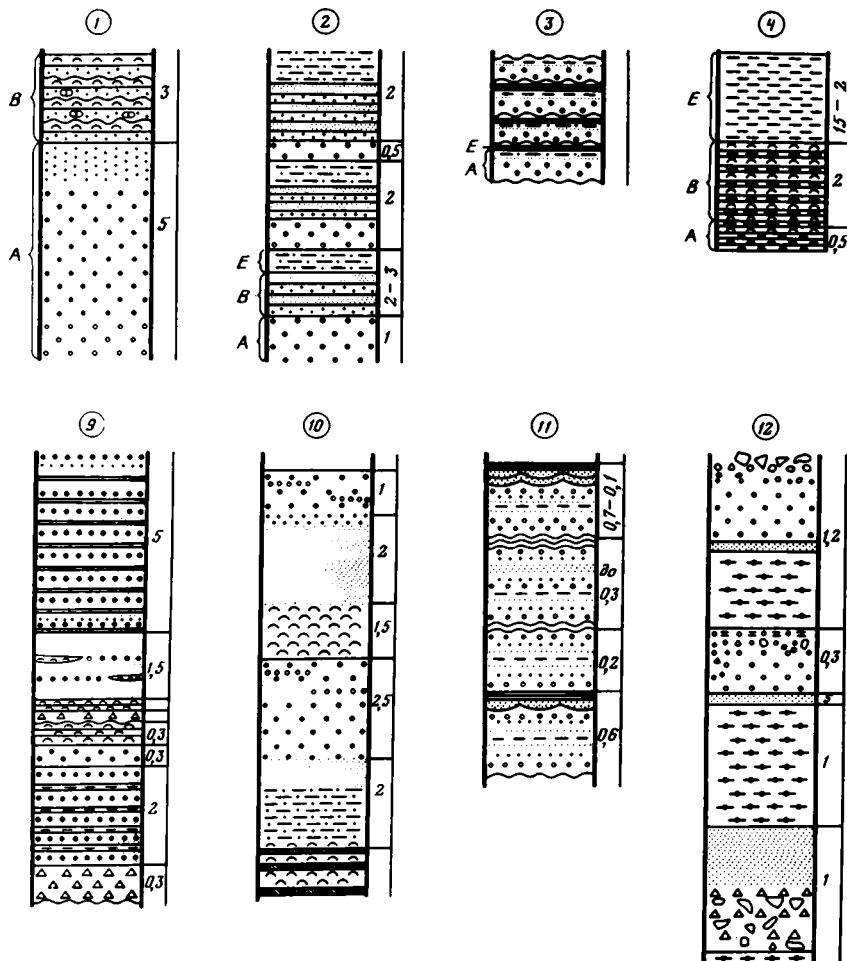
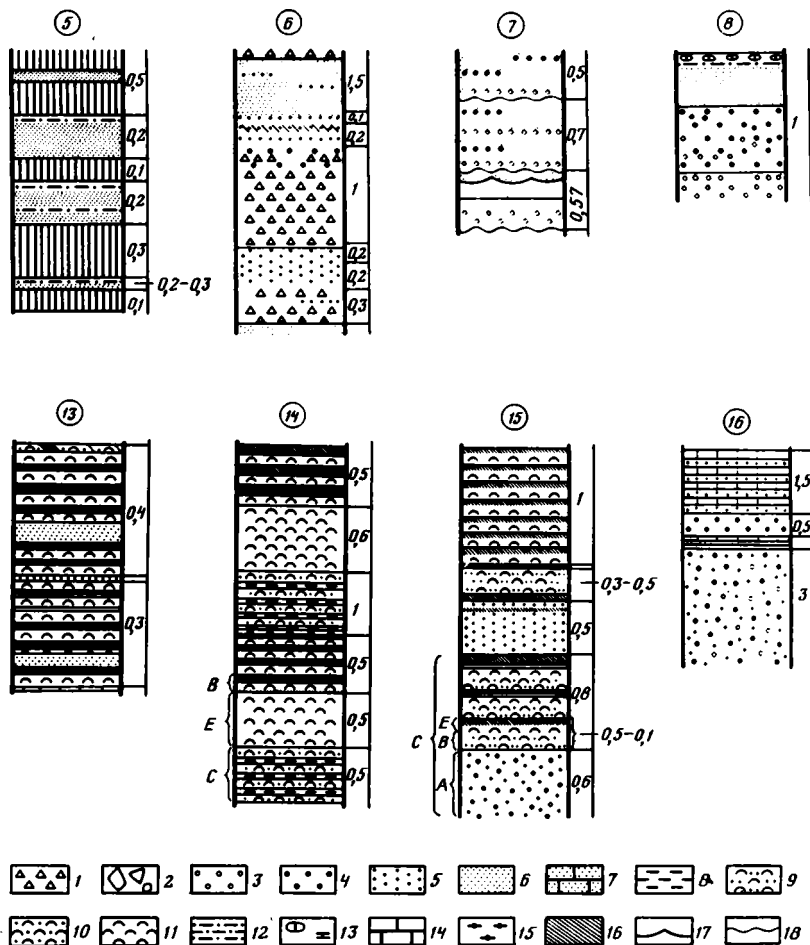


Рис. 26. Типы слоистости в породах терригенно-кремнисто-туфитовой формации Западной Монголии

1 — брекчия; 2 — брекчия с крупными глыбами известняков; 3 — конгломераты; 4 — гравелиты; 5 — грубозернистые песчаники; 6 — песчаники; 7 — известковистые песчаники; 8 — глинистые туфопелиты; 9, 10 — кремнистые туфиты: 9 — мелкозернистые, 10 — тонкозернистые; 11 — кремнистые туфопелиты; 12 — алевролиты; 13 — карбонатные конкреции, известковистые; 14 — известняки; 15 — фтаниты; 16 — потоковая слоистость в туфопелитах и кремнистых туфитах; 17 — волнистая микрослоистость; 18 — размыв. Цифры в кружках, буквы — см. в тексте

и галькой. В тех случаях, когда в основании ритма наблюдается поверхность размыва, в нижней части ритма присутствуют обломки и "лепешки" туфосилицитов, попавших в осадок в неполностью консолидированном состоянии. Обычно они обогащают отдельные прерывистые слойки. В верхней части всех ритмов, и особенно в наиболее маломощных, где отсутствуют грубозернистые разности, появляются алевролиты, алевролитистые глинистые породы и слои, обогащенные обломочным карбонатом.

Изучение типов ритмичной градационной слоистости и сравнение их с морфологическими типами, описанными А.Бума [Bouma, 1962], И.В. Хворовой [1978] и др., а также петрографические особенности пород позволяют относить тефрогенные породы формации к осадкам различных автокинетических потоков, преимущественно турбидитных и зерновых (тефротурбидиты). Для них хорошо применима модель А.Бумы (рис. 26, 1—4, 15), но отложение материала здесь происходит из пирокластического потока, поэтому мощность многослоя, размеры фрагментов



определяются в значительной степени составом и силой извержения. В результате толщи тефротурбидитов отличаются более разнообразной и менее правильной градационно-ритмичной слоистостью, пестрой окраской по сравнению с флишем.

В тефротурбидитах в основании многослоя (А) обычно присутствует тефрогенный грубозернистый песчаник, гравелит или конгломерат, содержащий в обломках, помимо тефрогенного, также и другой обломочный материал (известняки, туфопелиты, туфосилициты). Выше зернистость тефрогенного песчаника уменьшается и кристаллокласты начинают преобладать над литокластами. Наиболее грубая часть этого слоя может быть отделена от более мелкозернистой относительно четкой границей (рис. 27, 28). Выше следует пачка (В) или (В) и (Д), если нет слоя (С) — тонкого чередования мелко- и среднезернистых тефроидов. При этом отдельные слои (В) могут быть разделены поверхностями размыва. В других случаях слой (В) представлен одной или несколькими градационными сериями, более мелкозернистыми и менее мощными, чем в слое (А) (см. рис. 26, 1, 2). Слой (С) развит не всегда, чаще всего лишь в менее мощных многослоях с плохо выраженным слоем (В) (см. рис. 26, 14). Завершает разрез многослоя пачка микрослоистых или неслоистых туфопелитов (слой Е или ДЕ). Если пирокластический материал был только мелкозернистым, то слой (А) может быть образован пепловым туфом, слой (В) — тонким горизонтальным

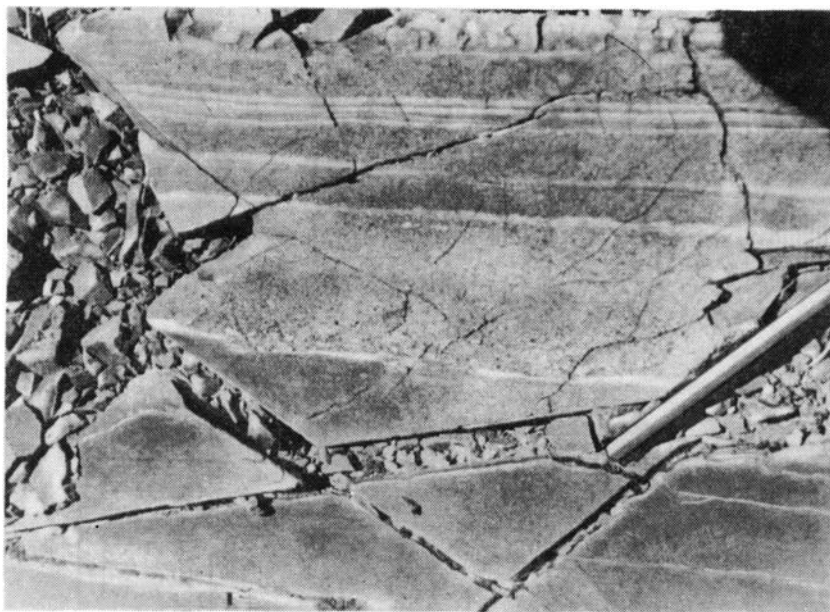


Рис. 27. Тонкая градационная слоистость в тефротурбидитах терригенно-кремнисто-туффитовой формации Озерной зоны МНР, хр. Сэрь

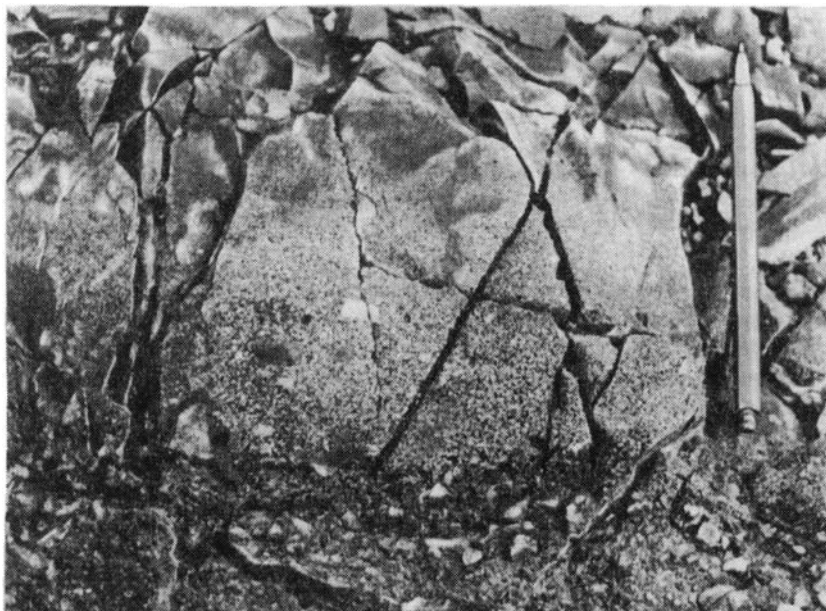


Рис. 28. Градационная слоистость в тефрогенных песчаниках (тефротурбидиты терригенно-кремнисто-туффитовой формации Озерной зоны МНР, хр. Сэрь

чередованием пеплового туфа и туфопелита, а слой (E) — глинизированным очень тонким туфопелитом (см. рис. 26, 4).

Помимо отложений турбидитных потоков, имеются, по всей вероятности, также отложения типа флюксотурбидитов или незрелых турбидитов. Для них характерна инверсионная или маятниковая слоистость, присутствие прерывистых



Рис. 29. Маятниковый тип градиационной слоистости в тефрогенных породах (флуксотурбидит) терригенно-кремнисто-туфитовой формации Озерной зоны МНР. В обломках псефитовой размерности находятся туфосилициты, попавшие в осадок в не полностью консолидированном состоянии

слоев, обогащенных более грубым материалом. Флуксотурбидиты встречаются на склонах подводного палеоподнятия восточнее горы Чихэни-Хара-ула (см. рис. 26, 6—12; 29).

Для тефрогенных пород характерны также отложения донных течений (контуриты). Наиболее широко они распространены в верхней части формации. Образуют слои 0,5—1,5 см, сложенные зернистыми тефроидами с отчетливой горизонтальной, волнистой или потоковой слойчатостью (рис. 30, 31). Среди осадков турбидных потоков и контурных течений встречаются также осадки, которые по текстурным и структурным признакам ближе всего к осадкам зерновых потоков. Они образуют самостоятельные довольно мощные пачки пластов с нечеткой градиационной слоистостью (см. рис. 26, 5, 13) или пласты массивных тефрогенных песков с резкими нижним и верхним контактами мощностью 1—30 см, разделенные маломощными пачками тонкослойчатых осадков. В последнем случае осадки зерновых потоков частично переработаны течениями.

Обломочная фракция тефрогенных пород имеет сложный состав. По преобладанию обломков того или иного типа можно выделить несколько разновидностей. В нижней части формации среди грубозернистых и гравелитистых песчаников распространены разности, в составе обломков которых преобладают базальты, в том числе пузыристые стекловатые, похожие на обломки пемзы. Они обычно образуют наиболее крупные зерна размером 1—3 мм. Более мелкая фракция (0,2—0,5 мм) представлена обломками андезитовых пор-



Рис. 30. Тонкослоистые туфосилициты (контуриты) терригенно-кремнисто-туфитовой формации Озерной зоны МНР

фиритов, кислых эффузивов, обломками кристаллов плагиоклаза. Встречаются единичные зерна кварца.

Наиболее распространены по всему разрезу грубозернистые, разномзернистые песчаники, обломочная фракция которых по составу близка обломочной фракции тефрондов и туфитов андезитовой формации. Это в основном андезитовые порфириды и пелитизированный альбит. Им подчинены кислые эффузивы, альбитизированный калиевый полевой шпат. В виде единичных зерен встречаются спилиты, гиалобазальты, известняки, туфопелиты, кварц, эпидозиты, микрокварциты по известнякам, породы жильного облика. Изредка встречаются прослои, в которых существенное место занимают округлые, как бы оплавленные зерна кварца, похожие на пирокласты.

Состав обломочной фракции в средне-мелкозернистых песчаниках и алевролитах более однообразен. Как правило, преобладают слабоокатанные таблитчатые кристаллы пелитизированного альбита и обломки стекла неправильной формы, целиком замещенные лейкоксенизированным рудным материалом или хлоритом и рудным минералом, в виде единичных зерен может присутствовать кварц. Мелкозернистые песчаники и алевролиты часто связаны постепенными переходами с известковистыми песчаниками и алевролитами, слагающими прослои толщиной в несколько сантиметров в кровле ритмично-градированных пачек. Они отличаются присутствием большого количества карбоната (до 50—70%), обычно с сохранившимися реликтами его обломочной породы.

Как видно из приведенного описания тефрогенных пород, их обломочная фракция сформирована за счет тефры (в основном резургентной) базальтового, андезитового и кислого состава. Различные соотношения этих компонентов определяют все многообразие пород. По-видимому, эти породы возникли за счет переноса и дифференциации автокинематическими потоками тефры и нелитифицированных туфовых накоплений, слагающих отдельные вулканические постройки и прилегающие к ним участки дна. В небольшом количестве поступали продукты разрушения подстилающих пород и известняков, образующихся на



Рис. 31. Осадки контурных течений, представленные тонким чередованием туфосилицитов (светлое) и тонкообломочных известняков (темное). В обломочных известняках видна горизонтальная и потоковая микрослойчатость. Терригенно-кремнисто-туфитовая формация Озерной зоны МНР, хр. Сэрэ

вулканических поднятиях. Из-за того, что весь обломочный материал испытал перенос и обработку в условиях водной среды, в настоящее время практически невозможно различить тефрогенный и вулкано-терригенный материал. Однако, судя по тому что преобладают породы смешанного состава, обломки имеют свежий, неизменный облик, переслаиваются с кремнистыми туффитами, их формирование шло главным образом за счет различных нелитифицированных туфовых накоплений, переработанных и перемешанных благодаря действию автокинетических потоков. Основная масса тефры андезитового и кислого состава поступала, по-видимому, с севера из зоны развития андезитовой формации. Тефрогенный материал базальтового состава поставляли, очевидно, местные очаги вулканизма, находившиеся в западной части Озерной зоны, например в нагорье Ха-Хира.

Тонкозернистые туффиты и туфосилициты. Образуют обособленные пачки, разделяющие отдельные ритмы и серии ритмов тефрогенов. Это тонкозернистые породы голубовато-серого, табачно-зеленого и лиловато-серого цвета. Внешне они довольно разнообразны: от массивных и неяснослоистых до микрослоеватых. Встречаются твердые кремневидные породы и более мягкие — аргиллитоподобные. Чаще всего массивные неслоистые разности более крепкие, кремневидные образуют слои толщиной от первых сантиметров до 0,5 м, которые чередуются со слоями или пачками слоев мощностью от 1—2 см до 1—2 м, в которых наблюдается тонкая горизонтальная микроволнистая или косая однонаправленная слойчатость. Микрослойчатые разности, как правило, менее крепкие аргиллитоподобные.

Таблица 15

Химический состав туфопелитов и кремнистых туффитов
терригенно-кремнисто-туффитовой формации Озерной зоны МНР, вес. %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Темно-серый кремнистый туффит	61,24	0,47	15,70	1,61	6,82	0,28	3,58
"	61,55	0,68	16,24	1,01	7,14	0,28	3,54
Голубовато-зеленый кремнистый туффит	63,78	1,02	13,85	5,18	3,77	0,11	2,43
Голубовато-зеленый туффит	61,14	0,87	17,54	1,78	4,17	0,11	1,96

подобные. Туффиты состоят из криптозернистой хлорит-соссюритовой, кремнисто-хлорит-соссюритовой массы с примесью оскольчатых, обломочных зерен альбита, иногда альбита и кварца. В основной массе хорошо видны реликты пепловой структуры. Рогульки соссюритизированного стекла размером 0,01—0,02 мм, реже до 0,1 мм погружены в хлоритовую или кремнисто-хлоритовую массу. В разностях лилового цвета рогульки стекла гематитизированы. Градационная слоистость выражена в обогащении верхней части слоев мелкими рогульками стекла, а нижней — более крупными кристаллокластами альбита.

Химический состав туфосилицитов (табл. 15) показывает, что они беднее SiO₂ и богаче Al₂O₃ по сравнению с туфосилицитами туффито-яшмовой формации, однако близки к ним по количеству щелочей. По содержанию микроэлементов (см. табл. 14) они существенно отличаются от туфосилицитов туффито-яшмовой формации отсутствием преобладания элементов фемафильной группы. Особенно низки содержания Cr, Ni. Характерно обогащение Mo, Sn, Zr, Co, Li. Это, по всей вероятности, свидетельствует о большой роли пирокластики, привнесенной из зоны накопления андезитовой формации.

Можно полагать, что массивные разности туффитов представляют собой тонкие пепловые туфы среднего и кислого состава, осажденные через толщу воды, вместе с некоторым количеством хемогенного кремнезема. Такое большое количество тонкого пеплового материала среднего и кислого состава приносилось в основном из области накопления андезитовой формации, где существовали крупные вулканы центрального типа с высокими коэффициентами эксплозивности. Тонкослоистые, косослоистые аналоги туфосилицитов и туффитов представляют собой те же осадки, но переработанные течениями контурного типа, небольшими суспензионными потоками (тефротурбидиты). Замеры направлений падений косой слойчатости в контуриках показали, что течения были ориентированы преимущественно с юга на север.

Олистостромы. Образуют горизонт мощностью 50 м. Представляют собой микститы темно-, грязно-зеленого цвета, состоящие из обломков совершенно не сортированных по размеру (от 1—2 см до 2—3 м) и степени окатанности (от угловатых глыб до хорошо окатанных галек). Матрикс микститов то очень скудный, то довольно обильный, представлен грубозернистым, разнотернистым песчником. В обломочном материале всех фракций, за исключением наиболее грубой (0,5—3 м), преобладают (80—90%) продукты разрушения пород основного состава: спилиты, диабазы, плагиоклазовые порфириты

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	Сумма	Рассчитанное количество свободного SiO ₂ %
1,82	2,92	0,79	0,14	0,18	3,58	0,53	99,66	28
1,76	3,26	0,94	0,12	0,49	3,18	Нет	100,19	25
2,77	2,56	1,54	0,15	0,35	2,18	"	99,79	27
6,01	1,46	2,25	0,17	0,41	2,36	"	100,23	—

дайкового и субвулканического облика, гематитизированные гиалобазальты, гиалокластиты. Наиболее мелкая фракция представлена обломками плагиоклазов. Все другие компоненты встречаются в гораздо меньшем количестве: серпентинизированный оливин, пироксены, андезитовые порфириды, единичные зерна кварца и обломки липаритовых порфиров. Наиболее крупные обломки и глыбы, как правило, совершенно неокатанные, представлены известняками.

Среди микститов имеются маломощные горизонты тефрогенных гравелитов и песчаников. Подобными песчаниками и гравелитами олистостромовый горизонт замещается по простиранию. Образование олистостромов, очевидно, происходило в непосредственной близости или на небольшом удалении от внутрибассейновых поднятий, сложенных в основном породами карбонатно-спилитовой формации и, возможно, гипербазитами. Поднятия эти могли быть подводными, но чаще, по-видимому, представляли собой отмели, благоприятные для накопления карбонатов, и острова, где создавались условия для окатывания галечного материала. Эти поднятия, возникающие в лобовой части горизонтально движущихся пластин, часто имели крутые обрывистые склоны, вблизи которых возникали осыпи и обвалы. В более глубоководную часть бассейна обвальнo-осыпные и оползневые отложения могли переноситься автокинетическими потоками. Положение олистостромы внутри разреза формации свидетельствует о конседиментационном характере горизонтальных тектонических движений.

Еще далее на восток, в окрестностях и к востоку от горы Чихэни-Хара-ула (см. рис. 25), терригенно-кремнисто-туффовая формация вновь претерпевает фацциальные изменения. В видимой нижней части разреза здесь преобладают рифогенные известняки и продукты их разрушения — карбонатные брекчии. Кроме того, в небольшом количестве появляются кремнистые породы типа спонгиозных фтанитов (рис. 32). Верхняя часть разреза по составу близка к описанным выше разрезам западнее горы Чихэни-Хара-ула.

Отличительной особенностью разрезов этого типа являются хорошо сохранившиеся рифовые постройки со всеми сопутствующими им отложениями. Цепочка известняков в виде барьера (см. рис. 25) протягивается с юга на север через среднюю часть хр. Сэрь (район горы Чихэни-Хара-ула). Эта группа фаций, по всей вероятности, характеризует грядобразное поднятие, первично, скорее всего, тектоническое, не доступное для аллохтонного обломочного материала и благоприятное для накопления биогенных и хемогенных осадков. Основу тела рифов слагают серые, светло-серые массивные известняки,

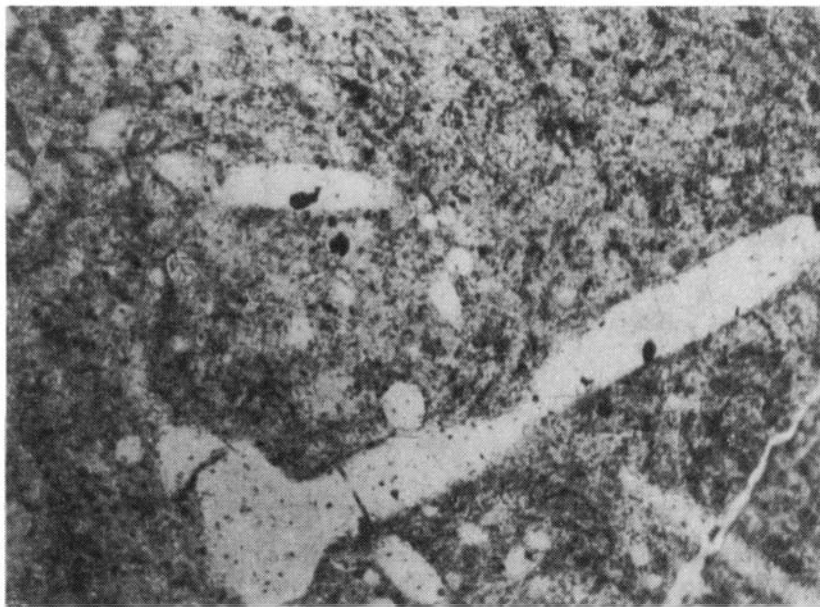


Рис. 32. Спонгиевый фтанит. Терригенно-кремнисто-туффовая формация Озерной зоны МНР. Без анализатора, ув. 120

иногда брекчиевидные и кавернозные, состоящие в основном из остатков археоциат и известковых водорослей типа *Eryphyton*. Среди рифогенных известняков встречаются прослои и линзы брекчий с тонкими пропластками фтанитов. По-видимому, они представляют собой отложения фации внешнего края рифа. Карбонатные брекчии состоят из неокатанных обломков рифогенных известняков размером от первых сантиметров до 1 м. Промежутки между ними заполнены угловатыми обломками спонгиевых фтанитов гравийной размерности. Здесь же встречаются прослои и линзы спонгиевых фтанитов, послуживших материалом для кремневых обломков брекчий.

Отложения сходного типа прослеживаются и на удалении от крупных рифовых тел, а также непосредственно выше них, хотя и имеют несколько иное строение. Здесь наблюдается чередование темно-серых, зеленовато-черных тонкослоистых кремнистых туффов, карбонатных брекчий и грубозернистых гравелитистых тефрогенных песчаников с прямой и инверсионной градационной слоистостью. Изредка встречаются маломощные (1—2 м) линзы (возможно, отторженцы) известняков. В этих карбонатных брекчиях по сравнению с близрифовыми размер обломков известняков уменьшается и, как правило, не превышает 3—10 см. Кроме того, становится более разнообразным обломочный материал, связующий массы. Наряду с обломками кремнистых пород и кремнистых туффов, значительное место занимают обломки эффузивов основного, кислого состава, осколки интрателлурических вкрапленников плагиоклаза и кварца. По составу обломков связующая масса этих карбонатных брекчий становится близка описанным выше тефрогенным песчаникам. Отличие заключается в том, что в брекчиях все же преобладают обломки осадочных пород, а в тефрогенных песчаниках — вулканических. При этом следует отметить почти полное исчезновение обломков в брекчиях андезитовых порфириров. По-видимому, рифовые фации были приурочены к поднятию, служившему барьером для проникновения автокинетических потоков, переносивших материал андезитовой формации.

В средней части наиболее крупного рифового массива встречена своеобраз-

ная пачка пород мощностью от 50 до 100 м, состоящая из тонко переслаивающихся серых тонкозернистых известняков с включениями спикул кремневых губок, серых спонголитов и красновато-серых яшмовидных туфогенно-кремнистых пород, также содержащих остатки кремневых губок. Мощность прослоев изменяется от нескольких сантиметров до 0,5 м. По-видимому, эти породы образуют фацию зарифовой лагуны. Фации зарифовой лагуны тяготеют к восточному краю рифовых построек, а брекчии фации внешнего края — к западному.

В верхней части разрезов этого типа преобладают тонкослоистые туфосилициты, близкие к туфосилицитам, развитым во всех разрезах терригенно-кремнисто-туфитовой формации. Однако они здесь имеют темно-серый цвет.

Восточнее горы Чихэни-Хара-ула, южнее горы Тэбэг-ула (см. рис. 3, 25), из разреза исчезают рифогенные известняки. По-видимому, их место занимает 30—70-метровый горизонт пород, по составу соответствующий описанной выше фации зарифовой лагуны. Это белые и серые тонкослоистые известняки с включениями кремневых губок и маломощными (10—15 см) прослоями белых фарфоровидных спонголитов. Большая часть разреза этого типа слагается толщей градиционно-слоистых, ритмично-слоистых тефрогенных пород различной зернистости — от мелкогалечных, насыщенных конгломератами, до туфопелитов и кремнистых туфопелитов. Мощность отдельных ритмов изменяется от первых метров до нескольких десятков метров. Часты размывы, нарушения слоистости и послонные оползания. Морфология слоистости, петрографические особенности пород позволяют предполагать, что это в основном осадки незрелых турбидитных потоков, частично переработанные донными течениями контурного типа. Направление течений — с юга на север.

Обломочная фракция тефрогенных пород имеет контрастный состав. В грубо- и крупнозернистых разностях тефрогенных песчаников преобладают обломки спилитов. В меньшем количестве (10—20%) присутствуют обломки зеленокаменноизмененных кислых эффузивов (кератофиров), которые впервые появляются в грубообломочной фракции восточных разрезов. В конгломератах и гравелитах, развитых в основании ритмичноградирированных пачек, помимо обломков вулканитов, имеются плоские гальки и обломки туфосилицитов эдафогенного происхождения, попавших в осадок в неполностью консолидированном состоянии. В этом проявилась эродирующая сила автокинетических потоков, участвующих в накоплении этих пород. Более мелкая (0,1—0,3 мм) обломочная фракция грубо-зернистых разностей и все обломки в средне- и мелкозернистых песчаниках представлены слабоокатанными и неокатанными серицитизированными и сосюритизированными плагиоклазами. В виде небольшой примеси (10—15%) могут присутствовать кварц и калиевый полевой шпат.

Контрастный базальт-липаритовый состав обломочной фракции тефрогенных пород, отсутствие в ней пород андезитовой формации заставляют предполагать, что эти породы образованы за счет тефрогенного материала, поступившего из зоны накопления спилито-кератофировой формации, расположенной к востоку в пределах Дагандельской зоны (см. рис. 3, 25).

Условия образования. Терригенно-кремнисто-туфитовая формация образована за счет тефрогенного материала различной зернистости, в основном псаммитовой и пелитовой размерности, приносимого главным образом автокинетическими потоками. Осадки слагали долинно-веерные системы, формировавшиеся на склонах вулканических цепей и в разделявших их котловинах. Наиболее тонкий пепловый материал мог переноситься по воздуху и осаждаться через толщу воды. Меньшее значение имели хемогенная садка кремнезема и биогенные накопления карбонатов.

В западной части Озерной зоны тефрогенный материал имеет преимущественно базальтовый состав. Его источником являлись расположенные здесь очаги вулканизма. В средней части Озерной зоны тефрогенный материал,

в значительной мере андезитового состава, поступал, вероятно, с севера и юга, из областей развития андезитовой формации. Наконец, в восточной части Озерной зоны, примыкающей к Дагандельской зоне, источником тефры являлась спилито-кератофировая формация.

Область накопления терригенно-кремнисто-туффитовой формации отличалась расчлененным рельефом, частично сформированным в результате вулканической деятельности во время накопления подстилающей карбонатно-спилитовой формации. Области поднятий фиксируются распространением рифогенных построек. Наблюдаются признаки повышения глубоководности фаций по мере накопления формации — исчезновение вверх по разрезу известняков, сокращение мощности прослоев крупнозернистых тефрогенных пород, увеличение мощности туфопелитов.

Терригенно-кремнисто-туффитовая формация Калмыккульского и Байконурского синклиниория

Структурное и стратиграфическое положение. Терригенно-кремнисто-туффитовой формации соответствуют акбулакская и верхняя часть братолюбивской серии вендского возраста, распространенные вдоль восточного крыла Байконурского синклиниория и на северном его продолжении, в Калмыккульском синклиниории (см. рис. 1, 10). Ранее эти образования описывались в составе вулканогенно-терригенной формации [Зайцев, Хераскова, 1979].

В Калмыккульском синклиниории формация постепенно сменяет, возможно, частично замещает яшмово-диабазовую формацию. По геофизическим данным подобные соотношения предполагаются и для осевой части Байконурского синклиниория [Строкин, 1974]. По латерали на юг (в пределах антиклиниория Большого Каратау) и на восток (в краевой части Улутау-Северо-Тяньшанской области докембрийской складчатости) терригенно-кремнисто-туффитовая формация замещается пестроцветной терригенной кварцево-аркозовой молассоидного облика (рангская свита), залегающей резко несогласно на сналическом основании. Разрезы, характеризующие фациальный переход терригенно-кремнисто-туффитовой формации в пестроцветную терригенную кварцево-аркозовую, известны в настоящее время вдоль зоны сочленения Байконурского синклиниория с Улутау-Северо-Тяньшанской областью докембрийской складчатости (рис. 33, разрезы горы Кулман, рек Коксу, Шилисей). Здесь терригенно-кремнисто-туффитовая формация залегает несогласно, с размывом на сналическом основании (порфировой формации верхнего рифея), и содержит значительное количество пестроцветного грубообломочного терригенного материала (аллофильный член формации).

Вверх по разрезу терригенно-кремнисто-туффитовая формация по резкой и четкой, часто несогласной, границе перекрывается терригенно-фтанитовой или спарагмитовой.

Характеристика состава и строения. Состав терригенно-кремнисто-туффитовой формации определяет разнородный материал: вулканогенный, преимущественно пирокластический, базальтового, альбитофирового и кварцево-альбитофирового состава, хемогенный (кремнистый) и терригенный (продукты размыва верхнерифейской орогенной формации и гранитов). Многообразие источников, питавших бассейн, разные пути поступления материала в осадок, смешение его при седиментации обусловили большой набор пород, характеризующих данную терригенно-кремнисто-туффитовую формацию.

Облик формации определяют тонкозернистые туффиты, тефроиды, туфопелиты, тонкозернистые пепловые туфы зеленой (преобладает), бирюзовой, красной, черной окраски. Количество других пород подвержено значительным колебаниям и

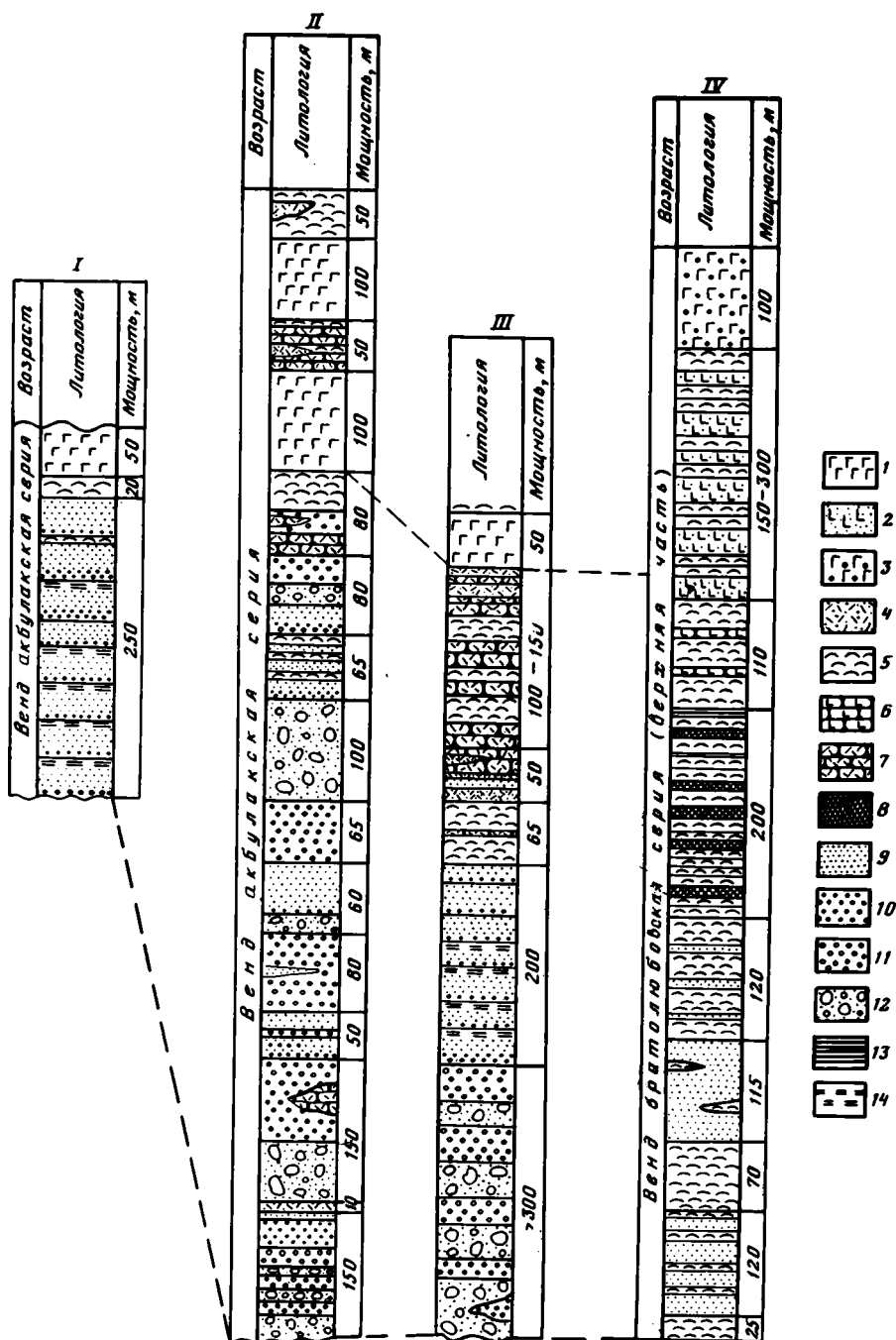


Рис. 33. Схема сопоставления разрезов терригенно-кремнисто-туфитовой формации Калмыккульского и Байконурского синклинириев

1 — диабазы; 2 — туфы и туфиты основного состава; 3 — туфоконгломераты, состоящие из обломков пород преимущественно основного состава; 4 — пепловые туфы кислого состава; 5 — туфосилициты; 6 — туфиты с пирокластикой основного состава; 7 — туфиты с пирокластикой кислого состава; 8 — яшмы; 9 — песчаники и туфопесчаники; 10 — гравелиты; 11 — мелкогалечные конгломераты; 12 — крупногалечные и валунные конгломераты; 13 — туфоаргиллиты; 14 — красноватые алевролиты и аргиллиты. I — р. Коксу, II — гора Кулман, III — реки Жиделиозен, Шилисай, IV — р. Ишим

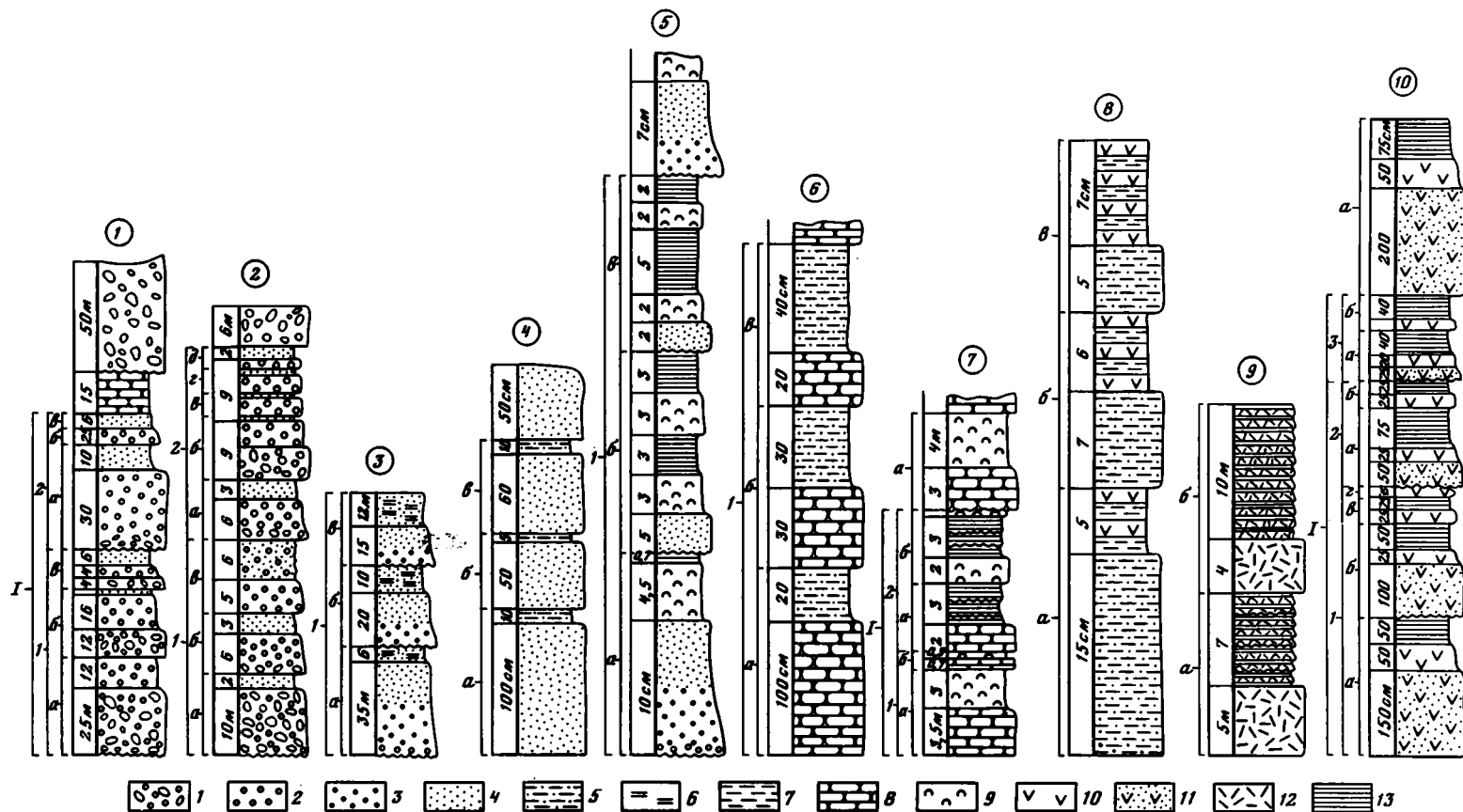


Рис. 34. Типы ритмичности и градационной слоистости в породах терригенно-кремнисто-туфитовой формации Байконурского синклинария

1 — крупногалечные и валунные конгломераты; 2 — мелкогалечные конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — песчаники и туфопесчаники; 5 — алевролиты и туфалевролиты; 6 — красноцветные алевролиты и аргиллиты микрослоистые; 7 — серовато-зеленые туфоаргиллиты; 8 — туфиты, тейроиды; 9 — туфосилициты; 10 — туфы альбитофирного состава; 11 — крупнозернистые туфиты и тейроиды с пирокластической альбитофирного состава; 12 — пепловые туфы кислого состава; 13 — микро- ритмиты. Цифры в кружках — типы ритмов (см. текст)

меняется от разреза к разрезу. Это диабазы, их туфы, гиалотуфы и гиалокластиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, конгломераты, песчаники, алевролиты.

Для формации характерно четко выраженное слоистое, часто ритмичное строение. Мощность отдельных ритмов изменяется от десятков метров до долей сантиметра (рис. 34). Нередко ритмы разных масштабов находятся в последовательном подчинении — мелкие ритмы оказываются частями более крупных. Между отдельными ритмами, особенно макроритмами, нередко наблюдаются следы размыва, внедрения в подстилающий осадок (рис. 35), взмучивания и размыва неконсолидированного осадка, послонные оползания. Пирокластика основного и кислого состава, как правило, несет следы обработки и переноса в условиях водной среды. Ритмичность пирокласто-осадочных пород связана как с изменением размера обломков (туфопесчаник—туфоалевролит), так и с вариациями количества пирокластического и кремнистого материала.

Как правило, роль пирокластического и кремнистого материала увеличивается в верхних частях ритмов, а в нижней части ритмов в большем количестве присутствует терригенный материал. Микроритмичное чередование в верхних частях ритмов обусловлено изменением количества тонкозернистого пирокластического материала, погруженного в глинистую, преобразованную в хлорит, или кремнистую массу. Ритмичное чередование терригенных пород связано с закономерными изменениями их зернистости — уменьшением размера обломков в верхних частях ритмов. Обломочный материал этих пород особенно грубый, имеет сиалистическое происхождение и хорошо окатан. Обломочный материал эдафогенного происхождения в этих породах окатан гораздо слабее, часто не окатан вовсе.

Состав вулканогенного материала, его количество и соотношение с терригенным материалом изменяется на площади. Так, в Калмыккульском синклинии, где терригенно-кремнисто-туфитовая формация сменяет вверх по разрезу яшмово-диабазовую, в ее составе преобладают пепловые туфы и кремнистые туфиты с пирокластикой базальтового состава. Появляются также гиалотуфы и гиалокластиты базальтового состава. Кремнистые туфоалевролиты, туфопесчаники, туфиты с пирокластикой кислого состава им резко подчинены. Количество терригенного материала сиалистического происхождения не превышает 20—30%. В нижней части формации (см. рис. 33) здесь преобладают аркозовые и полимиктовые песчаники зеленовато-серые, красновато-серые разнозернистые до гравелитистых, которые переслаиваются с вишневыми и голубовато-зелеными тонкослоистыми кремнистыми туфитами и туфопелитами. Песчаники образуют прослои толщиной от первых метров до 15—20 м. Слои туфосилицитов по мощности не превышают первые метры, в исключительных случаях пачки в несколько десятков метров. Внутри пачек туфосилициты образуют многослой мощностью от 30 см до 1 м. Внутри многослоя наблюдается ритмичное переслаивание кремнистых туфитов и туфово-кремнистых микроритмитов. Слоистость горизонтальная, редко микроволнистая.

Верхняя часть формации образована чередованием кремнистых туфитов, туфопелитов, гиалотуфов базальтового состава и туфитов. Текстура пород слоистая, от нечеткой неправильной (в туфах) до тонкой горизонтальной. Мощность формации в этом районе достигает 1500 м.

Южнее, на восточном крыле Байконурского синклиория, в зоне фациального перехода терригенно-кремнисто-туфитовой формации в петроцветную терригенно-кварцево-аркозовую, в составе формации увеличивается (до 60%) количество терригенного материала, в том числе грубообломочного, являющегося, по-видимому, аллофильным для рассматриваемой формации. В этой же зоне в пестроцветных туфосилицитах преобладает пирокластический материал кислого состава.

В основании формации (см. рис. 33, разрезы в окрестностях горы Кулман, рек Акбулак, Жиделиозен) здесь имеются базальные конгломераты, состоящие



Рис. 35. Следы размыва в основании ритмичноградирированной пачки в терригенно-кремнисто-туффи-товой формации, р. Сарыбулак

из галек пород подстилающей верхнерифейской орогенной порфировой формации и прорывающих ее гранитов. Выше появляются более мелкозернистые породы. Для этой части разреза характерны в нижней части волнистая слоистость прибрежно-морского типа, в верхней — горизонтальная, градиционно-ритмичная (см. рис. 34, 1,2). Мощность отдельных ритмов изменяется от 15—20 м до нескольких сантиметров. Верхи разреза формации слагаются ритмично переслаивающимися туфопесчаниками, туфоалевролитами, кремнистыми туффитами, тефроидами, туфопелитами, пепловыми туфами альбитофирового и кварцево-альбитофирового состава. Мощность отдельных ритмов не превышает 5—10 м, часто наблюдается микроритмичное чередование (см. рис. 34, 6—10). Эта пачка включает один или два горизонта мелкокристаллических диабазов и редкие линзы гялотуфов базальтового состава. Мощность формации здесь достигает 1500 м.

В крайних восточных выходах терригенно-кремнисто-туффитовой формации уже в пределах Улутау-Северо-Тяньшанского массива докембрийской складчатости мощность формации резко сокращается до 400 м (см. рис. 33, разрез по р. Коксу). Нижняя часть формации здесь сложена ритмичнослоистыми песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями размытых красноцветных алевролитов. Мощность их не превышает 220 м. В верхней части разреза распространены ритмичнослоистые разности туфопесчаников, туфоалевролитов, кремнистых туффитов и тонкозернистых туфов, альбитофиров (см. рис. 34, 2).

Таким образом, в составе формации четко обособляется два комплекса. Один относительно мелководный, сформированный в краевой части морского бассейна (восточное крыло Байконурского синклинория) и содержащий значительное количество хорошо окатанного грубообломочного терригенного материала сиалического происхождения; второй комплекс относительно глубоководный и удаленный от области сноса. В его составе преобладает вулканогенный и кремнистый материал.

Пепловые туфы и тонкозернистые тефроиды альбитофиров, кварцевых альбитофиров, кремнистые туффиты и туфопелиты. Представляют собой пестроокрашенные (голубовато-зеленые, буровато-зеленые, лиловые, черные) микро-

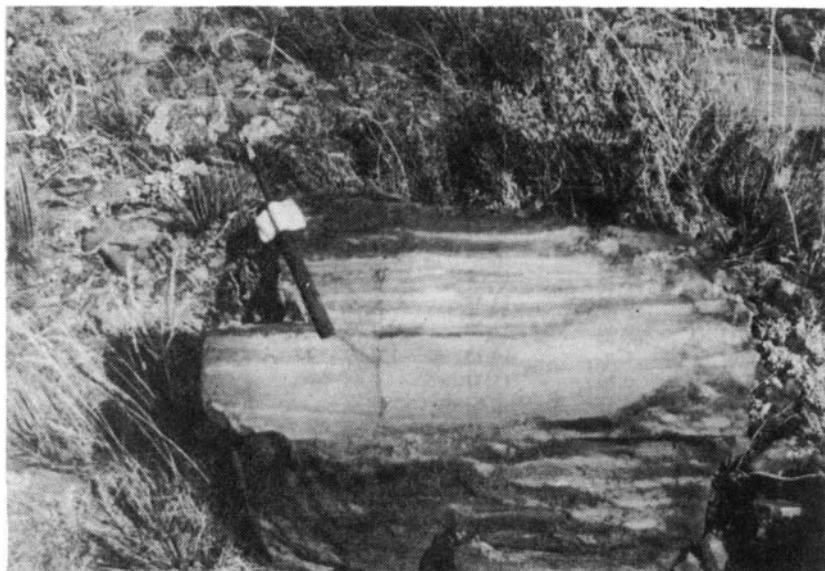


Рис. 36. Тонкослоистые кремнистые туффиты и туфопелиты терригенно-кремнисто-туффитовой формации, р. Коксу

и тонкозернистые кремневидные породы (рис. 36). Характерны тонкослоистые, массивные и пизолитовые текстуры. Пизолиты размером 1—4 мм имеют тонкозернистое или зонально-концентрическое строение и сложены агрегатом кварца и альбита. В породе они отличаются более светлым цветом и придают ей пятнистую окраску. Выделение отдельных разностей в значительной степени условно и отражает различную степень механической обработки и гранулометрической сортировки тефры одного состава. Гидродинамическое воздействие на тефру по силе и продолжительности было не одинаковым, различной была и примесь хемогенного кремнезема, что привело к возникновению пород, образующих непрерывный ряд: туфы—тефроиды—кремнистые туффиты—кремнистые туфопелиты.

Т а б л и ц а 16

**Химический состав пепловых туфов и кремнистых туффитов
терригенно-кремнисто-туффитовой формации, вес.%**

Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	77,26	0,53	9,42	1,71	3,08	Сл.	0,39
2	76,90	0,37	11,68	1,13	2,30	"	0,39
3	57,18	1,58	17,09	1,77	5,22	"	2,08
4	70,19	0,70	13,33	2,72	2,09	"	0,26
5	78,94	0,40	11,20	1,75	1,01	"	Сл.
6	78,62	Сл.	10,18	2,99	1,66	"	"
7	80,76	0,30	11,31	0,48	1,15	"	"
8	80,23	0,31	9,94	2,64	0,86	"	0,26
9	75,97	0,45	11,78	1,32	2,88	0,06	0,47
10	65,8	3,20	19,20	1,92	0,40	0,03	0,14
11	70,66	0,40	14,23	2,36	1,08	0,09	1,18
12	59,26	1,45	9,96	4,15	5,88	0,18	4,73

Примечание. 1—9 — Байконурский, 10—12 — Калмыккульский синклинии.

Кремнистые туффиты и туфопелиты отличаются наиболее высокими содержаниями (табл. 16) SiO₂ (70—80%), пересчитанный свободный SiO₂ [Хворова и др., 1978] составляет 34—45%. Некоторые разности их приближаются к яшмам и фтанитоидам. Пепловые туфы и тефроиды по данным химических анализов (см. табл. 16) содержат значительно меньше SiO₂ (50—70%), а рассчитанное количество свободного SiO₂, включающее кристаллокласты кварца, не превышает 22%.

Основная масса этих пород сложена тонкозернистым (0,005—0,01 мм) кварцево-альбитовым, альбито-кварцевым агрегатом, содержащим примесь хлорита, рудного минерала, эпидота, в разностях наиболее основного состава — соссюрита. В них обычно видны реликты частично перекристаллизованных пепловых структур (рис. 37) — рогульчатые очертания пирокластов, заметные по характерному распределению пелитовых частиц, зернышек эпидота и листочков хлорита. Из аксессуарных минералов присутствует апатит. В тонкозернистую массу породы вкраплены (5—40%) оскольные и угловатые зерна алевритовой, редко мелкопесчаной размерности, представленные альбитом или альбитом и кварцем. В пепловых туфах, развитых в Калмыккульском синклинии, кварц встречается редко. Обычны мелкие кристаллокласты альбита и моноклинного пироксена (авгита). По-видимому, здесь пирокластический материал имеет более основной состав. Содержание в них SiO₂ (см. табл. 16) не превышает 70%.

О первичном составе этих пород судить трудно из-за примеси хемогенного SiO₂. Условно мы их называем кератофирами (с пирокластами альбита) и кварцевыми кератофирами (с пирокластами альбита и кварца). В целом по составу они близки аналогичным породам терригенно-кремнисто-туффитовой формации Озерной зоны и туффито-яшмовой формации Тектурмасского антиклинория.

Витрокластические туфы базальтового состава. Это темно-зеленые, серовато-зеленые породы с псевдошаровой и скорлуповатой отдельностью. Обладают массивными, нечеткослоистыми, реже градационно-слоистыми текстурами. Имеются разности, различающиеся по размерам витрических фрагментов (от 0,2 до 0,7 мм). В витрокластической массе нередко заключены шары до 0,5 м мандельштейнов и вариолитов. Туфы сложены обломками неправильной формы с многочисленными выпуклостями и вогнутостями, рваными краями. Большая часть их представлена пемзой, состоящей из пузыристого бурого разложившегося стекла. Нередки также мандельштейны с гялиновой структурой. Иногда встречаются

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	H ₂ O	SiO ₂ , свободный (расчетный), %
2,52	3,58	1,14	0,14	0,17	99,94	0,18	40
0,72	3,51	1,80	0,05	0,75	99,60	0,19	39
2,86	6,55	1,80	0,45	2,51	99,09	0,20	—
1,62	5,28	2,78	0,19	0,17	99,33	0,22	12
1,18	3,24	2,10	0,05	0,70	100,57	0,21	42
1,08	5,14	0,12	0,05	0,06	99,90	0,21	41
0,54	4,87	0,90	0,04	0,39	100,74	0,25	50
1,08	4,52	0,36	0,06	0,49	100,75	0,21	45
0,85	5,10	0,8	0,10	0,12	99,90	—	34
0,38	0,20	0,30	0,16	7,67	99,40	—	—
0,98	0,94	5,58	0,09	2,75	100,48	0,14	22
6,91	4,93	0,42	0,20	1,14	99,21	0,08	6

вариолиты, пироксен-плагиоклазовые порфириды с микролитовой, интерсертальной и гиалопилитовой структурой, мелкие кристаллики авгита. Цемент очень скудный порового типа, по составу пумпеллиит-хлоритовый, альбит-хлорит-цонзитовый с небольшим количеством карбоната.

Миндалины в гиалокластах выполнены пумпеллиитом, хлоритом, халцедоном, реже кварцем.

Большая часть этих пород по текстурным и структурным признакам близка везикулярным гиалокластитам или гиалотуфам [Хворова, 1979, 1980а], характерным образованиям гидромагматических эксплозий. При гидромагматических эксплозиях, по-видимому, происходило растрескивание и фрагментирование обломков в контакте с морской водой (разности с обломками как пузыристого стекла, так и базальтов).

Часть этих пород, обладающая четкими слоистыми текстурами, с градационной отсортированностью материала, вероятно, претерпела не который перемыл и перемещение. Однако не исключено, что градационная отсортированность связана с неодинаковой скоростью осаждения материала через толщу воды.

Тефрои́ды. От кремнистых туффитов отличаются преобладанием более темной окраски, отсутствием кремневидности. Среди них различаются разности от тонкозернистых (размер обломков 0,02—0,04 мм) до средне-крупнозернистых (размер обломков 0,1—0,7 мм). Обломки оскольчатой, угловатой формы. Наиболее крупные зерна полуокатаны, в краях часто пропитаны бурыми окислами железа. В обломках присутствуют плагиоклаз, моноклинный пироксен, изредка ожелезненное или замещенное хлоритом стекло, в наиболее грубозернистых разностях также плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириды. Цемент обильный базального типа представлен криптозернистой соссуритоподобной массой с отдельными листочками хлорита и сохранившимися реликтами пепловых структур.

Туфопесчаники, туфоалевролиты. Встречаются в переслаивании с песчаниками, туффитами и кремнистыми туффитами, связаны с ними рядом постепенных переходов. Это голубовато-, светло-, буровато-зеленые и серые очень крепкие, часто кремневидные породы, как правило, с четкой градационной отсортированностью материала. Между слоями часты следы подводных размывов.

Среди обломков преобладают кварц и альбит, изредка эффузивы кислого состава. Часть зерен альбита серицитизирована и довольно хорошо окатана, кроме

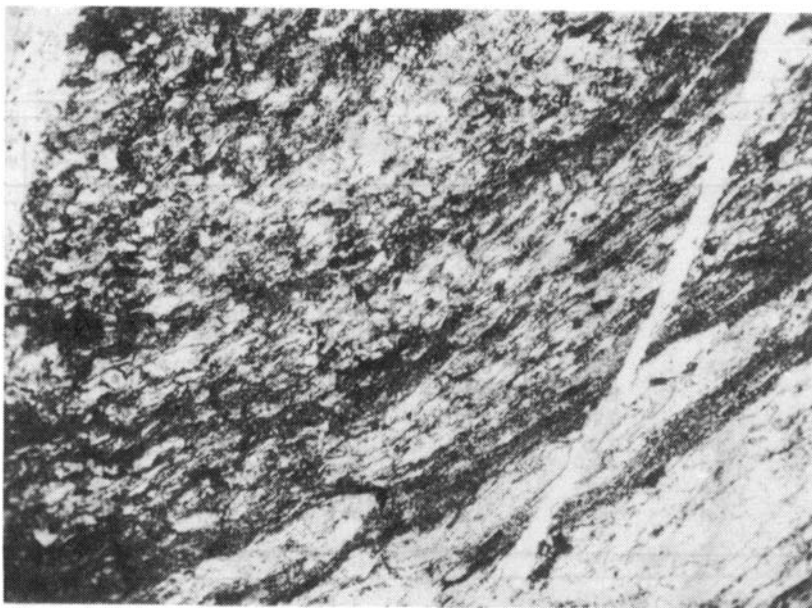


Рис. 37. Пепловые туфы из терригенно-кремнисто-туфитовой формации Байконурского синклинория. Без анализатора, ув. 200

того, имеются зерна водяно-прозрачного альбита остроугольных рогульчатых очертаний, по-видимому, пирокластического происхождения. Среди зерен кварца также встречаются пирокласты оплавленной, заливчатой формы. Цемент базального типа, редко пленочный, по составу кварцево-альбитовый, альбитово-кварцевый с хлоритом, альбито-хлоритовый. Иногда в цементе видны реликты тонкой пепловой структуры.

Диабазы. Темно-зеленые, мелкокристаллические породы однородного сложения, массивной и слабосланцеватой текстуры, зеленокаменноизмененные. Состоят почти целиком из вторичных минералов: альбита, актинолита, гидробиотита, хлорита, серицита и эпидота. Из первичных минералов сохранились лишь апатит и лейкоксенизированный ильменит. Альбит, развивавшийся по основному плагиоклазу, слагает от 50 до 80% массы породы и образует взаимоперекрывающиеся лейсты размером от 0,1 до 1 мм.

Актинолит, эпидот и хлорит составляют от 15 до 55% породы. Они заполняют промежутки между лейстами альбита и частично прорастают их. Соотношение актинолита, эпидота и хлорита изменяется в широких пределах. Обычно преобладает актинолит или эпидот и хлорит. Серицит и гидробиотит встречаются в виде редких листочков и чешуек, развивающихся, по-видимому, по хлориту. Ильменит составляет до 5% массы породы. Выделения его таблитчатой формы, размером до 0,2 мм разбиты трещинками, по которым развит лейкоксен. В наиболее тонкозернистых разностях диабазов зерна ильменита мелкие (0,02 мм), местами они почти целиком лейкоксенизированы. Содержание апатита около 3%. Структура пород ближе всего к реликтовому-диабазовой или интерсертальной, но отличается полным отсутствием первичных темноцветных минералов или псевдоморфоз по ним.

Диабазы (см. табл. 4) характеризуются сравнительно низкими содержаниями (в %) SiO_2 (в среднем 47,5) и Al_2O_3 (14—17, в среднем 15,2), а также Cr, Ni. высокими — Ti (2,5—4,8, в среднем 2,8), K (0,5—2, в среднем 1,1) и P (до 1,65, в среднем 1), Y, Zr, а также Mo, Sn, Zn, Co, V и Ba (см. табл. 8). В связи со стабильными содер-

жаниями Fe и Mg коэффициент железистости колеблется весьма незначительно — от 65 до 75%, чаще он составляет 70—72%. Соответственно очень невелик разброс точек на диаграмме *AFM* (см. рис. 14, *III*), т.е. не наблюдается значительной дифференциации. По соотношению щелочей и SiO₂ диабазы попадают в группу щелочных оливиновых базальтов. По нормативному составу они относятся к кварцевым и оливиновым толеитам, по химическому — обнаруживают наибольшее сходство с диабазами яшмово-диабазовой формации Калмыккульского синклиория, отличаясь более низкими содержаниями MgO. Кроме того, они близки оливиновым базальтам континентальных рифтов (см. табл. 4). Это подтверждается сравнением составов и расчетом уравнений дискриминантных функций [Кутолин, 1969].

Конгломераты. Встречены (рис. 38) в составе формации лишь в зоне фациального перехода в пестроцветную терригенную формацию и больше характерны для последней. Это породы зеленого, зеленовато-серого, темно-лилового и темно-серого цветов. Общая окраска зависит главным образом от цвета обломочного материала. Породы отличаются нечеткой, грубой пологой волнистой слоистостью, обусловленной изменением величины галек и количества цементирующей массы. Конгломераты быстро изменяются по латерали. Слои мощностью в первые метры линзовидно выклиниваются. Внутри каждого слоя конгломераты довольно плохо сортированы, хотя по преобладанию тех или иных фракций можно выделить крупно-, средне- и мелкогалечные разности. Форма галек эллипсоидальная, округло-уплощенная, реже шарообразная, редко угловатая. Состав конгломератов полимиктовый, причем в крупногалечных разностях более разнообразный, чем в мелкогалечных. Гальки на 80—100% состоят из липаритовых порфиров подстилающей порфировой формации, разнообразны по структурным и текстурным признакам. Остальное количество (до 20%) составляют диабазы, плагиоклазовые порфириты и туффи́ты, гранофи́ры, гранит-порфи́ры, граниты, диорит-порфириты, кварциты, кварц-полевошпатовые сланцы, гематитовые сланцы. Неокатанные обломки представлены эдафогенным материалом — кремнистыми туффи́тами, туфоалевролитами. Заполняющее вещество конгломератов — полимиктовый песчаник. В псаммитовой фракции его присутствуют те же породы, что и в гальках, а также альбит. Возможно, часть оскольчатых прозрачных кристаллов альбита имеет пирокластическую природу. В пользу этого может свидетельствовать наличие среди конгломератов пачек туфопесчаников и туфоалевролитов.

Песчаники и алевролиты. Среди этих пород по минерально-петрографическому составу выделяются полимиктовые и олигомиктовые кварцево-полевошпатовые разности. Полимиктовые разности преобладают среди грубо- и крупнозернистых песчаников. В более мелкозернистых песчаниках и алевролитах обломки состоят преимущественно из альбита и кварца.

Полимиктовые песчаники плохо сортированы, разнозернисты. Обломочные зерна обладают различной окатанностью и нередко имеют угловатую форму. В Байконурском синклиории обломочные зерна в песчаниках представлены липаритовыми порфирами (70—80%), остальные 20—30% составляют плагиоклазовые порфириты, альбит, кварц. В виде единичных обломков встречаются гранофиры, глинистые сланцы. Из акцессорных минералов обнаружены эпидот, магнетит, апатит. В полимиктовых песчаниках, распространенных в Калмыккульском синклиории, среди обломков преобладают вулканы́ты основного состава, обычно ожелезненные или хлоритизированные. В подчиненном количестве присутствуют серицитовые сланцы, кварциты, граниты, липаритовые порфиры, микропегматиты, а также неокатанные обломки туфосилицитов. Цемент обычно очень скудный, образовавшийся при растворении под давлением обломочных зерен (широко развиты конформные структуры) и выпадении катагенетических минералов. По составу цемент хлоритовый, альбито-хлоритовый, кварцево-альбито-хлоритовый с обильным выделением лейкоксена, иногда эпидота.

Кварцево-полевошпатовые песчаники лучше сортированы, для них характерны

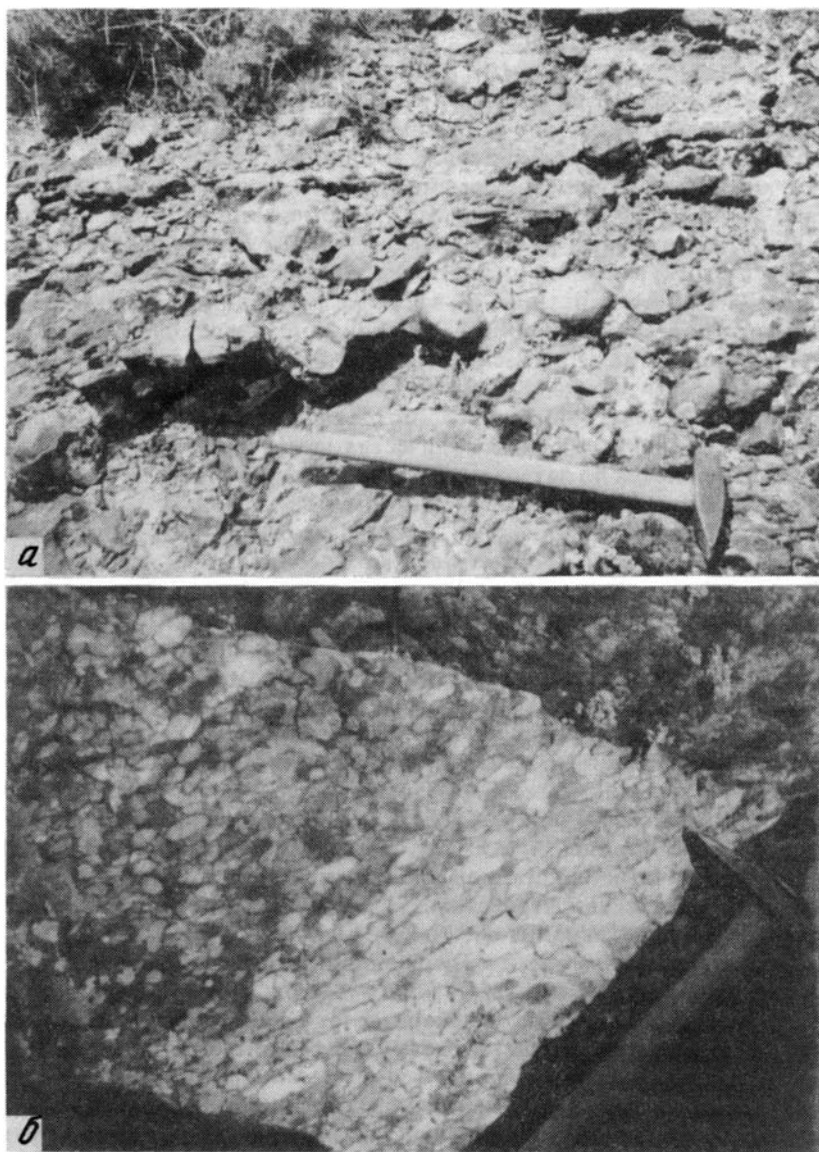


Рис. 38. Конгломераты (а — валунные, б — мелкогалечные) из терригенно-кремнисто-туфитовой формации Байконурского синклинария, район горы Кулман

слоистые текстуры. Чаще всего они встречаются в переслаивании с туфопесчаниками и туфоалевролитами и связаны с ними постепенными переходами. Отличаются от туфопесчаников лучшей окатанностью зерен, серицитизацией плагиоклаза (отсутствуют водяно-прозрачные, оскольчатые кристаллы альбита, оплавленные, "заливчатые" зерна кварца). Кроме кварца и плагиоклаза, среди обломков в виде примеси могут присутствовать обломки пород. Цемент более обилен, чем в полимиктовых песчаниках, по составу альбито-кварцево-хлоритовый, в красноцветах — гематитовый.

Условия образования. Образование терригенно-кремнисто-туфитовой формации происходило в морском бассейне. Обстановка осадконакопления была

достаточно сложной, что обусловлено многообразием источников материала, разными путями его поступления в осадок, типом вулканической деятельности, особенностями подводного рельефа и гидродинамикой. По составу осадков, структурным и текстурным их особенностям, характеру ритмичности довольно четко выделяется ряд генетических типов отложений, характеризующих фациальные обстановки накопления формации.

Наиболее распространены в составе формации ритмично-слоистые пирокластические и пирокласто-осадочные породы, основой для которых послужила тефра кислого состава. Для них характерна четко выраженная градационная отсортированность материала (см. рис. 34, 5, 7, 10). По-видимому, эти образования являются отложениями турбидных потоков пирокластического и вулканотерригенного материала, формирующихся на склонах вулканов. Микроритмиты, слагающие верхние части ритмов, очевидно, являются осадками течений, перемывающих турбидиты. Осадки течений, возможно контурных, представленных микроритмитами туфопелитового состава с горизонтальной и тонкой косо́й слоистостью, следами внутренних размывов, встречаются в переслаивании с массивными пепловыми туфами (см. рис. 34, 9). Последние, по всей вероятности, образованы путем осаждения тонкой тефры через толщу воды. Микроритмичность первого порядка, характерная для пирокластических и пирокласто-осадочных пород (см. рис. 34), отражает цикличность вулканической активности. С периодичностью вулканической активности, вероятно, связано также ритмичное чередование пепловых туфов и яшмовидных сильно кремнистых ($\sim 80\% \text{SiO}_2$) туфосилицитов. Пласты туфосилицитов отражают этапы усиления фумарольной деятельности.

Пирокластический материал основного состава, главным образом гиалокластический, слабее перерабатывался автокинетическими потоками. Гиалотуфы образуют обособленные пласты с нечеткой слоистостью или слабой градационной отсортированностью материала, которая может быть связана с неодинаковой скоростью осаждения через толщу воды кусочков пемзы и шлака различной величины. Реже эти образования, в основном тонкий пепловый материал, перерабатывались течениями и автокинетическими потоками небольшой протяженности (как правило, не выходят за пределы пачек распространения туфов, изредка встречаются туфово-кремнистые турбидиты и микроритмиты среди песчаников).

Среди терригенных грубообломочных пород (волнисто-слоистые конгломераты, гравелиты), распространенных на флангах формации, преобладают мелководно-морские и пляжевые накопления. Среди песчаников четко выделяются две разновидности. Первую представляют крупно- и грубозернистые песчаники, слагающие кровлю крупных волнистых серий среди конгломератов и гравелитов. Они, очевидно, являются мелководными образованиями. Ко второй разновидности относятся ритмично-слоистые, градационно-слоистые пачки мелко-, среднезернистых песчаников и алевролитов, встречающихся среди пирокластических и пирокласто-кремнистых пород. Они, по-видимому, являются осадками турбидных потоков (см. рис. 34, 3), переносящих силикесный материал континентального происхождения в более глубокие части бассейна.

Таким образом, в составе терригенно-кремнисто-туфитовой формации присутствуют водоотложенные туфы, осадки турбидных потоков терригенного и пирокластического материала, осадки глубоководных течений. На флангах формации распространены мелководно-морские и прибрежно-морские накопления.

Анализ вертикального и горизонтального распространения главнейших типов осадков позволяет в общих чертах воссоздать палеогеографию бассейна накопления.

На площади Байконурского прогиба начальный период накопления формации происходил в мелководно-морских условиях трансгрессирующего бассейна. При этом вначале размывался горный рельеф, сформированный при образовании позднерифейской порфировой формации, и шло накопление толщи конгломератов, состоящей из галек пород этой формации. Породы имеют молассоидный облик.

По мере нивелировки вулканического рельефа грубозернистость терригенного материала и его количество уменьшались. Одновременно, по-видимому, увеличивалась глубина бассейна (исчезают грубоволнистостойные и красноцветные разности терригенных пород) и его площадь (в прилегающей части Улутау-Северо-Тяньшанского континентального массива верхняя часть формации залегает трансгрессивно на сиалическом основании).

В более глубоководной и удаленной от континента части бассейна, находящейся севернее, на площади Калмыккульского прогиба, сиалический терригенный материал приносился в меньшем количестве. Дальность переноса обусловила меньшую его зернистость и лучшую сортировку. Здесь нет конгломератов, имеются лишь песчаники и алевролиты, очень редко гравелиты, являющиеся осадками турбидных потоков. Состав обломочного материала близок обломочному материалу, отложенному в мелководной части бассейна. Однако наряду с ними имеются и обломки базальтоидов подстилающей яшмово-диабазовой формации. Это позволяет предполагать, что основным источником сноса служил Улутау-Северо-Тяньшанский континентальный массив, хотя частично размывались и вулканические поднятия внутри бассейна.

Одновременно с накоплением обломочных терригенных пород проявлялась вулканическая деятельность, усиливавшаяся с течением времени и подчинявшая себе терригенную седиментацию. В составе вулканогенных пород резко преобладает пирокластика, лавы занимают незначительный объем. Тефру кислого состава, вероятно, поставляли вулканы центрального типа с высоким коэффициентом explosивности. Тип извержений был, по-видимому, близок плинианскому с исходной магмой, обогащенной щелочами и летучими. Об этом свидетельствует обилие очень тонкого пеплового материала. Очевидно, часть вулканов располагалась вдоль зоны сопряжения Байконурского прогиба с Улутау-Северо-Тяньшанским континентальным массивом (здесь имеются небольшие субвулканические тела альбитофиров).

Непрочное положение пирокластического материала на склонах отдельных вулканов, возможно, в условиях высокой сейсмичности, вызывало возникновение и широкое развитие суспензионных потоков, разносивших пирокластический материал далеко от вулканических центров в более глубокие части морского бассейна. Тефра основного состава, в основном пемза, шлак, гиалокластика, являются, по-видимому, результатом гидроэксplorзий насыщенной летучими компонентами базальтовой магмы. Вблизи центров извержения накапливались везикулярные гиалокластиты. Большое количество тонкой витрокластики транспортировалось различными путями на более далекие расстояния от центров извержения, находящихся, вероятно, в основном на территории, наиболее удаленной от континента, в Калмыккульском прогибе. В Байконурском прогибе имели место лишь относительно маломощные трещинные излияния базальтов повышенной щелочности. Часть тефры переносилась пирокластическими потоками. Мелкая и тонкая пирокластика медленно осаждалась через толщу воды. При этом накапливались тонкозернистые туфы. В периоды между извержениями они перемывались придонными течениями и автокинетическими потоками. При смешении тефрогенного материала с хемогенным кремнеземом накапливались кремнистые туффиты, туфосилициты.

Отсутствие в осадках терригенно-туффито-яшмовой формации карбонатного материала нельзя объяснить однозначно. Это может быть следствием как относительно холодных климатических условий, так и глубоководной обстановки осадконакопления. Судя по тому, что в комплексе пород формации присутствуют явно мелководные бескарбонатные отложения, бескарбонатность осадков является, скорее, показателем климатических условий, а не глубины осадконакопления. Возможно, имела значение морфология бассейна — отсутствовали поднятия, защищенные от поступления больших масс обломочного материала.

Состав, строение и условия образования двух кремнисто-туффитовых формаций позволяют сделать некоторые общие выводы об особенностях этой группы формаций. При этом разнообразие второстепенных членов и состава пирокластического материала, участвующего в их строении, пока не дают возможности выделить и охарактеризовать формационный тип.

Формации этого состава распространены в эвгеосинклинальных прогибах, заложенных на коре океанического типа, хотя на флангах они могут залегать и на сиалическом основании, приобретая при этом молассоидный облик. Наиболее характерной особенностью их состава является сочетание самых разнообразных туфогенно-кремнистых и тефрогенных пород. Очаги вулканизма, преимущественно центрального типа с чрезвычайно высоким коэффициентом explosивности, могли находиться или в соседней структурно-фациальной области, или внутри зоны седиментации. Состав пирокластического материала, по-видимому, не имел существенного значения. Мы видим, что он меняется от основного до кислого, хотя наиболее развит средний и кремнекислый. Главное значение имело то, что магма была чрезвычайно насыщена щелочными (см. табл. 14, 16) и летучими компонентами, что обеспечивало ее высокую explosивность и обилие очень тонкого пирокластического материала.

Вторая особенность этих формаций заключается в том, что одновременно с пирокластическим материалом осаждалось то или иное количество хемогенного кремнезема. Его источником, по-видимому, являлись подводные эксгаляции и термы. Об этом свидетельствует характер чередования туфогенных и туфогенно-кремнистых пород (ритмичное чередование тефрогенных и туфогенно-кремнистых пород легче всего объяснить периодичностью explosивной и фумарольной деятельности). Чисто кремнистые породы практически не встречаются (главное отличие от туффито-яшмовых формаций). Лишь изредка можно увидеть маломощные прослои и линзы яшмовидных и фанитоподобных пород, а также спонголиты.

По всей вероятности, отсутствие чисто кремнистых пород в туфовых ассоциациях связано с тем, что концентрация кремнезема в воде была недостаточной для его хемогенного осаждения. Изменения температуры при вулканических извержениях, а также обильный привнос пирокластики, богатой различными элементами, особенно алюминием, способствовали осаждению кремнезема. Так, по данным Б. Окамото и др. [1963], присутствие небольшого количества Al (или другого трехвалентного металла) сильно влияет на состояние кремнезема в воде, поэтому коллоидальный SiO_2 может быть осажден даже крайне незначительным количеством Al, тогда как для осаждения молекулярного, диспергированного SiO_2 требуется большее количество последнего. Возможно, тонкая пирокластика была благоприятной питательной средой для организмов с кремневым скелетом, особенно для губок. По всей видимости, имел место также процесс глинизации пеплов, в результате которого освобождался SiO_2 , что вызывало окремнение пепловых туфов [Петрова, 1958].

Накопление осадков этой группы формаций происходило в основном в относительно глубоководных условиях на склонах вулканических цепей и в депрессиях, примыкающих к ним. Причем большая часть тефрогенного материала переносилась различными автокинетическими потоками и перемывалась течениями. Это обусловило третью особенность этих формаций — четкую слоистость, градационную сортировку материала, многопорядковую ритмичную слоистость. В этом смысле они сходны с флишем. Отличие заключается в том, что материалом служила не терригенная кластика, а тефра и продукты размыва вулканических построек. Лишь в зонах выклинивания появляется материал континентального происхождения.

Большая роль автокинетических потоков в транспортировке и осаждении материала этих формаций обусловила преобладание в их составе не туфов, а тефроидов, туффигов, тефрогенных песчаников, нередко имеющих смешанный состав тефрогенной кластики.

Рифогенные карбонатные породы появляются в составе этих формаций лишь в благоприятных климатических условиях и на поднятиях, защищенных от постоупления больших масс тефрогенного материала.

Кремнисто-туффиговые формации, как было показано, сменяют вверх по разрезу раннегеосинклинальные спилито-диабазовые формации. По-видимому, такая последовательность фиксирует этап смены недифференцированного или слабо дифференцированного базальтового вулканизма океанической стадии развития геосинклиналей дифференцированным, который, по всей вероятности, уже соответствует началу остроудожной стадии.

ГРУППА ФТАНИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

В эту группу включены формации, в составе которых преобладают углеродистые сланцы и фтаниты. Примером фтанитовых формаций может служить кембрий Улутау, Большого Каратау, Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня [Анкинович, 1961; Холодов, 1973; Хераскова, 1971; Королев, 1979], харотская свита Лемвинской зоны Урала [Пучков, 1979], силур Саксоно-Тюрингской области [Хворова, 1968], сакмарская свита силура Урала [Хворова и др., 1978а], венд-кембрийские отложения Мрасского поднятия [Фосфориты..., 1980]. Очень характерна временная приуроченность формаций этого типа. Они наиболее типичны для венда и нижнего палеозоя и особенно широко распространены в кембрии. Широкое развитие этих сланцев в нижнем палеозое позволило В.Н. Холодову [1970] выделить особую эпоху, благоприятную для их накопления. Эта группа формаций представляет интерес в связи с тем, что с ней связаны повышенные концентрации, иногда рудные скопления V, P, Ba, Pb, Zn, Mo, Ag и др.

Главные особенности группы фтанитовых формаций рассмотрены на примере кокतालской свиты кембрия Байконурского синклинория Улутау, бурубайтальской свиты верхнего кембрия—нижнего ордовика Сарытумской зоны Западного Прибалхашья, тамалыкской свиты кембрия Кузнецкого Алатау.

Карбонатно-фтанитовая формация Байконурского синклинория

Структурное и стратиграфическое положение. Эта формация в Центральном Казахстане характерна для кембрия—низов ордовика. Она распространена в виде узких и чрезвычайно протяженных поясов (порой на многие тысячи километров) по периферии срединных массивов и геоантиклинальных поднятий, сложенных метаморфическими породами докембрия (см. рис. 24). Почти повсюду ассоциируется со спарагмитовой формацией.

К этой формации могут быть отнесены образования кокतालской, шинсайской, домбралинской, кокбулакской и кулантауской свит. В качестве примера приведем описание карбонатно-кремнистой формации Байконурского синклинория, включающей здесь кокतालскую свиту кембрия [Боровиков, 1955; Книппер, 1963; Хераскова, 1979]. Формация распространена на всей площади синклинория. Выделяются три зоны, разделенные разломами субмеридионального простираения (рис. 39): западная, отвечающая западному крылу синклинория, примыкающему к Улутау-Северо-Тяньшанскому срединному массиву; центральная, включающая осевую часть синклинория, и восточная, занимающая восточное его крыло. Формация без видимого несогласия, но с резкой сменой литологического состава залегает на спарагмитовой формации, а в пределах Улутау-Северо-Тяньшанского массива — на всех более древних сложениях докембрия. Вверх по разрезу она

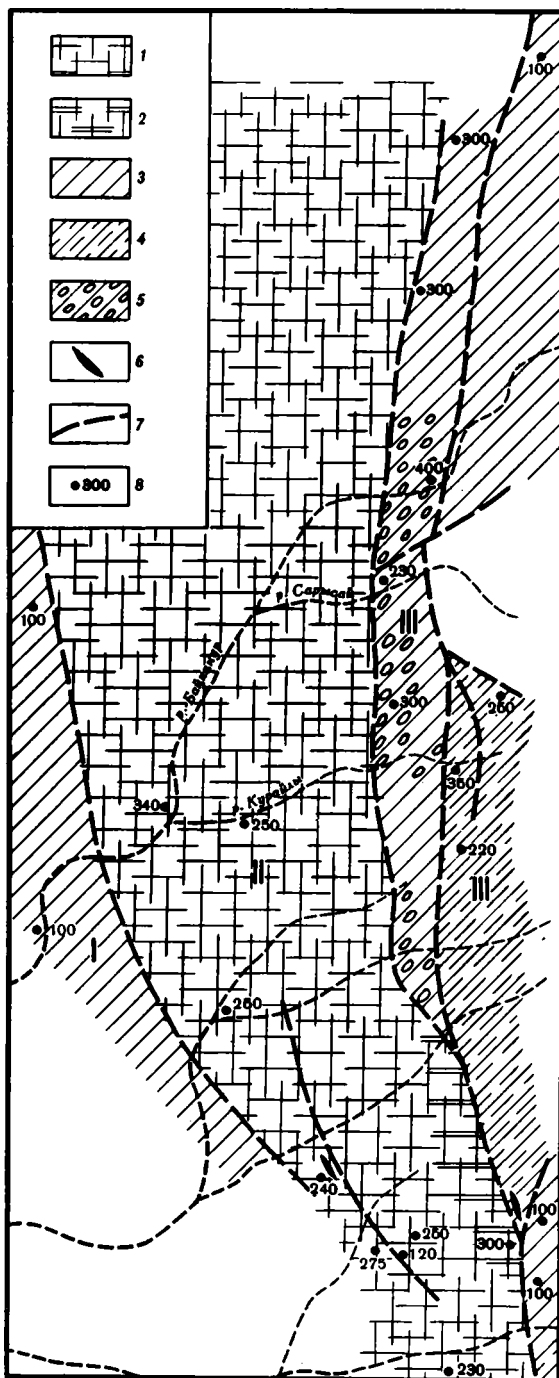
Рис. 39. Схема фаций и мощностей карбонатно-фтанитовой формации Байконурского синклиория

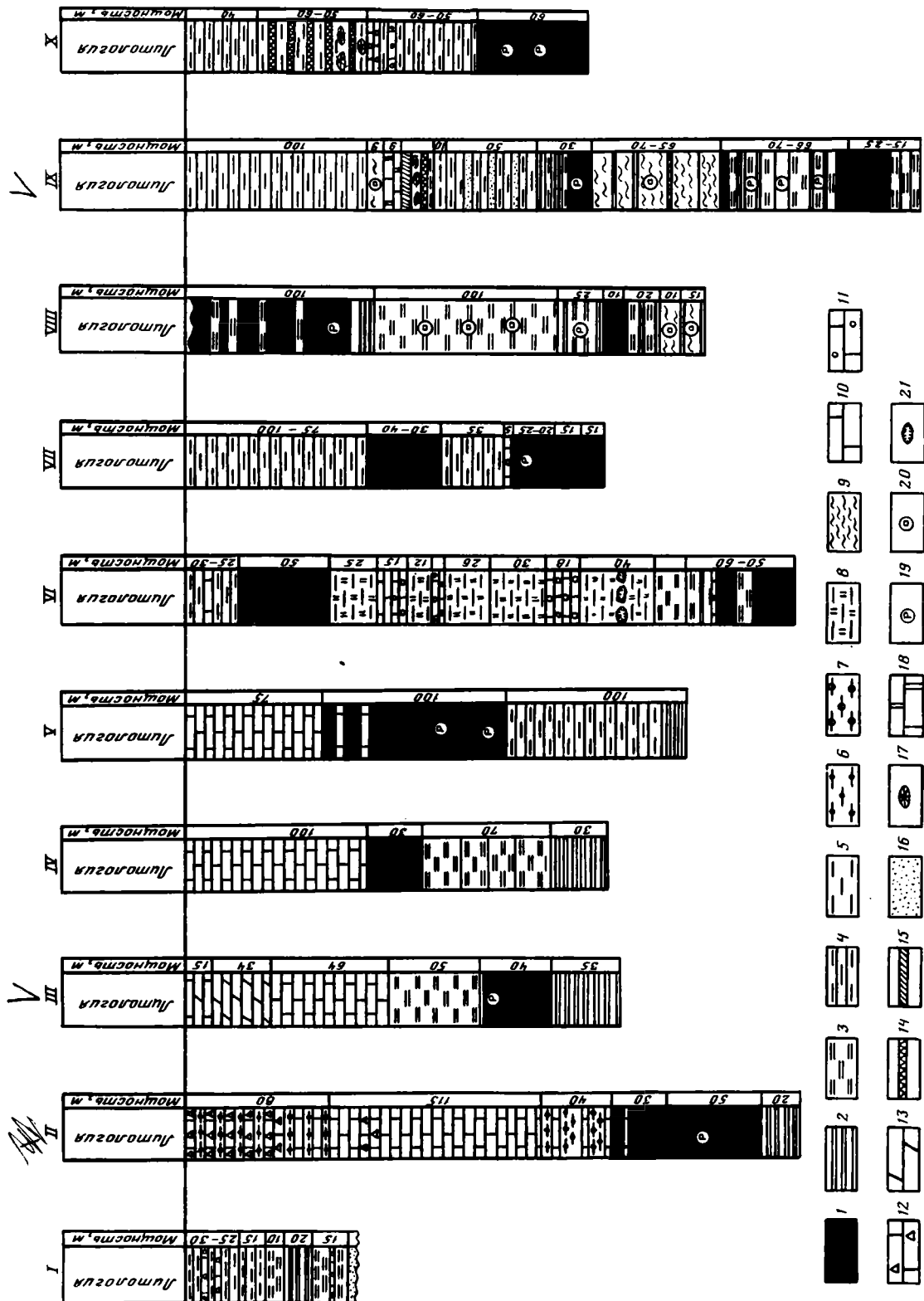
Структурно-фациальные зоны: I — западная, II — центральная, III — восточная, 1, 2 — тонкослоистые известняки и фтаниты, фтаниты в нижней (1) и верхней (2) части разреза; 4 — углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы и фтаниты, в верхах прослои баритовых пород, иногда известняков и фосфоритов; 3 — углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы и фтаниты; 5 — углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы и фтаниты с прослоями онколитовых известняков; 6 — алюмофосфаты; 7 — предполагаемые линии конседиментационных разломов; 8 — мощность отложений, м

согласно и постепенно сменяется терригенно-кремнистой яшмово-фтанитовой формацией нижнего—среднего ордовика (аццилысайская и карауирская свиты).

Характеристика состава и строения. Главными членами формации являются различные углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы и фтаниты, пелитоморфные доломитизированные известняки, известняки, онколитовые известняки. Второстепенные, но обязательные члены формации — фосфориты и алюмофосфаты, которые редко образуют самостоятельные тела, чаще встречаясь в виде конкреций и горизонтов конкреций в кремнистых сланцах, а также углеродисто-серицитовые пиритовые сланцы, карбонатно-глинистые серицитовые пиритовые сланцы, кварцевые песчаники, баритовые породы.

В Байконурском синклиории карбонатно-кремнистая формация построена симметрично (рис. 40). Это связано с существованием поднятий вдоль западного края прогиба и на востоке, в зоне сочленения с Улутай-Северо-Тяньшанским срединным массивом. В центральной зоне нижняя часть формации сложена фтанитами, светлыми силицитами, углеродисто-глинисто-кремнистыми сланцами с фосфатными конкрециями и повышенным содержанием V и других металлов, верхняя часть — тонкослоистыми углеродистыми известняками и доломитизированными известняками с фауной трилобитов. Иногда появляются прослои известняковых брекчий подводно-оползневого происхождения. Мощность формации здесь 150—250 м, в редких случаях достигает 340 м. По направлению к крыльям





синклиория в западной и восточной зонах (см. рис. 39, 40) известняки частично замещаются кремнистыми породами. Имеющиеся здесь прослои известняков представлены онколитовыми разностями. В западной зоне мощность свиты составляет около 100, в восточной — 100—400 м. Увеличение мощности связано с "разбавлением" хемогенных кремнистых осадков терригенным материалом. Здесь преобладают углеродисто-глинисто-кремнистые и углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы с фосфатными конкрециями и более высоким, чем в Центральной зоне, содержанием V и металлов. Кроме того, присутствуют стратиформные пластовые тела и конкреции барита.

В пределах каждой выделенной зоны имеют место изменения мощности, которые происходят на коротких расстояниях, часто вкост простираения крупных разрывных нарушений как субмеридиональных, согласных с простираением зон, так и северо-западных, северо-восточных простираений (см. рис. 39).

Кремнистые породы. Отличаются высоким содержанием кремнезема (80—96%) (табл. 17). В углеродистых разностях закисное железо преобладает над окисным. В светлых наблюдается обратная картина. Содержание других компонентов определяется в основном количеством глинистой примеси, преимущественно гидрослюдистой. Содержание углеродистого вещества достигает 0,5—3%. Степень изменения его по данным термического анализа и методике, разработанной О.А. Радченко и В.В. Копериной [1960], соответствует антрацитовый стадии.

Углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы. Им свойственна темно-серая и черная окраска, тонкослоистая и сланцеватая текстура. Породы состоят из кварцевого агрегата криптозернистой, мелкозернистой и микрогранобластовой структуры, в различной степени пигментированного тонко-распыленным углеродистым веществом с примесью гидрослюда, серицита, иногда хлорита. В углеродисто-кремнистых сланцах примесь гидрослюда, серицита незначительна, присутствует она главным образом на плоскостях напластования тонких (1—2 мм) углеродисто-кремнистых слойков. В углеродисто-глинисто-кремнистых сланцах наблюдается чередование углеродисто-кремнистых и углеродисто-гидрослюдистых слойков мощностью 1—2 мм, реже чередуются разности углеродисто-гидрослюдисто-кремнистые и углеродисто-кремнисто-гидрослюдистые. Мощность слойков от 2 мм до 2 см. Такая четкая ритмичность свидетельствует о пульсационной подаче SiO_2 , накладывающейся на общий фон глинистой седиментации. В сланцах, развитых главным образом в зоне сочленения Байконурского синклиория со смежным Улутау-Северо-Тяньшанским срединным массивом, обнаруживаются повышенные содержания ряда микроэлементов и обильная (до 10%) вкрапленность пирита. Сланцы содержат фосфатные конкреции размером 1,5—7 см.

Кремнисто-глинистые баритоносные сланцы. Породы на поверхности сильно выветрены и представлены белыми, пестроокрашенными разностями, пронизанными тонкими прожилками кварца и барита. В скважинах, по данным Б.Б. Голубева, они представляют собой черные тонкослоистые породы с большим количеством очень мелких зерен пирита. Слоистость обусловлена чередованием тонких слойков, где в различных соотношениях присутствуют мельчайшие зерна

Рис. 40. Схема сопоставления разрезов карбонатно-фтанитовой формации Байконурского синклиория
1 — фтаниты и углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы; 2 — тонкое переслаивание фтанитов и слабо углеродистых сланцев; 3 — углеродисто-серицитовые, углеродисто-глинистые сланцы; 4 — обеленные углеродисто-кремнистые и углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы; 5 — обеленные кремнисто-глинистые сланцы; 6 — темно-зеленые фтаниты и силициты; 7 — кремнистые аргиллиты; 8 — баритоносные глинисто-кремнистые сланцы; 9 — пиритоносные кварцево-серицитовые сланцы; 10 — тонкослоистые углеродистые известняки; 11 — онколитовые углеродистые известняки; 12 — карбонатные брекчии; 13 — глинистые известняки; 14 — баритовые породы; 15 — фосфориты и алюмофосфаты; 16 — кварцевые песчаники; 17 — баритовые конкреции; 18 — доломитизированные известняки; 19 — фосфатные конкреции; 20 — вкрапленность пирита; 21 — кварцево-карбонатные конкреции.
I—X — местоположение разрезов: I — р. Буланты, II — р. Байконур, III — р. Карасире, IV — р. Белеуты, V — р. Бозинген, VI — р. Сарысай, VII — гора Караадыр, VIII — гора Жалтау, IX — верховья р. Курайлы, X — р. Сатан

Т а б л и ц а 17

Химический состав кремнистых пород группы фтанитовых формаций, вес. %

Формация	Порода	Район	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Карбонатно-фтанитовая	Серый фтанит	Байконурский синклиниорий	96,23	0,14	1,47	0,29	0,50	Сл.
	Черный фтанит	То же	95,76	0,31	1,07	0,09	0,86	"
	Желтый силицит	"	92,70	0,23	2,81	2,01	0,64	"
	Углеродисто-кремнистый сланец	"	89,11	0,15	4,62	0,51	0,32	"
	Фтанит	Северо-Западный Каратау	80,87	0,37	7,95	1,01	2,99	0,06
		"	87,03	0,32	3,09	1,18	0,22	—
		"	85,03	0,15	0,79	1,56	—	—
Терригенно-фтанитовая	Фтанит	Западное Прибалхашье	86,53	0,35	5,40	0,71	—	—
		То же	94,40	0,05	2,00	—	2,00	0,03
		"	95,72	0,05	1,45	—	2,00	0,03
		"	96,00	0,02	0,90	0,10	2,00	0,04
		"	93,85	0,09	1,75	0,10	2,82	0,04
		"	92,38	0,06	1,92	2,47	0,63	0,03
	Углеродисто-глинисто-кремнистый сланец	"	57,80	0,68	17,88	2,13	5,83	0,07
Вулканогенно-карбонатно-фтанитовая	Силицит	Кузнецкий Алатау, месторождение Тамалык	89,91	0,16	1,56	2,25	1,47	0,05
	Кремнистый сланец	То же	62,93	1,08	4,28	23,52	0,21	0,10
	Глинисто-кремнистый сланец	"	72,82	1,35	5,37	3,52	1,25	0,04
	Силициты (среднее из 23 анализов)	Кузнецкий Алатау	84,20	0,11	1,34	0,63	0,80	0,05

П р и м е ч а н и е. Химические анализы приведены по данным А.Л. Книппера [1963], Ю.А. Зайцева, Т.Н. Херасковой [1979] (Байконурский синклиниорий); В.Н. Холодова [1973] (Северо-Западный Каратау); А.С. Михайлова и др. [1970] (Кузнецкий Алатау).

кварца, пелитоморфный карбонат, гидрослюда, серицит, хлорит и углеродистое вещество. Типичным аутигенным минералом является турмалин (до 2—3%). Преобладание того или иного компонента приводит к появлению таких разновидностей, как углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые, карбонатно-глинистые, карбонатно-кремнистые и т.д. В сланцах отмечаются повышенные содержания (в г/т) Р (до 8000), Ва (до 4000—15000), Sr (до 1000), V (до 1500), Zn (до 500—600).

В зоне разлома, разделяющего Байконурский синклиниорий и примыкающее к нему с востока поднятие, сланцы баритизированы. Барит метасоматически замещает слои сланцев, обогащенные карбонатом, карбонатные и кремнистые конкреции, распространенные в сланцах. При этом образовались тонкополосчатые кварцево-баритовые породы [Виноградов и др., 1978].

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	H ₂ O	SO ₃	C _{опр}
0,26	0,36	0,07	0,24	0,12	0,45	100,12	0,02	0,08	0,08
0,14	0,18	0,14	0,18	0,07	0,34	99,14	0,10	0,16	0,06
0,14	0,36	0,07	0,42	0,12	0,77	100,27	0,07	0,05	—
0,59	0,37	1,10	1,32	—	—	100,81	—	He опр.	1,48
0,58	0,69	0,44	1,27	1,01	—	99,74	—	"	0,17
0,13	0,75	—	0,88	—	0,13	100,16	1,06	"	He опр.
0,13	0,74	0,27	0,40	—	0,42	100,34	0,30	"	"
1,14	0,47	—	0,98	—	—	100,12	0,84	"	"
0,36	0,46	0,08	0,35	0,014	0,10	100,40	0,06	"	"
0,22	0,27	0,08	0,25	0,021	—	100,09	—	"	"
0,40	0,50	0,07	0,18	0,016	—	100,34	0,12	"	"
0,26	0,30	0,09	0,34	0,020	0,03	99,90	0,21	"	"
0,33	0,30	0,06	0,08	0,11	1,28	99,66	0,01	0,17	"
3,88	0,92	1,36	3,42	0,21	4,82	99,72	0,72	0,17	"
1,81	0,96	—	0,06	0,042	1,84	99,63	0,02	He опр.	"
0,25	0,49	0,12	0,90	0,44	4,61	99,26	0,33	"	"
1,01	4,20	0,49	1,14	2,93	4,35	98,61	0,05	"	"
1,50	5,40	He опр.	He опр.	1,02	He опр.	95,05	He опр.	"	"

Фтаниты. "Ленточно" переслаиваются со слабоуглеродистыми серыми и безуглеродистыми палевыми кремнистыми породами или ритмично чередуются с углеродисто-глинисто-кремнистыми сланцами (рис. 41, 42). В отличие от сланцев они не содержат примеси глинистого вещества и отличаются более грубой (1—5 см) пластовой отдельностью, иногда со стилолитовыми поверхностями сочленения. Лишь на поверхностях напластования иногда имеются примазки ванадиеносной слюды. Для фтанитов характерны полосчатые текстуры, обусловленные неравномерным распространением углеродистого вещества. Они имеют ту же структуру, что и кремнистые сланцы, но содержат остатки сильно перекристаллизованных радиолярий. Как и в сланцах, здесь распространены фосфатные конкреции размером 1—5 см, характерен специфический набор микроэлементов.

Силициты. Встречаются в ленточном и ритмичном чередовании с фтанитами

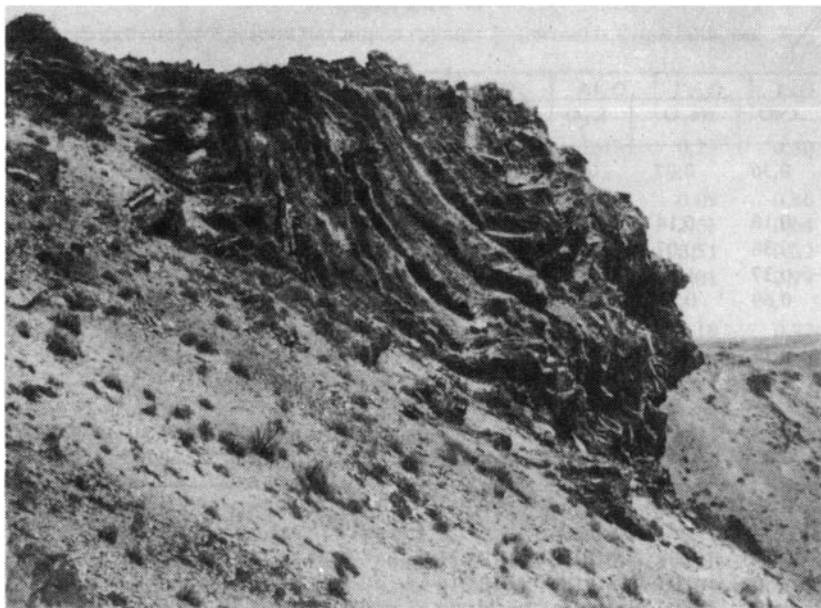


Рис. 41. Чередование фтанитов, углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев в карбонатно-фтанитовой (черносланцевой) формации, р. Карасире



Рис. 42. Тонкое чередование фтанитов, слабоуглеродистых силицитов и углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев в карбонатно-фтанитовой формации, р. Буланты

(рис. 43). Это светло-серые, желтоватые, розоватые массивные породы, состоящие из микрогранобластового кварцевого агрегата с примесью серицита. Отличаются от фтанитов слабой углеродистостью или отсутствием углеродистого вещества. Остатков радиолярий и фосфатных конкреций, преобладанием окисного железа на окисном. Микроэлементы содержатся в ничтожных количествах.



Рис. 43. Чередование слабоуглеродистых силицитов и фтанитов, р. Байконур

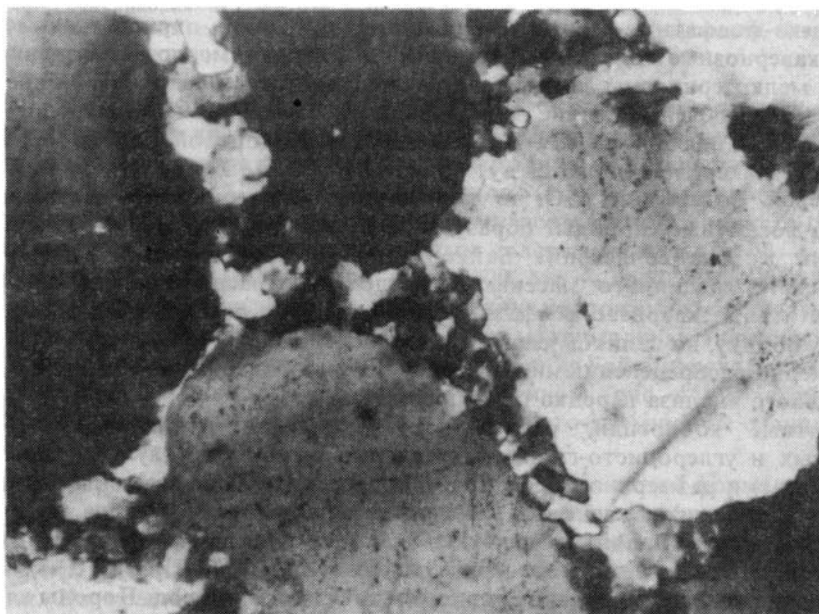


Рис. 44. Крупнозернистый кварцитовидный песчаник. Карбонатно-фтанитовая формация Байконурского синклиория. Николы +, ув. 80

Карбонатные породы. Среди них преобладают известняки и доломитистые известняки. Им свойственна серая и темно-серая окраска, обусловленная примесью углеродистого вещества. Лишь очень редко встречающиеся доломиты окрашены в коричнево-бурый цвет. Отмечаются тонкослоистые и массивные разности карбонатных пород с тонкокристаллической, пелитоморфной и оолитовой структурами. Четкой закономерности в распределении доломитистых разностей (15—

20% MgCO_3) по разрезу и на площади установить не удалось. Однако карбонатные породы с преобладанием доломита ($> 50\%$) или чистые доломиты тяготеют к зонам поднятий. К этим же зонам тяготеют карбонатные породы с повышенным содержанием кремнезема. Массивные известковистые доломиты в зоне, примыкающей к Улутай-Северо-Тяньшанскому срединному массиву, содержат повышенные количества бария (1—3%), фосфора (0,5—3%).

Углеродисто-глинистые пиритовые сланцы. Это черные из-за примеси углеродистого вещества ($C_{\text{орг}} = 3,5\text{—}4,5\%$) тонкосланцеватые породы с шелковистым или матовым, землистым. По данным рентгеновского дифрактометрического анализа сланцы состоят из гидрослюд с небольшой примесью хлорита и кварца. Содержание пирита, рассеянного в породе в виде мелких кристалликов, может достигать 10%. Структура микролепидобластовая. В сланцах наблюдаются повышенные концентрации ряда микроэлементов.

Кварцевые песчаники. Встречаются в виде маломощных (от нескольких сантиметров до 0,5 м) прослоев среди глинистых разностей сланцев. Это серые и светло-серые породы. Наиболее распространены крупно- и грубозернистые песчаники с размером зерен 0,5—1 мм; реже отмечаются мелкозернистые разновидности. Песчаники отличаются слабой отсортированностью, быстрым изменением гранулометрии по простиранию, большей частью хорошей окатанностью зерен. Состав их почти мономинеральный — кварцевый (рис. 44). Лишь в песчаниках из основания формации имеются единичные обломки кварцитов, кварцево-серицитовых сланцев верхнего рифея. Из акцессорных минералов характерен циркон. Цемент базального типа, кварцево-серицитовый с микрогранулепидобластовой структурой.

Кварцево-фосфатные породы. Представляют собой охристо-желтые, очень крепкие кавернозные толстоплитчатые породы, неравномерно ожелезненные. Они сложены мелкозернистым агрегатом из желтоватого фосфатного минерала, в котором распределены мелкие зерна кварца и скопления гидроокислов железа. Размер зерен — 0,005—0,01 мм. По данным Л.Н. Коробовой, породообразующим фосфатным минералом является вутхаузит ($\text{CaAl}[\text{OH}]_4[\text{SiO}_4][\text{PO}_4]$) или сходный с ним минерал. Содержание P_2O_5 по данным химического анализа составляет 28%. Кварцево-фосфатные породы образуют маломощную линзу в верхней части формации, в зоне сочленения Байконурского синклиория и Улутай-Северо-Тяньшанского срединного массива. Гораздо шире распространены кремнистые метасоматиты по кварцево-фосфатным породам. Они очень близки последним по внешнему облику, но целиком слагаются тонкозернистым кремнистым агрегатом с неравномерно распределенными окислами железа. Содержание P в них по данным спектрального анализа нередко превышает 1—3%.

Фосфатные конкреции, распространенные среди фтанитов, углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев, имеют округлую и лепешкообразную форму и размеры от 0,5 до 5 см в диаметре. Они желтые или черные из-за примеси углеродистого вещества, пронизаны прожилками кварца. По данным Е.А. Анкинович, С.Г. Анкинович [1959], Б.Б. Голубева, фосфатные конкреции сложены скрытокристаллическим горсейкситом ($\text{BaAl}_3\text{PO}_4[\text{HPO}_4](\text{OH})_6$).

Краткая геохимическая характеристика кремнистых пород. Породы карбонатно-кремнистой формации, главным образом фтаниты, углеродисто-глинисто-кремнистые, углеродисто-глинистые сланцы, отличаются исключительно высокими содержаниями ряда микроэлементов, достигающими нередко рудных концентраций (см. табл. 13). Как правило, они обогащены V, Mo и Ba, к которым могут добавляться Cr, Zn, Pb, Ag и др. Наиболее высокие концентрации микроэлементов отмечаются в углеродисто-глинисто-кремнистых ванадиеносных сланцах. Содержание (в г/т) V в них достигает 6000—10000 (1400)¹, Pb — до 2000 (80), Cu — до 1000

¹ Здесь и далее в скобках указаны средние содержания микроэлементов.

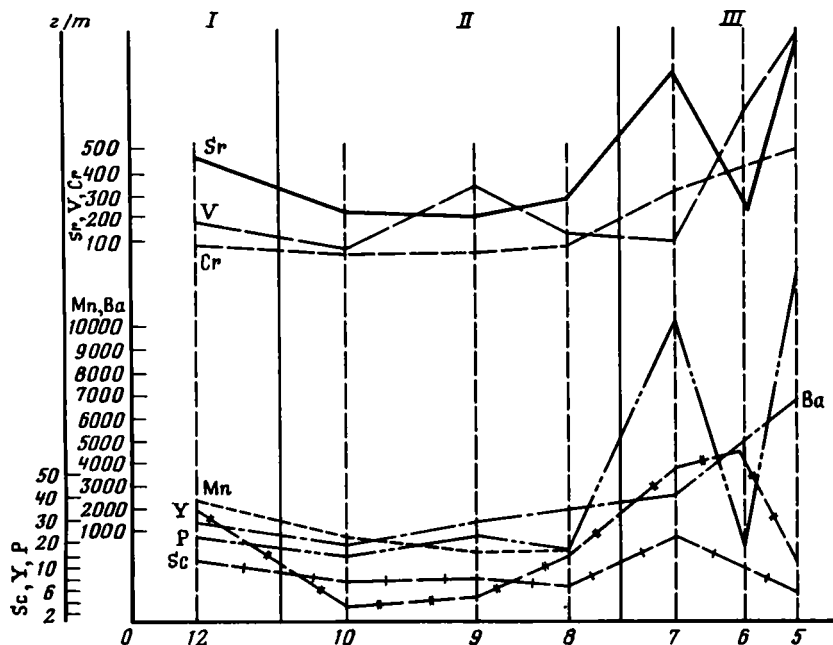


Рис. 45. Диаграмма содержаний микроэлементов во фтанитах карбонатно-фтанитовой формации Байконурского синклинория. По вертикали отложены содержания микроэлементов (г/т), по горизонтали — номера выборок (см. табл. 13). I — западное крыло, II — центральная часть, III — восточное крыло Байконурского синклинория

(120—280), Ag — до 15 (0,2), Ba — до 20000 (7000). Фтаны геохимически близки к углеродисто-глинисто-кремнистым сланцам, но отличаются в целом более низкими, хотя часто превышающими кларковые, содержаниями микроэлементов (в г/т): V — до 4000—6000 (1000), Cr — до 60 (16), Ag — до 5 (1,5). Богаты микроэлементами и переслаивающиеся с углеродисто-кремнистыми породами углеродисто-глинистые сланцы. Однако в них наряду с повышенным содержанием (в г/т) V — до 1000—6000, Cr — до 3000, Zn — до 300, Ba — до 30000, Mo — до 80, Pb — до 3000 содержатся в повышенном количестве Ga и Sc. Средние содержания микроэлементов во фтанитах мало изменяются на площади. Однако максимальные значения вплоть до рудных концентраций известны лишь в зоне сочленения Байконурского синклинория с Улутай-Северо-Тяньшанским срединным массивом (рис. 45). В этой же зоне распространены ванадиеносные углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы, залежи баритов и фосфоритов.

Условия образования. Накопление карбонатно-кремнистой формации происходило в узком прогибе, имеющем тектонические ограничения (см. рис. 24). Об этом свидетельствует симметричное строение формации и большая роль конседиментационных разрывных нарушений в распределении фаций и мощностей внутри формации. На крыльях синклинория она почти целиком сложена кремнистыми породами, содержащими маломощные прослои мелководных водорослевых известняков (см. рис. 40). По направлению к осевой части прогиба часть кремнистых пород замещается относительно глубоководными углеродистыми пелитоморфными известняками. По-видимому, в центральных частях прогиба было наиболее интенсивным, и здесь располагалась глубокая впадина с довольно значительными уклонами дна бассейна, о чем свидетельствуют распространенные здесь карбонатные брекчии подводно-оползневое происхождения. Однако симметрия не полная и отражает лишь общую направленность изменений. Как в пределах наиболее глубокой центральной части прогиба, так и на относительно приподнятых крыльях

существовали участки более или менее интенсивного прогибания. Это выражается в колебаниях мощности и изменениях состава формации внутри выделенных структурно-фациальных зон. На восточном крыле Байконурского прогиба по сравнению с западными был более интенсивный привнос терригенного материала (широко распространены ассоциации кремнистых, кремнисто-серицитовых, глинисто-кремнистых сланцев, которые преобладают над фтанидами). С этим связано увеличение мощности формации.

Привнос терригенного материала происходил со смежных поднятий, сложенных метаморфическими породами докембрия. Серицитовые и хлорито-серицитовые сланцы образовались, по-видимому, преимущественно за счет размыва биотит-содержащих и порфиroidных толщ Майтубинского антиклинория. Об этом свидетельствует иногда и типичная для кислых вулканитов "заливчатая" форма обломочных зерен кварца из кварцево-серицитовых сланцев и кварцевых песчаников, вкрапленность сагенида в сериците, показывающая его образование при постседиментационном преобразовании биотита. Следует отметить значительную роль контурных течений в переносе терригенного материала. Осадками таких течений, по-видимому, являются маломощные горизонты бесцементных кварцевых песчаников среди углеродисто-серицитовых сланцев.

Образование карбонатно-фтанидовой формации происходило в условиях прогиба с чрезвычайно замедленным осадконакоплением, что создавало благоприятные условия для концентрации полезных компонентов. Каковы более вероятные источники полезных компонентов и кремнезема? Привнос их с суши вряд ли имел существенное значение, так как преимущественно порфиroidные толщи Майтубинского поднятия, служившие источником обломочного материала, обладают, по Д.К. Фролову, пониженными в сравнении с кларками содержаниями Р, V, Ва и большинства редких металлов. Присутствие среди терригенных пород формации пиритовых серицитовых сланцев с прослоями кварцевых песчаников, являющихся, вероятно, продуктом перемыва гидротермально-измененных (серицитизированных) гранитов и порфиroidов, может служить указанием на проявление гидротермальной деятельности в эпоху, по крайней мере непосредственно предшествующую накоплению формации.

Большая роль разрывных нарушений в распределении мощностей и фаций известняково-кремнистой формации, приуроченность наиболее значительных концентраций полезных компонентов и SiO_2 в породах формации к зонам сочленения Байконурского прогиба с окружающими поднятиями (см. рис. 45) позволяет предполагать, что наиболее вероятным источником кремнезема, алюмофосфатов и редких металлов были эксгальационно-гидротермальные процессы. Состав гидротерм сходен, по-видимому, с составом гидротерм, приводящих к образованию вторичных кварцитов, содержащих алюмофосфаты [Соколова, Ширягина, 1971], и составом горячих и источником Японии [Tadashi, 1972], содержащих (в мг/л): SiO_2 — 72—190, V — 0,01—8,34, SO_4 — 664—4136 и др.

Терригенно-фтанидовая формация Сарытумского антиклинория

Структурное и стратиграфическое положение. Выходы терригенно-фтанидовой формации здесь приурочены к северо-западному крылу Сарытумского антиклинория (см. рис. 1, 38), сложенного породами вендского комплекса. Она несогласно перекрывает образования спарагмитовой формации (шопшокинская свита), главным членом которой являются тиллоиды, и базальтово-терригенной формации (жалгызская свита) [Токмачева и др., 1976]. Вверх по разрезу терригенно-фтанидовая формация сменяется граувакковой формацией ордовика.

Характеристика состава и строения. Формация обладает ритмичным строением (рис. 46). Пачки с преобладанием кремнистых пород, слагающие четко выступающие в рельефе гряды, чередуются с пачками глинистых, кремнисто-глинистых

сланцев, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Имеются три наиболее крупных горизонта, в которых преобладают кремнистые породы. В каждом из них нижняя часть сложена листоватыми и тонкоплитчатыми, по-видимому, первично углеродистыми кремнисто-глинистыми, иногда алевритистыми сланцами, содержащими кремнистые конкреции лепешкообразной и округло-шишковатой формы. Верхняя часть представлена кремнистыми породами, в различной степени углеродистыми.

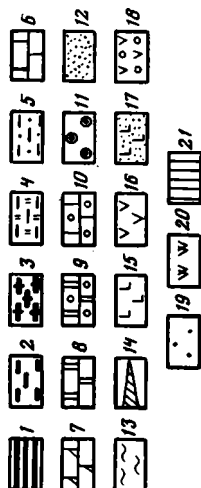
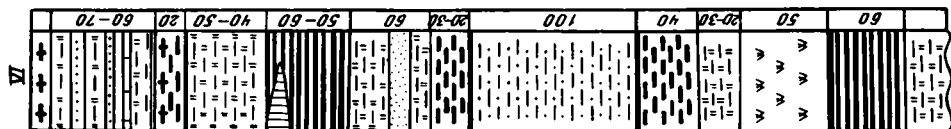
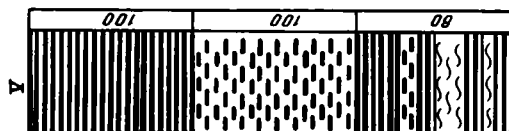
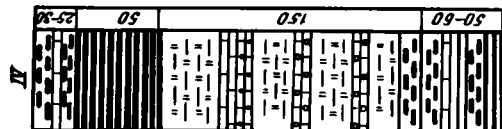
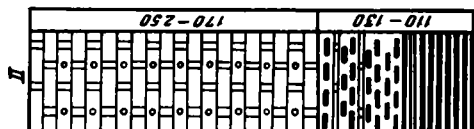
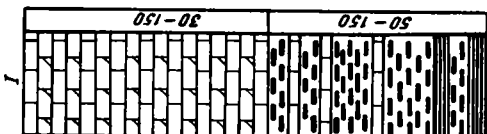
В нижнем горизонте углеродистость кремней и микрокварцитов наименьшая. Типичны светло-серые кремнистые породы массивного строения с тонкими (0,5—1 см) слоями, обогащенными углеродистым веществом. Второй горизонт, особенно в верхней части, состоит из характерных тонкослоистых, плитчатых фтанитов. К этим горизонтам приурочены стратиформные залежи баритов. Третий горизонт, как и первый, отличается слабой углеродистостью. Обычно это черно-зеленые массивные силициты, замещающиеся по простиранию розовыми яшмами. Между вторым и третьим горизонтами кремнистых пород прослеживается пачка углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев, содержащих пласт фосфатоносных песчаников (P_2O_5 до 32%), конгломератов и гравелитов, состоящих преимущественно из обломков кремнисто-глинистых сланцев. Мощность формации около 600 м.

Фтаниты (см. табл. 17), слабоуглеродистые силициты, углеродисто-кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые и углеродисто-глинистые сланцы не отличаются по составу и текстурным особенностям от описанных выше в составе фтанитовых формаций Байконурского синклиория. Лишь в углеродисто-глинистых сланцах в большем количестве присутствует примесь алевритовых зерен кварца. Кроме того, для углеродистых пород терригенно-фтанитовой формации Сарытумского антиклинория очень характерны следы размывов неконсолидированного или не полностью консолидированного осадка, следы оползания и оплывания, бугорковые иероглифы. Это, по-видимому, отражает условия накопления формации на наклонной поверхности. Спецификой описываемой терригенно-фтанитовой формации является развитие слабоуглеродистых силицитов, кремнистых пород, близких к яшмам, полимиктовых песчаников, в том числе фосфатоносных, и кремнистых метасоматитов по обломочным породам, не встречающихся в таком количестве в описанной выше фтанитовой формации.

Силициты. Эти породы темно-зеленого, черно-зеленого цвета встречены лишь в самых верхах формации. В отличие от фтанитов они в коре выветривания не обеляются, наоборот, темнеют, покрываясь тонкими корочками окислов марганца, или приобретают темно-вишневую окраску и становятся похожими на яшмы. Состоят из криптокристаллического кварца с небольшой примесью очень тонких листочков буровато-зеленых гидрослюд и лейкоксена, частично раскристаллизованного в рутил (сагенит). Иногда присутствуют редкие и мелкие кристаллики апатита. Эти породы практически не содержат остатков радиолярий.

Песчаники фосфатоносные грубозернистые и гравийные. Эти своеобразные породы слагают пласт мощностью 7—15 м, залегающий среди углеродисто-глинистых сланцев в верхней части формации. Песчаники состоят из окатанных фосфатных зерен с рубашкой из окислов железа и зерен кремнистых пород (содержание P_2O_5 в песчаниках до 32%). В промежутках между зернами фосфатов и кремнистых пород располагаются зерна зеленого цвета округлой и неправильной формы, представленные смешанослойным минералом типа глауконит-селадонит. Эти зерна также одеты рубашкой из окислов железа. Цемент порового типа, по составу железистый. Песчаники частично баритизированы. Идиоморфные кристаллы барита размером до 0,5—1 мм развиваются главным образом по смешанослойному глауконит-селадониту и по трещинкам в породе.

Песчаники полимиктовые. Эти породы буровато- и табачно-зеленой окраски, от крупно- до мелкозернистых. Образуют единичные прослои в верхней части



формации. В обломках средней и хорошей окатанности преобладает кварц (от 40—50% в среднезернистых разностях до 80% — в мелкозернистых). В подчиненном количестве имеются различные породы и минералы: микрокварциты, кремнистые породы, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, вулканиты основного и кислого состава, граниты, микроклин, плагиоклаз. Из акцессорных минералов встречен лейкоксенизированный сфен, апатит. Сортировка обломочного материала в среднезернистых разностях слабая, в мелкозернистых — хорошая. Цемент хлоритовый, скудный, пленочного и порового типа, зерна конформно прилегают друг к другу.

Песчаники окремненные (кремнистые метасоматиты по песчаникам). Коричневые, иногда светло-серые; встречаются в тонком переслаивании с кремнистыми породами или в виде тонких (1—2 мм) пропластков на поверхностях напластования во фтанитах. Песчаники от мелко- до средне- и крупнозернистых. Характерна тонкая слоистость, обусловленная изменением зернистости. В подошве и кровле слоев зернистость песчаников обычно наиболее грубая, в центральной части слоев песчаники мелко- и тонкозернистые (маятниковый тип слоистости). Широко распространены текстуры взмучивания и оплывания осадка, иероглифы типа слепков нагрузки.

Окремненные песчаники первично имели полимиктовый состав, близкий описанному выше. Однако в них все обломочные зерна и цемент замещены неравномернозернистым, в основном микро- и мелкозернистым кварцевым агрегатом, так что контуры обломочных зерен и их первичный состав с трудом улавливаются лишь по распределению тонкораспыленных окислов железа. Устанавливаются обломки с пепловой структурой, вулканиты с микролитовой структурой, кремнистые породы с радиоляриями. Первичный состав других зерен установить не удастся. Цемент кварцевый с микрогранобластовой структурой или крустификационный, сложенный шестоватым агрегатом кварца.

Известняки. Породы светло-серые от тонкозернистых и пелитоморфных до среднезернистых. Пелитоморфные разности обладают горизонтальной микрослоистостью, обусловленной неравномерным распределением углеродистого вещества.

Краткая геохимическая характеристика кремнистых пород. Фтаниты и углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы, по данным полуколичественного спектрального анализа (см. табл. 13), характеризуются повышенными в сравнении с кларками содержаниями ряда микроэлементов, главным образом фельсифильной группы. Это в первую очередь Ва, Мо и Pb, иногда Y и Yb. Из элементов фемафильной группы в повышенном количестве содержится лишь Cu и иногда Zn. А.Г. Кузнецовский [Токмачева и др., 1976] отмечает также повышенное содержание V (1000 г/т), что характерно для терригенно-фтанитовой формации других регионов. Особенностью этой формации является также повышенное содержание Р — почти повсюду с ней связаны маломощные горизонты фосфоритов (фосфоритовых конгломератов) (рис. 47) с содержанием P_2O_5 до 32%. Повышенные содержания Р, иногда фосфатные конкреции отмечаются и во фтанитах и углеродисто-глинисто-кремнистых сланцах, песчаниках.

Условия накопления терригенно-фтанитовых формаций Сарытумского антиклинория в целом близки условиям накопления карбонатно-фтанитовой формации

Рис. 46. Типы разрезов группы фтанитовых формаций

1 — фтаниты и углеродисто-кремнистые сланцы; 2 — углеродисто-глинистые, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы; 3 — фтанитоиды, зеленые силициты; 4 — обеленные кремнисто-глинистые сланцы; 5 — углеродистые филлиты и алевролитистые филлиты; 6 — известняки; 7 — доломитистые известняки; 8 — доломиты; 9 — онколитовые доломиты; 10 — онколитовые известняки; 11 — окремненные онколитовые известняки; 12 — песчаники; 13 — кварцево-серпичитовые сланцы; 14 — фосфориты; 15 — диабазы и диабазовые порфириты; 16 — андезитовые порфириты; 17 — туфы основного состава; 18 — туфоконгломераты; 19 — кварцевые гравелиты; 20 — микрокварциты; 21 — баритовые руды. I—V — карбонатно-фтанитовая формация: I, II — антиклинория Большой Каратау [Холодов, 1973], III—V — Байконурского синклинория [Хераскова, 1971]; III — р. Калмыккырган, IV — месторождение Сарысай, V — гора Жалтау; VI, VII — терригенно-фтанитовая формация: VI — месторождение Чиганак, VII — месторождение Сарысай [Зайцев, Хераскова, 1979]; VIII — вулканогенно-карбонатно-фтанитовая формация месторождения Тамалык [Мкртычян, 1966]

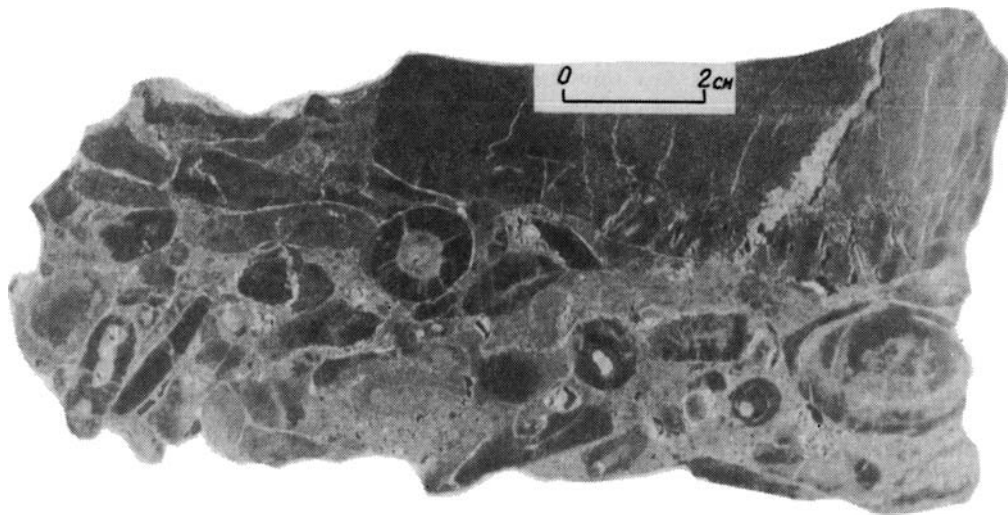


Рис. 47. Конгломерат из кремнисто-фосфоритовых конкреций в терригенно-фтанитовой формации района горы Жуантобе

Байконурского синклиория. Однако имеются и некоторые отличия — в формации Западного Прибалхашья более отчетливо проявлены признаки отложения при значительных уклонах дна бассейна. Об этом свидетельствует присутствие структур оплывания неконсолидированного осадка вплоть до появления кремнеобломочных пород и гравелитов, многочисленные текстуры взмучивания. Песчаные породы с "маятниковой" слоистостью, по-видимому, следует относить к "проксимальным" турбидитам, базируясь на сходных материалах, приведенных И.В. Хворовой [1974].

Эти отличительные признаки терригенно-фтанитовой формации Сарытумского антиклинория, а также появление редких горизонтов яшм сближают ее с терригенно-фтанито-яшмовой формацией, описанной ниже. Судя по тому, что терригенно-фтанито-яшмовые формации распространены на крыльях эвгеосинклинальных прогибов и более удалены от срединных массивов, можно полагать, что терригенно-фтанитовая формация Сарытумского антиклинория накапливалась в более глубоководных и удаленных от суши условиях, чем ранее рассмотренная карбонатно-фтанитовая формация Байконурского синклиория. Следствием этого, по-видимому, можно считать появление в составе обломочного материала наряду с терригенным сиалического происхождения и эдафогенного (кремнистых пород, основных вулканитов).

Вулканогенно-карбонатно-фтанитовая формация антиклинория Кузнецкого Алатау

Структурное и стратиграфическое положение. Вулканогенно-карбонатно-фтанитовая формация распространена в юго-восточной части Кузнецкого Алатау по южному крылу Шорско-Батеневского поднятия, прослеживается в северо-восточном направлении от верховьев р. Кабырзы до верховьев р. Иней на расстоянии более 150 км. Главным участком ее распространения является район фосфоритового месторождения Тамалык (см. рис. 10). Формации соответствуют тамалыкская и, частично, кондомская свиты нижнего кембрия.

Строение и состав вулканогенно-карбонатно-фтанитовой формации детально изучены А.К. Мкртычяном [1966], Е.А. Егановым [1968], Г.Н. Бровковым и др.

Рис. 48. Схема сопоставления разрезов вулканогенно-карбонатно-фтанитовой формации по А.К. Мкртычяну [1966]

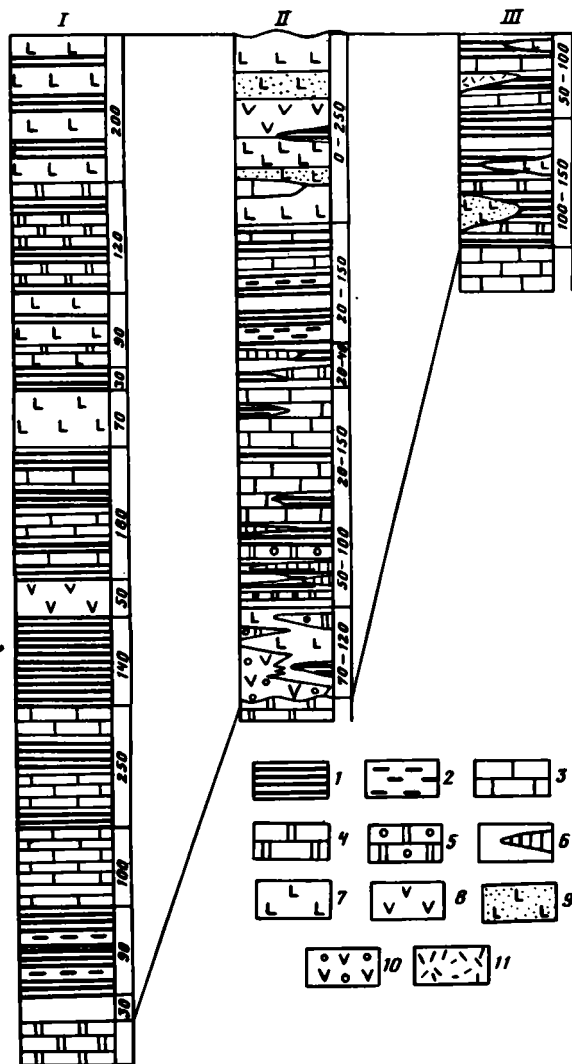
1 — углеродисто-кремнистые сланцы и фтаниты; 2 — углеродисто-глинистые сланцы; 3 — известняки; 4 — доломиты, доломитистые известняки; 5 — онколитовые доломиты; 6 — фосфориты; 7 — диабазы, диабазовые порфиры; 8 — андезитовые порфиры; 9 — туфы основного состава; 10 — туфоконгломераты; 11 — альбитофиры. I—III — типы разрезов

[1970]. По данным А.К. Мкртычяна, формация согласно залегает на кремнисто-карбонатной фосфатоносной формации (енисейская серия венда) и согласно перекрывается существенно карбонатными образованиями усинской свиты нижнего кембрия. По направлению на восток она замещается кремнисто-карбонатной и карбонатной фосфатоносными формациями верхов енисейской серии, а южнее, в осевой части геосинклинального прогиба, — существенно базальтоидными образованиями спилитофтанито-сланцевой формации кондомской свиты.

Характеристика состава и строения. Главные члены формации — ванадиеносные углеродисто-глинистые, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы, фтаниты, известняки, доломиты, часто марганцевистые, вулканыты основного, кислого и среднего состава. С кремнистыми породами ассоциируют пластовые фосфориты. Второстепенные члены формации — алевролиты, туфы, туффиты кислого состава. Соотношение отдельных членов формации изменяется на коротких расстояниях. А.К. Мкртычян [1966] выделяет три основных типа разреза формации, приуроченных к различным структурам единого геосинклинального прогиба.

Первый тип (рис. 48, I) характерен для участков, близких к осевой части прогиба. Здесь максимально развиты вулканыты — диабазовые, реже андезитовые порфиры, слагающие пачки мощностью до 100 м. Большая часть разреза складывается различными углеродистыми сланцами и фтанитами, содержащими до 1% P_2O_5 и до 0,1% V. Карбонатные породы развиты незначительно и представлены битуминозными известняками с повышенным (до 2%) содержанием Mn, редко доломитами. Мощность разреза этого типа превышает 1000 м.

Разрезы второго типа (см. рис. 48, II) развиты на склоне геосинклинального прогиба. Для него характерны пластовые фосфориты (месторождение Тамалык), ассоциирующие с углеродисто-кремнистыми сланцами и фтанитами с повышенным содержанием ванадия (до 1%) и образующие две фосфатоносные пачки. Вулканыты распространены меньше, чем в первом типе, и преобладают лишь в нижней и верхней частях формации. Наряду с лавами существенное значение приобретают



туфы и туфоконгломераты. Среди карбонатных пород появляются мелководные онколитовые разности, причем наряду с известняками значительно развиты марганцевистые доломиты. Мощность этого типа разреза около 800 м.

Третий тип разрезов (см. рис. 48, III) характеризует участки, примыкающие к Шорско-Батеневскому поднятию. Мощность формации здесь резко сокращается до 150—250 м, а облик значительно изменяется, так как резко уменьшается количество вулканитов, которые представлены наряду с порфиритами и их туфами альбитофирами. В разрезе преобладают углеродисто-кремнистые сланцы и фтаниты с повышенным содержанием фосфора (P_2O_5 — 0,5—1%) и ванадия (до 1%).

Таким образом, в строении формации намечается четкая последовательность изменений. По направлению от осевой части прогиба к его крыльям сокращается количество вулканитов, причем наряду с базальтами появляются вулканиты кислого состава. Характер изменения осадочных членов формации сходен с изменениями, установленными для карбонатно-фтанитовой формации Байконурского синклинория, т.е. по направлению к крыльям геосинклинального прогиба резко сокращается мощность, увеличивается количество глинистых и углеродисто-кремнистых сланцев и фтанитов за счет сокращения количества карбонатных пород. На крыльях прогиба в черных сланцах увеличивается содержание фосфора, ванадия и редких металлов. Битуминозные пелитоморфные известняки приосевой части прогиба замещаются более мелководными онколитовыми известняками и доломитами. От описанных выше черносланцевых формаций помимо появления вулканитов она отличается заметно большей марганценосностью, что, очевидно, связано с близостью вулканических центров.

Углеродисто-кремнистые сланцы и фтаниты. Породы по структурно-текстурным особенностям близки силицитам кремнисто-карбонатной фосфатоносной формации Шорско-Батеневского поднятия (см. ниже). Сложены они агрегатом кварцевых зерен с гранобластовой или лепидобластовой структурой и окрашены тонкораспыленным углеродистым веществом в различные оттенки черного и серого цвета. Отдельные слойки обогащены серицитом или пиритом, гематитом. В ряде случаев присутствуют рассеянные кристаллы и отдельные слойки карбонатных минералов, и породы переходят в карбонатно-кремнистые. Во фтанитах, особенно во втором типе разрезов, обнаруживаются остатки радиолярий и спикул губок. Кремнистые породы, по данным А.К. Мкртычяна [1966], Г.Н. Бровкова и др. [1970], отличаются повышенными содержаниями (в г/т) ряда микроэлементов: (см. табл. 13): P_2O_5 — 5000—10000; V — 1000—10000; Pb — 30; Zn — 50—100; Cr — 10—30; Mn — 300; Ti — 1000—2000; Cu — 20; Sr — 100; Ba — 500.

Карбонатные породы. Представлены в основном известняками. Доломиты составляют от 5 до 30% и тяготеют к разрезам второго и третьего типов. В большинстве случаев они являются хемогенными образованиями, лишь в подчиненном количестве (разрезы второго типа) встречаются онколитовые разности. Карбонатные породы обогащены углеродистым веществом (до 2%), располагающимся между зернами карбонатов или образующим небольшие сгустковидные скопления. Карбонатные породы обеднены микроэлементами, но содержат до 2% Mn, фиксированного в виде манганокальцита.

Углеродисто-глинистые, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы. Это тонко-сланцеватые и массивные породы черного цвета, неслоистые или со следами среднемасштабной горизонтальной слоистости. Черная окраска обусловлена примесью тонкодисперсного углеродистого вещества (содержание $C_{орг}$ 0,3—2%). Сланцы имеют преимущественно гидрослюдистый состав. В количестве до 15—20% часто имеется мелко-среднекристаллический кварц, который либо равномерно рассеян в глинистой массе, либо образует мелкие линзовидные обособления. В этих линзочках и гидрослюдистой массе часто присутствуют агрегаты и отдельные зерна столбчатого рутила. Сланцы нередко обильно насыщены пиритом, содержат также пирротин. Углеродисто-глинистые сланцы, как и кремнистые породы

формации, обогащены рядом микроэлементов, средние содержания которых (в г/т) составляют [Бровков и др., 1970, 1972]: Р — 100, Мп — 250, Ti — 8380, V — 200, Cr — 100, Cu — 60, Ni — 60, Sr — 100, Ba — 500.

Фосфориты. Представлены в основном кремнистыми слоистыми и массивными разностями. Значительно реже встречаются субмономинеральные, фосфорит-кремнистые брекчии, фосфорит-доломит-известняковые и фосфоритовые конгломераты и гравелиты, желваковые фосфориты. Фосфориты слагают сложные линзы и пласты мощностью от 2 до 24 м. Содержание P_2O_5 в фосфоритах достигает 38%, в среднем — 10—11%. Для фосфоритов характерны следующие средние содержания (в г/т) микроэлементов ($n = 17$) [Бровков и др., 1970]: Мп — 1750, Ti — 500, V — 70, Cr — 170, Ni — 30, Cu — 60, Sr — 500, Ba — 500.

Вулканогенные породы. Представлены метаморфизованными диабазами и порфиритами, меньшее значение имеют лавовые брекчии и туфоконгломераты, иногда вулканы кислого состава. По данным А.О. Смирксына, М.В. Суховерховой [1969], Н.И. Светлицкого [1970], вулканы отличаются недосыщенностью SiO_2 , несколько повышенными щелочностью (при преобладании Na над K), содержаниями P_2O_5 (0,55%), Ti (около 2%), V (100 г/т), Ba (500 г/т). По данным А.О. Смирксына, М.В. Суховерховой [1969], наблюдается сходство геохимических характеристик вулканогенных и кремнистых пород.

Геохимические особенности пород. В целом, по данным А.О. Смирксына [Михайлов и др., 1970], породы формации отличаются богатством входящих в их состав микроэлементов. Полуколичественным спектральным анализом фиксируется более 20 элементов (помимо породообразующих). На Тамалыкском месторождении известны рудные концентрации МпО (до 8—11%). Тела марганцевых руд локализируются в близком соседстве с фосфоритами. Содержания V достигают 1%, устанавливаются локальные концентрации Zn и Cu (до 1% по химическим анализам). В количествах выше кларковых отмечаются Ag, As, Sr, иногда Cd, Ba. В целом характерен значительный размах колебаний содержаний всех перечисленных элементов, поэтому средние содержания не совсем точно отражают геохимические особенности формации. Насколько можно судить по имеющимся данным, геохимические особенности пород формации близки геохимическим особенностям других рассмотренных выше формаций фтанитовой группы.

Условия образования. Накопление вулканогенно-карбонатно-фтанитовой формации, по данным А.К. Мкртычяна [1966], происходило в морских условиях краевой части геосинклинального бассейна, значительно удаленной от основных очагов подводной вулканической деятельности, располагающихся южнее в пределах Западного Саяна (зоне накопления описанной выше спилито-фтанито-сланцевой формации). Бассейн отличался относительной мелководностью, особенно в участках развития второго и третьего типов разрезов, а также расчлененным подводным рельефом, что обусловило фаціальную пестроту осадков. Расчлененный рельеф возник в результате деятельности местных очагов вулканизма, а также из-за существования тектонических уступов. Кремнистые породы и фосфориты А.К. Мкртычян, А.Е. Еганов, Г.Н. Бровков и другие считают вулканогенно-хемогенными образованиями, возникшими в результате химического осаждения вещества из морской воды, источником которого являлся подводный вулканизм.

Главные особенности фтанитовых формаций (тип фтанитовых формаций)

Как уже отмечалось, фтанитовые формации довольно широко распространены в геосинклиналях. Для Казахстанской, Тянь-Шаньской и Алтае-Саянской геосинклинальных областей они характерны для кембрия и венда — времени, когда эти области переживали начальные этапы геосинклинального развития. Накопление фтанитовых формаций происходило на склонах срединных массивов, сложенных

гранитизированными породами докембрия (см. рис. 24), или на склонах внутри-эвгеосинклинальных поднятий (см. рис. 10). В последнем случае формации этой группы содержат в своем составе значительное количество вулканогенных пород базальтового состава (спилитов) и по латерали в осевых частях эвгеосинклинальных прогибов замещаются существенно спилитовыми формациями (см. выше спилито-фтанито-сланцевая формация Западного Саяна).

Формации, развитые на склонах срединных массивов, парагенетически связаны со спарагмитовой формацией — как правило, сменяют ее вверх по разрезу, иногда подстилают. Такой парагенез типичен для Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Формации, развитые на склонах внутренних геоантиклинальных поднятий, ассоциируют с кремнисто-карбонатной и спилит-кератофировыми формациями.

Главными членами этой группы формаций являются фтаниты, углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые, углеродисто-глинистые сланцы, отличающиеся повышенным содержанием ряда редких металлов и фосфора. Породообразующим глинистым минералом является гидрослюда, в небольшом количестве может быть хлорит. Углеродистое вещество тонкодисперсно, представлено графитоподобным минералом, по степени углефикации соответствующим антрациту (температура выгорания 700—800°C), графитом и ванадиносным антраксолитом [Анкинович, 1961; Холодов, 1973]. Углеродистые породы, особенно глинистые их разности, обычно обогащены аутигенным пиритом (до 10—15%).

Состав и относительное количество второстепенных членов изменяется и позволяет выделить несколько разновидностей конкретных формаций. Главные их типы были описаны выше. Наиболее типичным второстепенным членом, присутствующим в том или ином количестве во всех формациях этой группы, являются фосфориты. Однако крупные месторождения фосфоритов, подобные тем, которые имеются в составе кремнисто-карбонатной формации, здесь редки, чаще присутствуют маломощные линзы фосфоритов и горизонты, обогащенные фосфатными конкрециями, небольшие тела метасоматических фосфоритов по карбонатным породам.

Карбонатные породы — известняки и доломиты, редко анкериты — также обычно присутствуют во всех формациях этой группы. Причем различаются как относительно глубоководные их разности (пелитоморфные), так и мелководные (онколитовые).

Терригенные средне- и крупнообломочные породы встречаются не всегда. Наиболее характерны кварцевые бесцементные песчаники, являющиеся осадками контурных течений или своеобразными турбидитами. Реже в формациях, переходных к терригенно-фтанито-яшмовым, обнаруживаются кварц-плагиоклазовые и полимиктовые песчаники.

Кремнистые метасоматиты — второстепенный, резко подчиненный, но очень характерный член этих формаций. Наиболее типичны кремнистые метасоматиты по карбонатным породам (рис. 49) и фосфоритам, реже по песчаникам. Они слагают маломощные (от нескольких сантиметров до 3—5 м) пластовые тела и линзы, иногда прослеживающиеся на значительное расстояние (например, онколитовые окремненные известняки в терригенно-фтанитовой формации Байконурского синклиория). Можно полагать, что замещение кремнеземом различных пород происходит стратиформно, еще во время накопления формации, так как обломки кремнистых метасоматитов обнаружены в отложениях, непосредственно перекрывающих фтанитовую формацию.

Вулканогенные породы присутствуют в качестве второстепенных членов далеко не всегда, а лишь в вулканогенно-фтанитовой формации. Возможно, они являются аллофильными членами. Наиболее типичны вулканы основного и кислого состава, отличающиеся несколько повышенными щелочностью, титанистостью и содержанием ванадия и фосфора [Бровков и др., 1970]. Менее характерны туфы

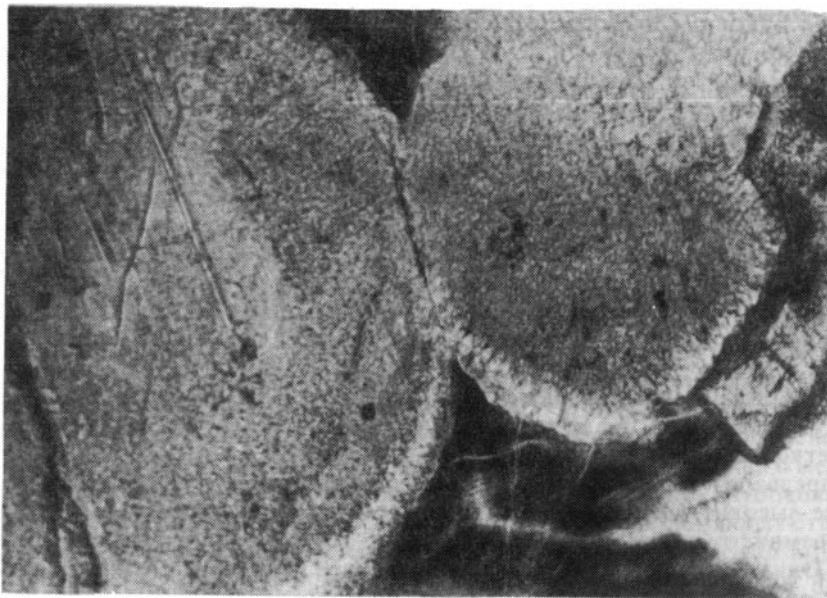


Рис. 49. Кремнистый метасоматит по онколитовому известняку. Терригенно-фтанитовая формация Байконурского синклинория. Без анализатора, ув. 80

кислого состава. Такими же особенностями отличаются вулканиты, подстилающие фтанитовые формации или сменяющие их по латерали (см. выше терригенно-кремнисто-туффитовую формацию Байконурского синклинория, спилито-фтанито-сланцевую Западного Саяна).

В строении формаций этого типа наблюдается четкая закономерность, отражающая условия накопления их на склонах поднятий. Эта закономерность в общем виде может быть сформулирована следующим образом: в сторону прогиба в составе формации увеличивается роль пород, специфических для каждой конкретной формации. Так, в карбонатно-фтанитовой формации углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинистые сланцы и фтаниты с единичными прослоями мелководных онколитовых карбонатных пород замещаются фтанитами и пелитоморфными относительно глубоководными тонкослоистыми известняками и доломитизированными известняками (см. рис. 39). В терригенно-кремнистой формации к осевой части прогиба увеличивается количество и мощность прослоев кварцевых песчаников. В вулканогенно-карбонатно-кремнистой формации по направлению к более глубоководной части прогиба возрастает количество карбонатных и вулканогенных пород.

В некоторых случаях удастся наблюдать фациальные переходы фтанитовых формаций в формации другого типа. При этом также обнаруживается определенная закономерность. Вблизи поднятий во фтанитовых формациях появляются признаки сходства с кремнисто-карбонатной формацией (увеличивается количество фосфоритов и карбонатных пород водорослевого происхождения, начинают преобладать доломиты). По направлению к более глубоководным частям прогибов в терригенно-фтанитовых формациях устанавливаются черты сходства с терригенно-фтанито-яшмовыми формациями (прослой полимиктовых песчаников, отдельные горизонты яшм).

В вулканогенно-карбонатно-фтанитовой имеются переходы к собственно вулканогенным — спилитовым и спилито-кератофировым формациям. При этом отмечается возрастание роли вулканогенных пород, повышение марганценосности.

Общей закономерностью строения фтанитовых формаций является относительно небольшая мощность отложений, образовавшихся за значительный интервал времени. Так, карбонатно-фтанитовая формация в Байконурском синклинории и Большом Каратау, имеющая мощность 100—400 м, накапливалась в течение всего кембрия. Мощность может несколько возрасти в разрезах со значительным количеством терригенных и вулканогенных пород, но в целом для фтанитовых формаций характерно резко замедленное осадконакопление.

Каковы наиболее яркие геохимические особенности рассмотренных фтанитовых формаций, характерных для начального этапа развития геосинклиналей?

Для пород этой группы формаций типично повышенное содержание ряда микроэлементов. Наибольшие концентрации их наблюдаются в углеродистых породах и фосфоритах. Характерны V, P, Mo, Zn, Pb, Ti, Ag, Cr, Co, Ni, Y, Yb и др. (см. табл. 13). По данным В.Н. Холодова [1973], одни элементы-примеси, такие, как ΣTR_2O_3 , Sr, Pb накапливаются преимущественно в фосфоритах, V, Mo отчасти Ga — во фтанитах. При накоплении других элементов не обнаруживается такой четкой закономерности.

По предварительным данным¹, в ряду описанных ранее конкретных формаций наиболее высокие концентрации микроэлементов наблюдаются в породах карбонатно-кремнистой формации, наименьшие — в вулканогенно-карбонатно-кремнистой. Однако в карбонатных членах последней отмечены высокие концентрации Mn, которые, по-видимому, отражают более отчетливые связи вулканогенно-карбонатно-кремнистой формации с областями эффузивного вулканизма [Соколова, 1960]. В породах терригенно-кремнистой формации уменьшается количество V, однако содержание Mo во много раз превышает кларковое. Терригенные породы фтанитовых формаций обычно бедны микроэлементами и в повышенных количествах иногда содержат лишь P. Карбонатные породы также бедны микроэлементами. В повышенных количествах содержится лишь Sr и Ba, а в известняках и доломитах вулканогенно-карбонатно-фтанитовой формации также Mn. Состав микроэлементов в вулканогенных породах этих формаций изучен слабо, однако вулканы в пределах Тамалыкского месторождения фосфоритов [Бровков и др., 1970] обогащены ванадием, фосфором и барием.

Наиболее высокие концентрации ванадия и других металлов приурочены к пачкам микроритмично-переслаивающихся углеродисто-глинистых и углеродисто-кремнистых сланцев. Пачки углеродисто-глинистых пород и собственно фтанитов гораздо беднее ванадием и другими микроэлементами. По-видимому, эта закономерность объясняется тем, что ванадий и металлы адсорбировались из морской воды глинистым и углеродистым веществом. Однако поступление их в бассейн происходило вместе с кремнеземом из одного источника. Адсорбция ванадия и других металлов органическим веществом, по-видимому, приводит к образованию сложных комплексных соединений типа никелевых и ванадиевых порфиринов, подобных описанным С.М. Манской и Т.В. Дроздовой [1964], а также Л.А. Детенко [1978]. Кроме того, некоторые элементы, например Cu, Ni, Pb, входят в решетку пирита, обогащающего эти породы, и образуют самостоятельные минералы — роскоэллит, горсейксит, барит, сульванит, галенит, патронит, рутил [С.Г. Анкинович, Е.А. Анкинович, 1959], ванадиевый гранат [Филипповская и др., 1972].

Фосфориты залегают среди карбонатных и кремнистых пород, однако парагенетически тесно связаны с кремнистыми породами — присутствуют лишь в тех интервалах разреза, где имеются кремнистые породы. Как правило, фосфоритовые залежи подстилают кремнистые горизонты, перекрывают их или замещают по

¹ Сопоставление не совсем правомерно, так как использованы анализы разных лабораторий. Таким образом, малые содержания или отсутствие тех или иных элементов могут объясняться недостаточной чувствительностью анализов.

простирацию. Фосфатные конкреции присутствуют лишь среди фтанитов и углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев. Это свидетельствует в пользу того, что фосфаты, как и ванадий, поступали из одного источника вместе с кремнеземом. Присутствие карбоната лишь способствовало переводу фосфора в осадок или, по данным Э. Дегенса [1967], карбонатные породы в результате проникновения в них анионов PO_4 замещались карбонат-апатитом. По его мнению, путем замещения CaCO_3 с помощью фосфатных растворов образовалось большинство залежей морских фосфоритов, представленных карбонат-апатитом, так как превращение кальцита в карбонат-апатит может происходить при значительно более низких концентрациях PO_4^{3-} и Ca^{+2} , чем те, которые требуются для осаждения апатита. Несомненные метасоматические фосфориты имеются в карбонатно-кремнистой формации Байконурского синклинория.

Накопление фтанитовых формаций происходило в основном на склонах крупных поднятий и прогибах, примыкающих к этим поднятиям (см. рис. 10, 24). Глубина бассейна могла изменяться в довольно широких пределах и, вероятно, не оказывала существенного влияния на формирование главных членов этой ассоциации — углеродистых сланцев и фтанитов. Они сочетаются как с мелководными водорослевыми известняками, так и с относительно глубоководными пелитоморфными. Большое значение, по-видимому, имело положение в структуре. Разрезы с абсолютным преобладанием углеродисто-кремнистых пород тяготеют к зонам сочленения прогибов и поднятий. К этим же зонам приурочены наиболее крупные залежи фосфоритов. Вблизи крупных конседиментационных разломов содержания элементов-примесей возрастают на порядок или даже достигают рудных концентраций (см. рис. 45). Кроме того, отмечается повышение содержаний микроэлементов и появление пластовых залежей фосфоритов на площадях, примыкающих к поднятиям, ограниченным долговечными разломами [Мкртычян, 1966].

Характерными для накопления формаций этого типа, по-видимому, были восстановительные условия среды и резко замедленное осадконакопление, способствовавшие концентрациям и накоплению редких металлов и фосфора. Замедленное осадконакопление было возможным лишь в условиях слабого привноса терригенного материала, который поступал в небольшом количестве и в относительно короткие промежутки времени. Обломочные компоненты представлены в основном кварцем и гидрослюдами — продуктами размыва метаморфизованных вулканитов кислого состава, обломочных кварцитов и гранитов, обладающих в пределах Улутай-Северо-Тяньшанского массива (данные Д.К. Фролова) пониженными кларками элементов, которые, однако, накапливались в углеродисто-глинисто-кремнистых породах и фосфоритах этой группы формаций. Эти данные не позволяют принять точку зрения В.Н. Холодова [1973] о том, что источником ванадия в углеродистых породах фтанитовых формаций венда и кембрия являлись размываемые массивы докембрийских габброндов и анортозитов.

Довольно четкая структурная приуроченность фосфоритов и рудных концентраций ванадия во фтанитовых формациях к зонам конседиментационных разрывных нарушений, их парагенез с кремнистыми породами делает маловероятной точку зрения о том, что источником фосфора и ванадия являлись воды каледонского геосинклинального бассейна, в акватории которого происходило накопление фтанитовых формаций. Совокупность геологических данных заставляет считать наиболее вероятной точку зрения о том, что источником кремнезема, редких металлов и фосфора являлись термальные воды эндогенного происхождения. К такому же выводу в последнее время пришли многие исследователи [Мкртычян, 1966; Хворова, 1968; Бродская, 1974; Бровков и др., 1970; Еганов, 1968; Гудфеллоу, 1982].

Поскольку многие микроэлементы, обогащающие формации этой группы, связаны с органическим веществом, важно понять, какова его природа и роль в

накоплении редких металлов. На этот счет мнения различных исследователей расходятся и имеется несколько точек зрения. Господствует представление о том, что обилие органического вещества в "черных сланцах" связано с бурным развитием зоо- и фитопланктона. Массовая гибель микроорганизмов вызывала обогащение осадков органическим веществом сапропелево-битумного ряда [Хейнрих, 1962; Анкинович, 1961; Холодов, 1973; Сидоренко, Сидоренко, 1975]. Таким образом, органическому веществу отводится роль адсорбента редких металлов и фосфора, а процесс накопления органического вещества сходен с тем, который наблюдается в современных зонах апвеллинга.

Другая точка зрения в последнее время высказана Е.М. Поплавко с соавторами [1978], которая сводится к тому, что "черные" кремнистые сланцы сходны по геохимии и по соотношению С/Н с бесструктурными горючими сланцами и являются продуктом подводного изменения нефти (сухая нефть), не нашедшей ловушки для сохранения. Недавно получили также распространение представления Р.М. Слободского [1978], Л.М. Бабурина и др. [1982], позволяющие связывать возникновение органического вещества черных сланцев с гидротермальным процессом. Эта гипотеза основывается на том, что имеются прямые наблюдения об участии карбонильных, кремнисто-водородных соединений, кремнийорганических полимеров в газовом переносе некоторых элементов при вулканических и гидротермальных явлениях. Впервые на возможность участия органических соединений в подобном переносе металлов обратил внимание А.Н. Заварицкий при объяснении генезиса Тагильских месторождений платины. В дальнейшем предполагалось участие сложных органоминеральных комплексов в образовании золоторудных месторождений, метасоматических рудопроявлений ураноносного битума в песчаниках, стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Большинство этих соединений являются летучими. Всем им свойственна устойчивость в восстановительной обстановке, подверженность окислительному распаду. При повышении температуры в изобарических и при снижении давления в изотермических условиях они подвержены термическому распаду. Концентрация металлов в них может достигать $\frac{1}{3}$ — $\frac{4}{5}$ по весу [например, $C_3H_5Ni(CO)_2FeCOC_3H_5$]. В состав многих соединений этого типа легко могут входить такие постоянно участвующие в процессах рудообразования, в том числе в процессах рудообразования "черных сланцев", летучие компоненты, как фосфор, сера, галогены, например, $[FeP(CH_3)_2CO_3]$. При распаде металлоорганических соединений происходит отщепление свободных радикалов и выделение металла. Причем распад соединений, содержащих кроме металла еще и серу, может приводить к образованию сульфидов металлов. Эта точка зрения заслуживает пристального изучения, так как хорошо объясняет парагенез углеродистого вещества, кремнезема, редких металлов и фосфора, приуроченность наиболее углеродистых пород с высокими содержаниями редких металлов и фосфора к зонам крупных долгоживущих разломов и подтверждает выводы о вероятном эксгальационно-осадочном происхождении кремнезема, редких металлов и фосфора, а также хорошо объясняет различие геохимии яшм и фтанитов.

На современном уровне знаний трудно отдать предпочтение какой-либо из этих точек зрения, так как органическое вещество в изученных формациях сильно метаморфизовано. По всей вероятности, все три описанных процесса распространены в природе, причем гидротермальные растворы глубинного происхождения, несущие питательные вещества, должны способствовать бурному расцвету зоо- и фитопланктона и образованию нефтематеринских пород.

Формации этой группы очень своеобразны по составу и характерны для нижнего ордовика Центрального Казахстана. Примером может служить ишкеольмесская и ирадырская свиты Ишкеольмесского антиклинория [Бабичев и др., 1977], кушекинская свита Конского синклинория [Минервин, 1972], акдымская серия нижнего ордовика Ерементау [Новикова и др., 1978, 1980], мынадырская и каратасская свиты нижнего ордовика Атасуйского антиклинория [Герасимова и др., 1977]. Они распространены по периферии срединных массивов вдоль зоны сочленения западной части Центрального Казахстана, где широко развиты гранитизированные образования докембрия, и восточной, в которой гранитизированный докембрий неизвестен. Эти формации являются связующим звеном между фтанитовыми и яшмовыми формациями и сочетают в себе признаки как тех, так и других. Главные особенности этой группы формаций рассмотрены на примере ишкеольмесской свиты нижнего ордовика Ишкеольмесского антиклинория, мынадырской и каратасской свит нижнего ордовика Атасуйского антиклинория.

Терригенно-фтанито-яшмовая формация Атасуйского антиклинория

Структурное и стратиграфическое положение. К терригенно-яшмово-фтанитовой формации в Атасуйском антиклинории мы относим мынадырскую и каратасскую свиты нижнего ордовика. Описание этой формации приводится по данным Н.А. Герасимовой [Герасимова, 1977; Герасимова и др., 1977, 1978]. Терригенно-яшмово-фтанитовая формация согласно и, по-видимому, с постепенным переходом залегает на карашошакской свите (кремнисто-терригенная аллохтонная формация). Верхняя граница ее неизвестна. На севере она по системе разломов граничит с сатыбайской терригенно-спилитовой формацией среднего ордовика, участвующей в строении Нуринского синклинория.

Характеристика состава и строения. Главными членами формации, определяющими ее облик, являются различные кремнистые породы: фтаниты, кремни, яшмы, кремнисто-глинистые, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы, а также продукты их разрушения — кремнеобломочные породы. Кроме того, важными членами этой формации являются кварцевые и фосфатонесные кварцевые песчаники и кремнистые метасоматиты по песчаникам, алевролитам, глинистым сланцам. В качестве второстепенных членов могут присутствовать марганценовые песчаники и линзы браунит-пиролозит-псиломелановых руд (содержание MnO от 4 до 43%). Породы формации совершенно бескарбонатны. Лишь в районе гор Тохты встречена маломощная линза известняков и известковистых песчаников. Мощность формации составляет около 800—1000 м.

Пачкам с преобладанием углеродистых разностей пород свойственна серая и темно-серая окраска. Там, где появляются яшмы, более характерны красноцветные породы. Широко распространены полосчатые пестроцветные кремни (полосы желтого, черного и вишневого цвета). Однако во многих участках породы утратили свой первоначальный цвет из-за вторичных изменений — осветления, окисления пирита, разложения органического вещества, вторичного окварцевания. В этих участках преобладают желтые, палевые окраски пород. Меньше развита вторичная красноцветная окраска. При этом исчезают признаки, по которым можно отличить фтаниты, яшмы и кремни. Характерная особенность формации — частые фациальные замещения различных кремнистых пород, нередко наблюдаемые в обнажениях. Постоянно можно видеть, как светло-желтые кремни по простиранию замещаются яшмами и фтанитами (рис. 50).

Для формации установлено закономерно направленное изменение состава по вертикали и латерали. Изменения по вертикали выражаются в постепенном уменьшении количества обломочных пород и увеличении кремнистых — в верхней

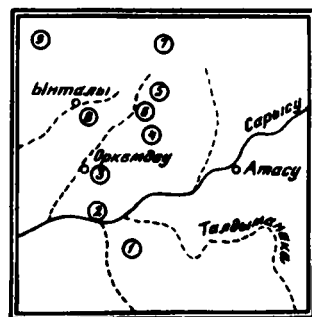
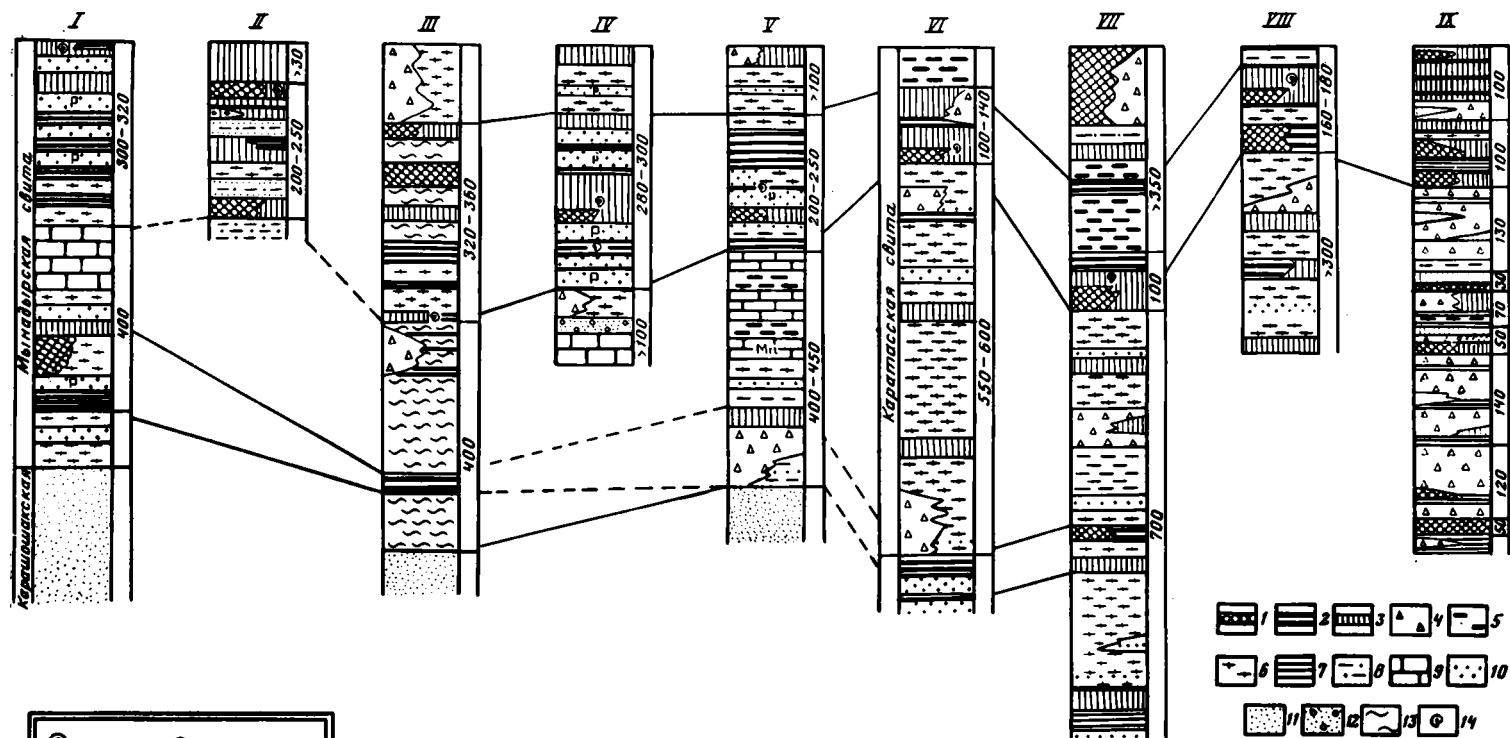


Рис. 50. Схема сопоставления разрезов терригенно-фтанито-яшмовой формации Атасуйского антиклинория [Герасимова, 1977]

1 — яшмы; 2 — фтаниты; 3 — кремни; 4 — кремнеобломочные породы; 5 — углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые и алевритистые сланцы; 6 — кремнисто-глинистые сланцы и кремнистые алевриты; 7 — глинистые сланцы; 8 — алевриты; 9 — кварцито-песчаники; 10 — кварцевые песчаники; 11 — полимиктовые песчаники; 12 — конгломераты; 13 — кварциты по кремнистым алевритам и кварцевым песчаникам; 14 — места находок конодонтов, Р — фосфатность, Мп — марганцеватость. Римские цифры (на врезке — цифры в кружках) — местоположение разрезов: I—III, V—IX — горы; III — Байгул, II — Тохты, III — Монадыр, V — Эскине, VI — Таскоралы, VII — Айгыржал, VIII — Жаманадыр, IX — Терebutак; IV — урочище Жаманадыр

половине формации. Латеральные изменения наиболее отчетливо проявлены вкосте простираения Атасуйского антиклинория с юго-востока на северо-запад и с юго-востока на восток. На севере Атасуйский геосинклинальный прогиб примыкал к Ерементау-Ниязскому срединному массиву, где в это время накапливались фтанитовые и кремнисто-карбонатные формации (чажогайская и шундинская свиты). На западе он соединялся с Конским прогибом, заполнявшимся терригенно-кремнисто-туфитовой формацией (кушеская свита) [Минервин, 1972], на востоке, по-видимому, сочленялся с Тектурмасским прогибом, где в это время происходило накопление яшмово-спилитовой формации (нижняя часть базарбайской свиты).

Лучше всего направленность латеральных изменений внутри формации изучена Н.А. Герасимовой в направлении с юго-востока на северо-запад. В восточной части антиклинория (см. рис. 50, разрезы 1, 4, 5), примыкающей к Ерементау-Ниязскому срединному массиву, в составе всего разреза формации преобладают фтаниты, переслаивающиеся с фосфатонесными кварцевыми песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами. Яшмы, кремни, кремнеобломочные породы встречаются лишь в единичных прослоях. В самой нижней части разреза сосредоточено максимальное количество кремнисто-глинистых сланцев и кремнистых алевролитов, выше возрастает роль кварцевых песчаников с четкой градационной слоистостью. Среди песчаников обнаружены пласты гравелитов с сингенетичной марганцевой минерализацией. Мощность рудоносных пластов 1—1,5 м, протяженность 100 м (содержание марганца — 3,5—12,5%). Кроме того, здесь встречаются пластовые линзовидные тела массивных руд мощностью до 1,2—2 м и протяженностью в первые сотни метров.

В верхней части формации фтаниты ритмично чередуются с разнозернистыми кварцевыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами. Сланцы тонко переслаиваются с фтанитами. Горизонты песчаников не выдержаны по простираению и замещаются тонкозернистыми породами. Одновременно увеличивается мощность кремнистых прослоев. К этой же зоне приурочены фосфатопоявления. Они локализуются в кварцевых песчаниках и располагаются на двух уровнях. Нижний (100—150 м) представлен частым ритмичным чередованием разнозернистых кварцевых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и фтанитов, углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев. Верхний (100 м) отделен от нижнего 100-метровой пачкой кремней и сложен песчаниками с редкими горизонтами фтанитов. На всех уровнях в песчаниках встречаются отдельные зерна фосфатов и прожилки алюмофосфатов (вавеллит и крандаллит). Содержания P_2O_5 в них от 2 до 12%. Максимальные содержания P_2O_5 (23%) обнаружены в линзах песчаных фосфоритов с мощностью 1—2 м. В кремнистых породах, переслаивающихся с песчаниками, встречены выщелоченные фосфато-кремнисто-глинистые конкреции.

По направлению на северо-запад (см. рис. 50, разрезы 2, 3, 6—8) резко сокращается количество прослоев песчаников в нижней половине разреза. Они замещаются кремнистыми алевролитами, кремнисто-глинистыми, глинистыми сланцами лишь с маломощными прослоями кварцевых песчаников. В этом же направлении заметно сокращается количество фтанитов. Верхняя часть разреза представлена ассоциацией яшм, глинистых, кремнисто-глинистых сланцев, кремнистых алевролитов с маломощными прослоями кремней, фтанитов, иногда кварцевых и кварцитовидных песчаников. В яшмах отмечены рудные концентрации марганца и железа. Содержание фосфора в породах резко падает (максимальное содержание P_2O_5 не превышает 1%).

На Крайнем Северо-Западе (см. рис. 50, разрезы 7, 8, 9) из разреза практически исчезают кварцевые и кварцитовидные песчаники и в составе обломочных пород преобладает материал эдафогенного происхождения. Это плохо сортированные кремнеобломочные породы различной зернистости и степени окатанности обломочного материала: кремнеобломочные брекчии, гравелиты, песчаники. Состав крем-

нистых пород также претерпевает значительные изменения. Здесь почти исчезают фтаниты и преобладают яшмы.

Характер латеральных замещений на восток-северо-восток, по направлению к Тектурмасскому прогибу, изучен слабо из-за эрозионного среза (породы формации на этом интервале размыты). Однако, судя по преобладанию в разрезе разновозрастных отложений в горах Тектурмас яшм, брекчиевидных яшм и спилитов (см. выше яшмово-спилитовую формацию), можно предполагать, что тенденция замещения фтанитов яшмами, а кварцевых песчаников кремнеобломочными породами имела место и в этом направлении.

Таким образом, отчетливо видно, что в восточной части территории, прилегающей к Ерементау-Ниязскому срединному массиву, терригенно-фтанито-яшмовая формация приобретает отчетливые черты сходства с некоторыми другими фтанитовыми формациями, например терригенно-кремнистой формацией Сарытумского прогиба (см. выше). Отличия заключаются в появлении горизонтов яшм и марганцевой минерализации. Наоборот, по мере удаления от Ерементау-Ниязского массива, в сторону эвгеосинклинальных прогибов, терригенно-фтанито-яшмовая формация приобретает отчетливые признаки сходства с яшмовыми формациями, особенно туффито-яшмовой. Отличия также незначительны — присутствие горизонтов фтанитов, кремней и кварцевых песчаников. Своеобразие терригенной фтанито-яшмовой формации, позволяющее отличать ее от собственно фтанитовых и яшмовых формаций, заключается в широком развитии кремней и отчетливом парагенезе фтанитов и яшм, сочетании фосфорной и марганцевой минерализации, в столь яркой форме не встречаемой в других формациях.

Фтаниты. Встречаются в тонком ритмичном переслаивании с углеродистоглинисто-кремнистыми сланцами и кремнями. От сланцев отличаются более массивным сложением, почти полным отсутствием примесей глинистого вещества. Мощность отдельных прослоев фтанитов не превышает 0,2—0,3 м. Преобладают массивные разности, реже встречаются тонкослоистые. Слоистость обусловлена неравномерным распределением углеродистого вещества (содержание $C_{орг}$ до 3,3%). По цвету, составу и структуре фтаниты не отличаются от таких же пород, описанных выше в составе группы фтанитовых формаций. Некоторые прослои обогащены аутигенным пиритом и содержат фосфатные конкреции размером до 3 см.

Фтаниты терригенно-яшмово-фтанитовой формации несколько обеднены микроэлементами по сравнению с фтанитами ранее рассмотренных собственно фтанитовых формаций. В количестве, значительно превышающем кларковые содержания, встречается лишь Mo, P (до 0,24%), иногда несколько повышено содержание Cu, Ni, Co, Pb, содержание V, как правило, ниже кларкового (30—50 г/т).

Кремни. Это светло-серые, светло-желтовато-серые, розоватые и палевые породы массивного и тонкослоистого сложения. На поверхностях напластований нередко отмечаются слепки струй течений и бугорковые иероглифы. От фтанитов они отличаются почти полным или полным отсутствием тонкораспыленного углеродистого вещества, отсутствием вкрапленности пирита, фосфатных конкреций. Часто присутствует тонкочешуйчатая бесцветная гидрoслюда, концентрирующаяся в тонких прослоях (0,1—0,3 мм). Неравномерное ее распределение обуславливает тонкую слоистость пород. В кремнях лишь изредка встречаются остатки радиолярий, зато многие горизонты переполнены конодонтами. Кремни бедны микроэлементами: В количестве, значительно превышающем кларковые содержания, встречается лишь молибден.

Яшмы. Окрашены в вишнево- и сургучно-красные, темно-розовые цвета. Выделяются массивные и тонкослоистые разности. Слои (0,2—4 см) различаются интенсивностью окраски. Часты следы послыйного оползания не полностью консолидированного осадка. Мощность оползавших слоев не превышает нескольких сантиметров. На поверхностях напластования нередко видны слепки струй течения в виде удлинненно-овальных бугорков. Яшмы состоят из тонко- и крипто-

кристаллического агрегата кварца и халцедона, окрашенного в различные оттенки красного цвета тонкораспыленным гематитом. В виде примеси постоянно присутствует тонкочешуйчатая бесцветная гидрослюда, значительно реже — светло-зеленый хлорит. В яшмах постоянно встречаются остатки радиолярий, спикулы губок; некоторые слои представляют собой радиоляриты и спонголиты. Яшмы бедны микроэлементами, содержания их намного ниже кларковых. В повышенном количестве присутствует лишь окисное железо и марганец. Последний иногда образует рудные скопления.

Кремнистые алевролиты. Это светло-серые, вишнево-серые породы массивной и тонкослоистой текстуры. От яшм и кремней отличаются большим количеством серицита и присутствием примеси (до 15%) алевритовых зерен (как правило, плохо окатанных) кварца и кремнисто-глинистых сланцев.

Углеродисто-кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы. Обладают темно-серой или серой окраской, тонкослоистой или сланцеватой текстурой. Состоят из тонкокристаллического агрегата кварца, пигментированного тонкораспыленным углеродистым веществом и обогащенного тонкочешуйчатой гидрослюдой. Как правило, чередуются слои (доли миллиметра — 1—2 мм) более кремнистые и более гидрослюдистые. Сланцы обогащены аутигенным пиритом.

Углеродисто-глинистые пиритовые сланцы. Это черные сланцеватые породы, состоящие из гидрослуд, довольно значительного количества углеродистого вещества ($C_{орг}$ до 10%) и небольшой примеси кварца. В этих породах заключены мелкие рассеянные кристаллы и гнезда пирита. Структура пород крипточешуйчатая и микролепидобластовая. Углеродисто-глинистые сланцы в наибольшей степени обогащены (в г/т) такими микроэлементами, как V — до 500, Mo — до 23, Pb — до 40, P_2O_5 — до 60 000.

Кремнеобломочные породы. Представлены конгломерато-брекчиями, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Они слагают невыдержанные по простиранию пласты и пачки, залегающие среди яшм, кремней и кремнисто-глинистых сланцев. Наиболее характерны для них массивные хаотичные текстуры, но изредка встречаются разности с отсортированной градиционной слоистостью. Разности с хаотичной структурой напоминают тектонические брекчии, но имеют иную форму залегания. Для этих пород характерна плохая сортировка и слабая окатанность обломочного материала. В обломках остроугольной формы резко преобладают кремнистые породы: яшмы, фтаниты, кремни, обеленные кремнистые породы. Состав обломков четко контролируется составом ассоциирующих кремнистых пород. На участках, где они сочетаются с яшмами, в обломках преобладают яшмы, с кремнями — кремни. Цемент обычно типа соприкосновения, реже базальный, по составу — кварцевый, кварцево-слюдистый.

Кварцевые песчаники и гравелиты. Обладают светло-серой, рыжевато-серой окраской, некоторые разности, содержащие примесь углеродистого вещества, имеют темно-серый цвет. По размеру обломков выделяются разности от мелко- до крупнозернистых. Преобладают песчаники разнотекстурированные с плохой и средней окатанностью зерен. Лучше окатаны зерна гравийной размерности. Песчаники обычно обладают градиционной слоистостью, реже встречаются прослои (5—15 см) массивных, хорошо отмытых и сортированных неслоистых песчаников (похожи на песчаники рис. 44). В обломках резко преобладает кварц (90—95%). Остальное количество обломков состоит из серицитизированного плагиоклаза, слюдистых кварцитов, глинистых сланцев, фтанитов. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, турмалином. Цемент слюдистый, кварцево-слюдистый. В массивных песчаниках развит цемент прорастания. Постоянно присутствует вкрапленность аутигенного пирита. Среди кварцевых песчаников в юго-восточной части территории присутствуют фосфатные разности. Фосфатное вещество представлено оолитами концентрического строения размером 0,1—0,2 мм, или фосфатный агрегат цементирует оолиты и обломочные зерна кварца. Фосфатная

минерализация в песчаниках располагается крайне неравномерно. Содержание P_2O_5 изменяется от 1 до 12%.

Кремнистые метасоматиты по кварцевым песчаникам и алевролитам. По текстурным признакам неотличимы от кварцевых песчаников. Однако в результате привноса кремнезема они приобрели кварцитовидный облик. Первичная их обломочная структура видна лишь на выветрелой поверхности и с трудом улавливается при изучении в шлифах, так как вся порода имеет кварцевый состав и гранобластовую структуру. Первичные контуры обломочных зерен устанавливаются лишь по границе, обогащенной углеродистым веществом, и по границе распространения газово-жидких включений в первично-обломочных зернах кварца.

Песчаные фосфориты. Слагают мелкие линзы среди фосфатоносных кварцевых песчаников и линзовидные прослои среди кремнисто-глинистых сланцев. По данным Л.И. Боровикова [1960], мощность линзовидных прослоев 5—6 см, протяженность 15—20 см. Эти породы буровато-серой окраски. Разности, содержащие тонкораспыленное углеродистое вещество, окрашены в серые цвета и интенсивно пиритизированы. Структура фосфоритов — мелко-крупнооолитовая. Оолиты имеют концентрическое сложение. Кроме того, присутствуют обломки фосфоритов оолитового строения. Оолиты сцементированы бесцветным фосфатным минералом (по-видимому, крадаллитом). Постоянна примесь кварца (до 10—15%) в виде угловатых обломков алевритовой и песчаной размерности.

Условия образования. Асимметричное строение формации и рассмотренные фациальные замещения отражают условия накопления терригенно-яшмово-фтанитовой формации на склоне Ерементау-Ниязского срединного массива. Постепенное замещение фтанитов (ассоциирующих с кварцевыми песчаниками) яшмами (сочетающимися с кремнеобломочными породами) очевидно отражает углубление бассейна на северо-запад и север-северо-восток. Практически полная бескарбонатность осадков свидетельствует, по-видимому, об относительно глубоководных условиях, во всяком случае, по сравнению с условиями накопления разновозрастных кремнисто-карбонатной и карбонатно-фтанитовой формаций, накапливавшихся в это время в пределах Актауско-Джунгарского срединного массива. Об относительной глубоководности говорят и генетические типы терригенных членов формации. Это преимущественно турбидиты (кварцевые песчаники с градиационной слоистостью), меньше развиты отложения контурных течений (тонкие прослои бесцементных, хорошо сортированных кварцевых песчаников).

Исключительно кварцевый состав терригенного обломочного материала связан с тем, что источником сноса служили, очевидно, небольшие выступы докембрия в пределах Актауско-Джунгарского срединного массива, на котором широко развиты рифейско-вендские толщи обломочных кварцитов и кварцитопесчаников.

Довольно резкое выклинивание горизонтов кварцевых песчаников на северо-запад и одновременное появление кремнеобломочных пород свидетельствуют о достаточно расчлененном рельефе дна и существовании внутренних поднятий дна бассейна, скалистых уступов тектонического происхождения, являвшихся барьером для суспензионных потоков терригенного материала и одновременно поставлявших материал эдафогенного происхождения. Такие поднятия могли возникать в разное время в различных участках бассейна. В ряде случаев они создавали барьеры и отделяли прибортовую часть прогиба от остального бассейна, и здесь создавались застойные условия, благоприятные для сохранения и захоронения углеродистых пород.

Слабая окатанность кремнеобломочного материала, отсутствие сортировки и, как правило, слоистости в них, четкая связь состава обломков с составом вмещающих пород заставляют предполагать, что это преимущественно оползневые и осыпные накопления, лишь иногда частично переработанные суспензионными потоками. Возникновение этих образований происходило, по-видимому, во время роста местных поднятий частично за счет переотложения тектонических брекчий и

тектонически нарушенных пород. Об этом свидетельствует сходство по внешнему облику кремнеобломочных пород с тектоническими брекчиями, а также присутствие в составе кластики обеленных и окварцованных кремнистых пород. Дробление, брекчирование кремнистых пород шло, по-видимому, одновременно с осадконакоплением. Возможно, возникновение небольших местных поднятий, а также их рост был вызван горизонтальным смещением блоков, в том числе с предполагаемым движением Актауско-Джунгарского срединного массива на северо-запад.

Специфика кремненакопления заключалась в том, что здесь существовали условия, благоприятные как для накопления яшм, так и для накопления фтанитов. Обычно эти породы принадлежат к различным формациям. Некоторое разделение существует и здесь. Фтаниты тяготеют к краевой части, примыкающей к Ерементау-Ниязскому срединному массиву и области развития кремнисто-карбонатной формации.

Яшмы тяготеют к более глубоководной части бассейна и области развития яшмовых формаций. Характерной особенностью яшм данной формации является присутствие спонголитовых разностей, которые не распространены в собственно яшмовых формациях, сменяющих терригенно-яшмово-фтанитовую формацию по простиранию. Это свидетельствует скорее всего о наличии течений и движений воды. Эта же особенность среды осадконакопления подчеркивается наличием слепков струй течений на поверхностях напластования в яшмах.

В общих чертах можно утверждать, что фтаниты являются в данном случае более мелководными образованиями, чем яшмы, хотя, по-видимому, существует и другая причина пространственного разделения фтанитов и яшм, так как последние обнаруживают более четкую связь с областями вулканизма.

Терригенно-фтанито-яшмовая формация Ишкеольмесского антиклинория

Структурное и стратиграфическое положение. В Ишкеольмесском антиклинории терригенной фтанито-яшмовой формации соответствует ишкеольмесская и ирадырская свиты, по последним данным имеющие раннеордовикский возраст [Борисенок и др., 1979; Новикова и др., 1980]. Сходные в формационном отношении отложения развиты и восточнее — в Ерементауском антиклинории (акдымская серия) [Новикова и др., 1978].

В этой работе главные особенности терригенной фтанито-яшмовой формации Ишкеольмесского антиклинория рассмотрены на примере ишкеольмесской свиты. Описание приведено по данным О.В. Минервина, В.И. Борисенка [Бабичев и др., 1977; Борисенок и др., 1979], а также по результатам ознакомительных маршрутов автора.

Ишкеольмесская свита распространена в западной части Ишкеольмесского антиклинория, где она залегает, по-видимому, в виде покрова на размытой поверхности толщи амфиболитов и кварцево-сланцев шингаревской свиты протерозоя. Вверх по разрезу она согласно, с постепенным переходом, перекрывается вулканогенной толщей (сазинская свита) преимущественно базальтового состава.

Характеристика состава и строения. Главными членами формации являются различные кремнистые породы: яшмы, фтаниты, пестроокрашенные кремнистые алевролиты и аргиллиты. По всему разрезу (рис. 51), особенно в верхней части, присутствуют горизонты кварцевых песчаников. С прослоями фтанитов ассоциируются углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнистые сланцы. В качестве второстепенных членов в строении формации принимают участие карбонатные породы, слагающие единичные линзы и конкреции в верхней части разреза. Кроме того, в зоне перехода к лежащей выше терригенно-яшмово-базальтовой формации появляются единичные покровы афировых базальтов, прослои крем-

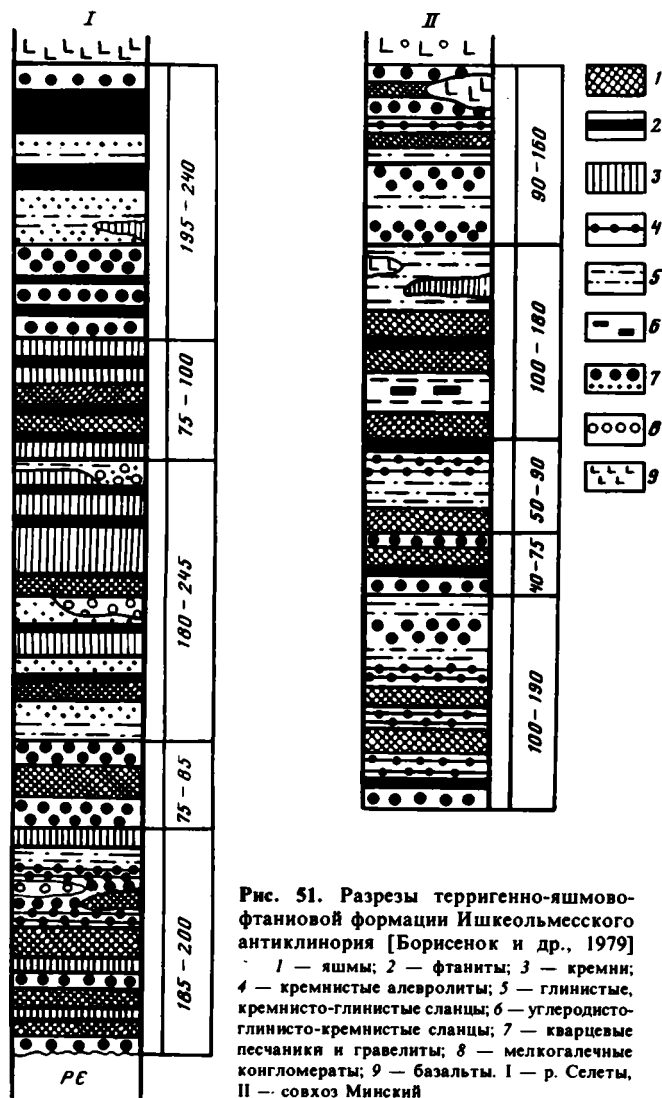


Рис. 51. Разрезы терригенно-яшмово-фтанитовой формации Ишкеольмесского антиклинария [Борисенко и др., 1979]

1 — яшмы; 2 — фтаниты; 3 — кремни; 4 — кремнистые алевалиты; 5 — глинистые, кремнисто-глинистые сланцы; 6 — углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы; 7 — кварцевые песчаники и гравелиты; 8 — мелкогалечные конгломераты; 9 — базальты. I — р. Селеты, II — совхоз Минский

нистых туффитов, граувакковых песчаников, являющихся, по-видимому, аллофильными членами. Кремнеобломочные породы, столь характерные для некоторых разрезов терригенно-яшмово-фтанитовой формации Атасуйского антиклинария, здесь практически не встречаются, вероятно потому, что здесь мы видим лишь часть тела формации, примыкающую к выступу докембрийских метаморфических пород. Возможно, в осевой части Селетинского прогиба, перекрытой более молодыми отложениями, кремнеобломочные породы приобретают более существенное значение. Для формации характерно тонкое, нередко ритмичное переслаивание кремнистых и кремнисто-глинистых пород и песчаников.

Яшмы. Внешне, по составу, структурным и текстурным особенностям близки к яшмам описанной выше формации Атасуйского антиклинария. Здесь также встречаются безрадиоляриевые и радиоляриевые разновидности, изредка спонгиевые. Кроме того, встречены тонкослоистые яшмы, в которых отдельные слойки обогащены радиоляриевым детритом (радиоляриевый песок). Глинистый (гидрослю-

дистый) материал и ассоциирующий с ним железистый обогащает отдельные прослои. При этом породы становятся менее плотными и теряют прочность. В верхах разреза формации, в зоне перехода к терригенно-яшмово-базальтовой, появляются яшмы, содержащие примесь пеплового материала. Пепловые частицы представлены рогульками гематитизированного стекла, мелкими осколками серицитизированного плагиоклаза. Яшмы бедны микроэлементами (см. табл. 2). В повышенных количествах встречены лишь Mo, Sn, Cu.

Фтаниты. По структурным и текстурным особенностям близки фтанитам предыдущей формации. Отличия заключаются в широко распространенном микростилолитовом сочленении отдельных слоев. Кроме того, встречены разновидности, в которых отдельные тонкие слои обогащены радиоляриевым детритом, а также фтаниты своеобразной неравномерно-сгустковой структуры. В последних органическое вещество обогащает преимущественно округлые образования не совсем правильной формы размером 0,2—0,5 мм, по-видимому копролиты. Породы обладают неправильной и взрыхленной слоистостью.

Фтаниты часто обелены, окварцованы. На поверхностях напластования нередко можно видеть корочки вторичных алюмофосфатов, примазки ванадиеносной слюды (роскозлита). По сравнению с фтанитами фтанитовых формаций (см. табл. 13) породы бедны микроэлементами. Лишь содержания Mo, Sn, V выше кларковых.

Кремни и фтанитоиды. По текстурным и структурным признакам близки фтанитам. Отличаются меньшим содержанием углеродистого вещества, чаще не содержат радиолярии.

Углеродисто-глинистые, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы. По текстурным и структурным особенностям также близки сланцам Атасуйского антиклинория. Отличия заключаются в том, что здесь среди них не встречены фосфатные конкреции. Возможно, это связано с выщелачиванием и вторичными преобразованиями пород, интенсивно проявленными в этом регионе.

Кремнистые алевролиты и аргиллиты. Это ассоциирующие с яшмами тонкоплитчатые до листоватых породы, чаще всего окрашенные в темно-вишневый цвет, реже зеленоватые. Они часто обелены и имеют светло-желтую окраску. Состоят из тонкозернистого агрегата гидрослюдисто-кремнистого состава с точечной вкрапленностью лейкоксена, в вишневых разностях — с тонкораспыленным гематитом. В алевролитах имеется небольшая примесь обломочных зерен плагиоклаза.

Кремнистые туффиты. Образуют среди яшм маломощные слои и связаны с ними рядом постепенных переходов. Это чаще темно-вишневые, реже голубовато-зеленые породы массивной текстуры, белесые на выветрелой поверхности. Представляют собой криптозернистый агрегат (с неравномерной перекристаллизацией) альбит-кварцевого состава с небольшим количеством тонких листочков хлорита и серицита. В других разностях агрегат имеет хлорит-альбит-кварцевый состав. Обычно присутствует точечная вкрапленность лейкоксена, иногда небольшое количество карбоната. В вишневых разностях в ассоциации с хлоритом находятся тонкораспыленные окислы железа. В криптозернистой массе отчетливо видны реликты тонкой пепловой структуры, иногда редкие обломки кристаллов плагиоклаза. В небольшом количестве присутствуют остатки радиолярий.

Кварцевые песчаники. Представляют собой светло-серые, светло-розовые кварцитовидные породы массивного сложения. Они образуют маломощные (до 30—40 см) прослои среди кремнистых пород. В отличие от описанных выше кварцевых песчаников Атасуйского антиклинория здесь не распространены песчаники с градационной слоистостью. Встречены два текстурных типа пород.

Первый представлен плохо сортированными кварцевыми песчаниками с элементами неправильной прерывистой слоистости. Обломочные зерна обладают различной окатанностью. Размер зерен имеет четко дипольный характер (алевритовый и крупнопесчаный). При этом алевритовый материал обособлен в слоистую

неправильной формы. Цемент пленочного типа и поровый гидрослюдистый, с большим количеством лейкоксена. Второй представлен равномернозернистыми кварцевыми песчаниками — от мелкозернистых до крупнозернистых, массивного сложения, неслоистыми. Обломочные зерна большей частью идеально окатанные, редко полуокатанные, представлены почти исключительно кварцем. В виде единичных зерен (как акцессорные) встречаются пироксены, плагиоклаз, микрокварциты. Цемент кварцевый регенерационного типа и серицитовый порового типа.

Таким образом, из приведенного описания отчетливо видно, что терригенно-фтанито-яшмовая формация Ишкеольмесского антиклинория очень сходна с аналогичной формацией Атасуйского антиклинория. Сохраняются главные ее особенности: отчетливый парагенез фтанитов и яшм, появление промежуточных пород типа кремней и фтанитоидов, ассоциация разнообразных кремнистых пород и кварцевых песчаников. Имеющиеся отличия несущественны: это — несколько иные генетические типы кварцевых песчаников, а также появление, хотя и в незначительном количестве, карбонатных пород. Из-за того что в Ишкеольмесском антиклинории отсутствуют разрезы формации, в которых преобладают фтаниты, здесь нет фосфоритов. Лишь во фтанитах иногда наблюдаются корочки вторичных алюмофосфатов.

Условия образования. Особенности кремненакопления терригенно-фтанито-яшмовой формации Ишкеольмесского антиклинория, по-видимому, близки условиям накопления аналогичной формации Атасуйского антиклинория. Об этом свидетельствует сходный состав и парагенез пород. Однако имеются и некоторые отличия. Очевидно, можно говорить о существовании здесь несколько менее глубоководных фаций, поскольку появляются редкие линзы карбонатных пород, в то время как породы той же фации в Атасуйском антиклинории полностью бескарбонатны и, как отмечалось, их накопление происходило ниже уровня карбонатной компенсации.

Терригенно-фтанито-яшмовая формация Ишкеольмесского антиклинория постепенно сменяется вверх по разрезу существенно базальтоидной формацией, поэтому в ее составе, особенно в верхней части, появляются кремнисто-туфогенные породы, отдельные покровы афировых базальтов, т.е. обнаруживается непосредственная связь с вулканизмом. Это, по-видимому, объясняет то, что, несмотря на сходство палеоструктурного положения Ишкеольмесских разрезов с разрезами юго-восточной части Атасуйского антиклинория, где преобладают фтаниты, в составе кремнистых пород в Ишкеольмесском антиклинории наряду с фтанитами в значительном количестве присутствуют яшмы и кремни. Возможно, это связано и с тем, что здесь не было внутренних поднятий и не создавались застойные условия в придонной части бассейна. При этом происходило частичное окисление осадков, и вместо фтанитов накапливались кремни.

Состав терригенных пород формации преимущественно кварцевый. Источником обломочного материала, по-видимому, служили кварцевые песчаники верхнерифейской кокчетавской и ниязской серий, развитых на Ишкеольмесском антиклинории и расположенном на юго-востоке поднятии гор Нияз. Не исключено, однако, что мы имеем дело и со зрелым материалом, имеющим первоначально полимиктовый состав, но претерпевшим изменения в результате длительного переноса. О такой возможности свидетельствует присутствие в качестве акцессорного минерала кварцевых песчаников пироксена.

Кратковременность процессов, приводивших к накоплению песчаников, а также почти полное отсутствие в их составе глинистой фракции заставляет считать их осадками кратковременно действующих сильных течений или автокинетических потоков типа зерновых. Обломочный материал песчаников с дипольным размером зерен, по всей видимости, прежде чем попасть в бассейн осадконакопления, претерпел золовую обработку [Петтиджон и др., 1976].

Главные особенности терригенно-фтанито-яшмовых формаций

Из рассмотрения строения, состава и условий накопления терригенно-фтанито-яшмовой формации Ишкеольмесского и Атасуйского антиклинориев можно сделать некоторые общие выводы об этой группе формаций, хотя материала еще недостаточно для характеристики типа.

Формации этого состава развиты на склонах срединных массивов, сложенных гранитизированными образованиями докембрия, и залегают частично на этих метаморфитах, частично на кремнисто-терригенной аллохтонной формации, в основании которой иногда можно предполагать существование коры океанического типа.

Наиболее характерной особенностью состава этих формаций является сочетание самых разнообразных кремнистых пород, в том числе яшм, фтанитов и переходных пород типа кремней. Эта особенность состава обусловлена в значительной мере тем, что они развиты в зонах фациального перехода фтанитовых и яшмово-базальтовых формаций и сочетают в себе признаки как тех, так и других. Специфической особенностью данного типа формаций является широкое развитие (более широкое, чем во фтанитовых и яшмовых формациях) кремней.

Состав терригенных пород, по-видимому, имеет меньшее значение, так как зависит в большей мере от строения областей размыва, т.е., вероятно, мы должны отнести к этой же группе формаций ассоциацию, в которой яшмы и фтаниты будут переслаиваться не с кварцевыми, как в рассмотренных формациях, а с полимиктовыми или граувакковыми песчаниками. В качестве второстепенных, необязательных членов могут, очевидно, присутствовать вулканогенные породы базальтового состава, туфосилициты, известняки. Последние не характерны для данной формации, накапливающейся в основном ниже уровня карбонатной компенсации.

Условия накопления этой группы формаций представляют интерес благодаря тому, что здесь сочетались обстановки, благоприятные для накопления как яшм, так и фтанитов. Гораздо чаще яшмы и фтаниты принадлежат разным формациям. Некоторое разделение существует и здесь. Яшмы в целом являются более глубоководными образованиями и теснее связаны с областями вулканизма. Фтаниты же тяготеют к амагматичным поднятиям и зонам развития чисто фтанитовых формаций. Исходя из этой закономерности, а также из различия геохимических особенностей яшм и фтанитов, можно полагать, что поставка кремнезема и сопутствующих элементов яшм и фтанитов была различна. Источником кремнезема яшм могли быть эксгальции и термы, развитые в зонах интенсивного базальтового вулканизма с относительно высокой величиной окислительного потенциала или (см. выше условия образования группы спилито-диабазовых формаций) в результате кислотно-основного взаимодействия, высокой степенью окисленности железа. Яшмы богаты окисными соединениями, главным образом железа и марганца.

Область накопления фтанитов тяготеет к амагматичным поднятиям. Источником кремнезема здесь, как и в чисто фтанитовых формациях, могли быть эксгальции и термы, пространственно не связанные с областями эффузивного вулканизма и поступающие в бассейн вдоль зон глубинной проницаемости, чаще всего расположенных в пределах развития континентальной коры или в зонах взаимодействия континентальной и океанической коры. Термы этого типа поступали с больших глубин и в связи с этим обладали более низким окислительно-восстановительным потенциалом, что способствовало сохранению органического вещества любого генезиса. Богатство этих терм фосфором и другими микроэлементами в условиях относительно небольших глубин осадконакопления, по всей вероятности, послужило причиной вспышки органической жизни и накопления больших масс органического вещества. По-видимому, необходимым

условием для образования фтанитов являлось также существование застойных условий в придонной части бассейна. В противном случае происходило окисление, разложение углеродистого вещества и образование фтанитоидов и кремней.

С этой точки зрения становится понятной большая обогащенность металлами пород собственно фтанитовых формаций, развитых в ослабленных зонах сочленения поднятий с окружающими прогибами, чем фтанитов в терригенно-яшмово-фтанитовой или яшмовой формациях, накопление которых происходило на некотором удалении от этих ослабленных зон. Очевидно, неодинаковые геохимические особенности фтанитов связаны с различной миграционной способностью элементов.

Область накопления терригенной яшмово-фтанитовой формации, по-видимому, находилась в зоне, где происходило смешение двух различных источников кремнезема. Поэтому здесь мы видим очень большое разнообразие кремнистых пород. Специфический, как бы смешанный характер имеет и металлогения формаций. Наряду с фосфатными породами здесь существенное значение приобретают руды марганца, более характерные для яшмово-спилитовых формаций. Правда, несколько повышенные концентрации марганца иногда встречаются и в формациях фтанитовой группы (см. выше). Руды фосфора в целом тяготеют к разрезам, в которых преобладают фтаниты, и формация приобретает черты сходства с терригенно-фтанитовой формацией. Однако условия локализации фосфора здесь другие. Фосфаты встречаются преимущественно в песчаниках, а не среди фтанитов и карбонатных пород. Это заставляет предполагать, что наряду с эндогенным источником фосфора, присутствующим в экзальациях и термах, формирующих фтанитовые формации, здесь мог существовать и привнос P_2O_5 с суши за счет размыва фосфатосодержащих пород кремнисто-карбонатной формации венда—кембрия, развитой в Актауско-Джунгарском срединном массиве. При этом карбонат не сохранился, так как формация накапливалась ниже уровня карбонатной компенсации.

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

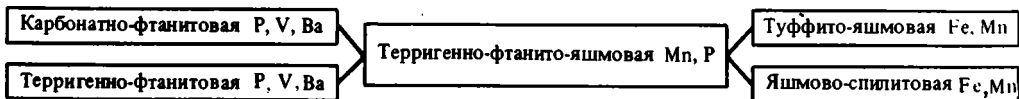
Кремнистые формации на раннем этапе развития геосинклиналей широко распространены и отличаются разнообразием парагенезов и сочетаний с другими формациями. По преобладанию кремнистых пород того или иного состава выделяются четыре основные группы формаций, в которых кремнистые породы преобладают. Это группы яшмовых, кремнисто-туффовых, фтанитовых и фтанито-яшмовых формаций.

Яшмовые формации приурочены к эвгеосинклинальным зонам. Их накопление происходило в области морского бассейна, значительно удаленной от континента, куда обломочный силикатический материал мог переноситься лишь спорадически и в незначительном количестве. Основная масса обломочного материала автохтонная и возникла за счет размыва подводных поднятий. Яшмовые формации сменяют вверх по разрезу спилитовые формации повышенной щелочности, формирование которых происходило на коре океанического типа. Вулканы туфито-яшмовой формации могут рассматриваться как конечные, обогащенные кремнекислотой и щелочами продукты эволюции родоначальной магмы. Начальным продуктом этого процесса были базальты повышенной щелочности, конечным — трахиандезито-базальты, трахиандезиты, трахидациты, тефра кислого состава и огромное количество кремнезема, приведшего к вспышке кремнезема.

Кремнисто-туффовые формации, как и яшмовые, распространены в эвгеосинклинальных зонах, развивающихся на коре океанического типа (см. рис. 24, табл. 1), хотя на флангах они могут залегать и на силикатическом основании (см. рис. 10). При этом в их составе появляется значительное количество грубообломочного терригенного материала, и они приобретают молассоидный облик. Накопление

Латеральные ряды кремнистых формаций

Ряд I



Ряд II



Примечание. Приведенные элементы отражают геохимическую специализацию формаций

кремнисто-туффитовых формаций происходило в основном в относительно глубоководных условиях на склонах вулканических цепей и в депрессиях, примыкающих к ним. Большая часть тефрогенного материала переносилась автокинетическими потоками. Характерной особенностью этой группы формаций является совместное осаждение огромного количества тонкого пирокластического материала различного состава и хемогенного кремнезема. Ритмичные чередования туфогенных и туфогенно-кремнистых пород скорее всего связаны с периодичностью эксплозивной и фумарольной деятельности. Таким образом, источником хемогенного кремнезема, по-видимому, являлись подводные эксгалиции и термы.

Накопление фтанитовых формаций происходило в основном на коре континентального и переходного типа. Они появлялись на склонах срединных массивов (см. рис. 24), сложенных гранитизированными породами докембрия или на склонах внутриэвгеосинклинальных поднятий. Фтанитовые формации, развитые на склонах срединных массивов, парагенетически связаны со спарагмитовой формацией. Формации, развитые на склонах геоантиклинальных поднятий, ассоциируются с кремнисто-карбонатной и спилито-кератофировой формациями повышенной щелочности. Характерно резко замедленное осадконакопление и широкий интервал глубин. Распределение фаций и содержания редких металлов во фтанитах и углеродистых сланцах позволяет предполагать, что источником кремнезема для кремнистых пород этой группы формаций также являлись эндогенные процессы, проявлявшиеся, однако, лишь в форме эксгалиционно-гидротермальной деятельности, приуроченной к зонам долгоживущих конседиментационных разломов.

Группа фтанито-яшмовых формаций распространена меньше и приурочена к зонам фациального замещения фтанитовых формаций яшмово-спилитовыми. Наиболее характерной особенностью состава этой группы формаций является сочетание самых разнообразных кремнистых пород, в том числе парагенез яшм и фтанитов, а также переходных типов пород — кремней. Яшмы в целом являются более глубоководными образованиями и теснее связаны с областями вулканизма. Фтаниты тяготеют к амагматичным поднятиям и зонам развития фтанитовых формаций. Исходя из этих особенностей, а также из различия геохимических особенностей яшм и фтанитов, можно предполагать, что источники кремнезема яшм и фтанитов были различны. Смещение этих двух источников вызывало формирование кремней.

Для каледонид Азии характерны два латеральных ряда кремнистых формаций (табл. 18). Ряд первый развит в Центральном Казахстане и отражает последовательную смену кремнистых ассоциаций по направлению от амагматичных склонов срединных массивов к эвгеосинклинальным зонам с интенсивным эффузивным вулканизмом.

Ряд второй характерен для Алтае-Саянской области и Западной Монголии. Он имеет близкую направленность, но отличается исчезновением яшмовых

ассоциаций, а также более тесной связью фтанитовых формаций с областями вулканизма (главным образом спилито-кератофировыми формациями). При этом устанавливается геохимическое родство спилитов и фтанитов — обогащенность первых ванадием и фосфором, элементами, типичными для фтанитов.

Таким образом, в начальный этап развития геосинклиналей распространены четыре основные группы кремнистых формаций: яшмовые, кремнисто-туффитовые, фтанитовые и фтанито-яшмовые. Кроме того, группа фтанитовых формаций по составу второстепенных членов подразделяется на терригенно-фтанитовые и карбонатно-фтанитовые формации.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ

ГРУППА КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Карбонатные формации широко распространены в каледонидах Азии. Примером может служить шабактинская серия Малого Каратау, басагинская и кызылжарская свиты Актау-Моинтинского антиклинория, енисейская серия Шорско-Батеневского поднятия и восточного склона Кузнецкого Алатау, баратальская серия Катуньского антиклинория и Баратальского горста в Горном Алтае, хубсугульская серия Тувино-Монгольского массива, цаганоломская свита Дзабханской зоны и др.

Наиболее распространенной среди карбонатных формаций является группа кремнисто-карбонатных формаций. Эта группа представляет интерес также потому, что в ряде регионов вмещает месторождения фосфоритов. Характерные ее особенности рассмотрены на примере венд-кембрийских отложений Актауско-Джунгарского срединного массива в Центральном Казахстане, вендских отложений Шорско-Батеневского поднятия.

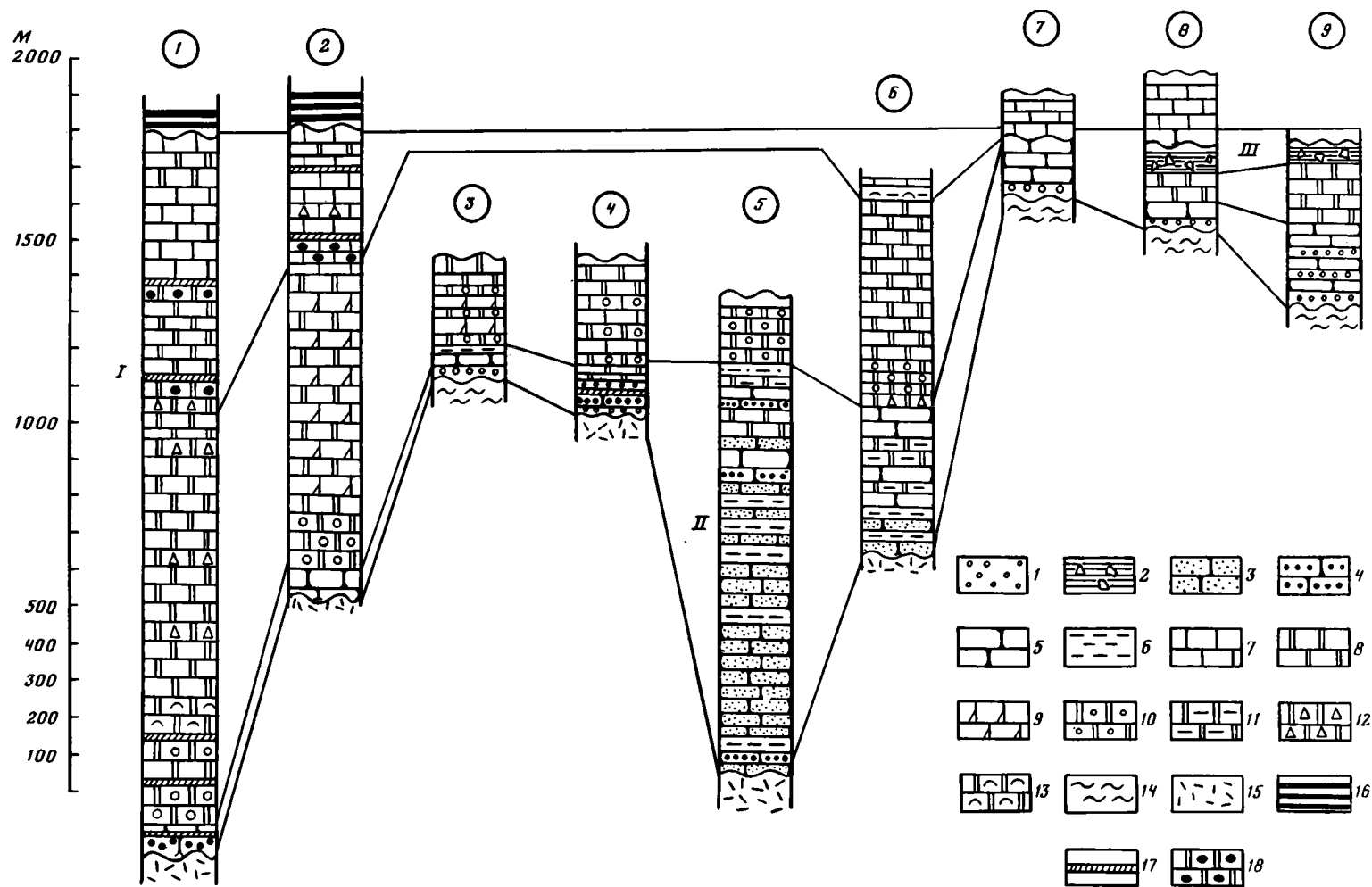
Кремнисто-карбонатная формация Актауско-Джунгарского массива

Структурное и стратиграфическое положение. Кремнисто-карбонатная формация распространена в западной и северо-западной части массива (Чажагайской структурно-фациальной зоне). Ей соответствует здесь басагинская свита верхов венда—нижнего кембрия и кызылжарская свита среднего кембрия [Пупышев, 1974; Зайцев, Хераскова, 1979]. Вниз по разрезу и частично по простиранию кремнисто-карбонатная формация постепенно сменяется терригенной кварцево-аркозовой, а на ее размытой поверхности залегает карбонатно-фтанитовая формация нижнего—среднего ордовика (рис. 52). На востоке и юго-востоке массива (Шундинская структурно-фациальная зона по Авдееву и др. [1971]) возрастным аналогом нижней части кремнисто-карбонатной формации является спарагмитовая формация (тиллоиды копальской свиты), а верхней — фосфатоносная терригенно-карбонатно-фтанитовая формация (аксуранская свита среднего—верхнего кембрия), которая по особенностям строения



Рис. 52. Схема сопоставления разрезов кремнисто-карбонатной (I) и терригенной кварцево-аркозовой (II), а также спарагмитовой (III) формаций Актау-Моинтинского массива

1 — конгломераты; 2 — тиллоиды; 3—5 — песчанники: 3 — аркозовые, 4 — субаркозовые, 5 — кварцевые; 6 — алевролиты; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — известняковые доломиты и доломитистые известняки; 10 — онколитовые доломиты; 11 — глинистые доломиты; 12 — доломитовые брекчии; 13 — строматолитовые доломиты; 14 — кварциты blastosammitовые; 15 — вулканиты кислого состава; 16 — фтаниты; 17 — кремни; 18 — кремнистые доломиты и доломиты с жelvаками кремней. Цифры в кружках — местоположение разрезов: 1 — р. Абылхайр, 2 — р. Чажагай, 3 — р. Узунтау, 4 — р. Балкылдак, 5 — урочище Алтынсынган, 6 — горы Котырмас, 7, 8 — отроги горы Копал: 7 — западные, 8 — восточные; 9 — горы Айкарлы



и состава сходна как с кремнисто-карбонатной формацией, так и с фтанитовыми формациями, являясь как бы связующим звеном.

Характеристика состава и строения. Главными членами формации являются доломиты, известковистые доломиты, доломиты, онколитовые и строматолитовые доломиты, второстепенными — известняки, окремненные известняки и доломиты, желваки и горизонты темно-бурых и черных кремней, фтанитоиды, песчанистые известняки и доломиты, карбонатные брекчии, фосфориты. Преобладающий цвет пород серый и темно-серый. Мощность формации изменяется от 700 до 1500 м, увеличиваясь от центральной части Актауско-Джунгарского поднятия (горы Катыртас, верховья рек Сарыбулак, Чажогай) к его периферии на запад, северо-запад и север (р. Абылхаир, горы Кызыл-тау, район родника Когедей) (см. рис. 52).

Строение формации закономерно меняется снизу вверх. В нижней ее части преобладают водорослевые доломиты. Отдельные пласты доломитов мощностью 0,3—3 м, состоящие из онколитов и катаграфий, чередуются с тонкослоистыми известняками и доломитами, известковыми доломитами и доломитовыми брекчиями. Количество биогенных разностей карбонатных пород несколько уменьшается в наиболее прогнутых частях бассейна, где они встречаются лишь в виде отдельных горизонтов среди кристаллических доломитов. Вверх по разрезу биогенные разности пород исчезают, накапливаются массивнослоистые доломиты, известковые доломиты, реже известняки. Лишь в нижней части этой пачки Н.А. Пупышев отмечает отдельные биогермы столбчатых строматолитов. Верхняя часть формации сложена тонкослоистыми известняками, песчанистыми известняками и доломитами со следами многочисленных разрывов, взмучиваний и взрыхлений осадка. Количество известняков увеличивается в относительно маломощных разрезах (см. рис. 52). К этой части разреза приурочены линзы известковых фосфоритов и кремнисто-карбонатных фосфатоносных брекчий. В верхней и нижней частях формации среди карбонатных пород появляются окремненные разности, желваки и горизонты кремней, а в зоне перехода к черносланцевым формациям — горизонты фтанитоидов мощностью 0,5—10 м. Отчетливо проявлен парагенез фосфатных и кремнистых пород.

Карбонатные породы. Среди карбонатных пород в составе формации преобладают доломиты, известняки встречаются в подчиненном количестве в верхней части формации. По данным рентгеновской дифрактометрии, количество доломита в породах изменяется от 70 до 100, кальцита — от 0 до 90%. Наибольшее количество чистых доломитов имеется на водоразделе рек Чажогай и Абылхаир, в разрезах, где формация достигает максимальной мощности. Преобладающий цвет пород серый и темно-серый, характерна массивнослоистая текстура. Лишь для микрофитолитовых доломитов характерна средне- и тонкослоистая, иногда косослоистая текстура. Структура мелко- и среднекристаллическая, биогенная, иногда брекчиевая. Часть доломитов имеет вторичное происхождение. Особенно четко процессы доломитизации устанавливаются в разностях с онколитами и катаграфиями. Здесь в равномерно-зернистом доломитовом агрегате по расположению углеродистых и пелитовых частиц часто видны лишь "тени" органогенных структур. При этом зерна доломита секут контуры органогенных образований. Пачки карбонатных пород, заключающие горизонты кремней, обладают повышенной фосфатоносностью, иногда включают маломощные пласты фосфоритов. По данным Н.А. Пупышева, максимальное содержание P_2O_5 в карбонатных породах достигает 17,5%. В целом карбонатные породы чрезвычайно бедны микроэлементами (рис. 53). Их окремнение, помимо привноса SiO_2 , сопровождается привносом Zn, Ni, Co, Cr, V, Sc, Y, Yb, и особенно Mo.

Кремнистые породы. Распространены в нижней и верхней частях формации. Это

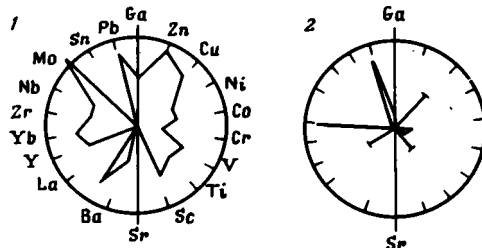
желваки и горизонты кремней и фтанитоидов. Кремни черные, серые, палевые, ржаво-желтые и бурые, слагаются криптокристаллокластическим, неравномерно-кристаллическим агрегатом кварца и имеют массивную, иногда тонкослоистую (если залегают среди тонкослоистых карбонатных пород) текстуру, нередко кавернозные. В пустотах содержится желто-бурое мучнистое фосфатное вещество. По данным полуколичественного спектрального анализа, в них отмечается повышенное содержание фосфора ($>1\%$). Окремнелые разности карбонатных пород обогащены в сравнении с чистокарбонатными рядом микроэлементов, большей частью фемафильной группы.

Условия образования. Накопление формации происходило в относительно мелководных условиях при практически полном отсутствии привноса терригенного материала. Терригенный материал, за счет которого формируется кварцево-аркозовая формация, не достигал полей развития кремнисто-карбонатной, частично, по-видимому, из-за удаленности от размывающихся поднятий, частично из-за более

Рис. 53. Лучевые диаграммы содержаний микроэлементов в доломитах и окремнелых доломитах кремнисто-карбонатной формации Актауско-Джунгарского массива

1 — бурые кремни ($n = 10$); 2 — доломиты ($n = 10$)

Радиус окружности — кларк элементов в земной коре по А.В. Виноградову. По радиусам в логарифмическом масштабе отложены средние арифметические содержания микроэлементов [Капков, 1963; Кошелева, Дорохов, 1965]. n — количество проб в выборке



приподнятого положения блоков, в пределах которых происходило накопление карбонатных осадков. Вначале накапливались микрофитолитовые карбонатные осадки. Тонкая, нередко градиционная слоистость онколитовых доломитов связана с гидродинамикой бассейна, сортировкой онколитов по их размеру в условиях мелководья. Наиболее мелководная часть бассейна находилась примерно в районе гор Котырмас, так как здесь появляются косослоистые разности онколитовых доломитов. В этих же участках резко увеличивается количество карбонатных брекчий, которые, вероятно, фиксируют периоды осушения и разрушение онколитовых осадков.

Накопление средней части формации происходило в условиях более интенсивного прогибания, что сопровождалось углублением бассейна и почти полным исчезновением биогенных разностей.

Верхняя часть формации сложена отложениями более мелководных фаций—песчанистыми известняками, известковистыми брекчиями, тонкослоистыми известняками и доломитами со следами многочисленных размывов и взмучиваний.

Фосфатоносные породы парагенетически связаны с кремнистыми и появляются лишь в тех интервалах разреза, где имеются кремни. Последние также, как правило, обогащены фосфором, что заставляет предполагать их парагенетическую связь. Наибольшее количество фосфатопоявлений приурочено к склонам частных палеоподнятий, имеющих тектонические ограничения, а также, по-видимому, связано с прогрессирующим обмелением бассейна. Так, наиболее богатые фосфатопоявления приурочены к маломощным разрезам кызылжарской свиты с большим количеством карбонатных брекчий, с прослоями песчаных известняков и следами многочисленных размывов (см. рис. 52, разрез в верховьях р. Чажогай). В разрезах, соответствующих более глубоким частям бассейна, фосфатоносность исчезает (см. рис. 52, разрез по р. Абылхаир). Кремнисто-карбонатная формация по латерали замещается карбонатно-фтанитовой. Такое замещение происходит, очевидно, в более погруженных участках дна, примыкающих к склону Актауско-Джунгарского поднятия.

Этой тесной связью с кремнистыми формациями объясняется, вероятно, и

повышенная кремнистость доломитов и присутствие отдельных горизонтов кремней в кремнисто-карбонатной формации. Кремнистые породы в ней, по-видимому, являются аллофильными членами — как бы "отголосками" мощнейшего процесса кремненакопления, происходившего в смежных структурно-формационных зонах. Вместе с привносом кремнезема осуществлялся привнос ряда микроэлементов и фосфора, так как фосфатопоявления, как было показано, парагенетически связаны с кремнистыми породами. Не исключено также, что привнос наряду с этими и других катионов и анионов мог способствовать увеличению щелочного резерва и смещению карбонатного равновесия в сторону доломитообразования.

Кремнисто-карбонатная формация Шорско-Батеневского поднятия и Кузнецкого Алатау

Структурное и стратиграфическое положение. Кремнисто-карбонатной формации в пределах Кузнецкого Алатау и Шорско-Батеневского поднятия соответствует енисейская серия верхнего рифея(?) — кембрий [Бровков и др., 1970; Миртов и др., 1964; Смилькстын, Суховерхова, 1969; Фосфориты..., 1980; и др.]. Кремнисто-карбонатная формация в этом регионе залегает на вулканитах спилито-кератофировой формации. По данным А.Ф. Белоусова, Б.Ф. Налетова, З.Г. Полякова [1974], последнюю слагают высокотитанистые афировые лейкобазальты с подчиненным количеством пород кислого состава повышенной щелочности. Для вулканитов характерно довольно высокое содержание P_2O_5 (до 0,5%). Формирование большей части этой формации осуществлялось в подводных условиях, однако среди вулканитов ее верхней части местами отмечаются признаки отложения в субаэральных условиях. Вероятно, формирование спилито-кератофировой формации, как и лежащей выше кремнисто-карбонатной, происходило на коре переходного и континентального типа, нередко метаморфизованной в фации амфиболитовых сланцев [Херасков, 1979].

Вверх по разрезу кремнисто-карбонатная формация сменяется карбонатными и вулканогенно-карбонатными образованиями раннего кембрия, несущими фосфатное, а местами марганцевое оруденение (усинская свита) [Соколова, 1960].

На крыльях геоантиклинальных поднятий и в смежных прогибах рассматриваемая формация довольно быстро замещается существенно базальтоидными формациями [Белоусов и др., 1974]. В составе формации в этом направлении намечается непрерывный фациальный ряд замещающих друг друга карбонатных — кремнисто-карбонатных — карбонатно-кремнистых отложений (см. рис. 10). Этот ряд характеризуется также постепенным утонением гранулометрического состава карбонатно-обломочных пород (от крупно- через тонко-обломочные брекчии до карбонатных песчаников).

Характеристика состава и строения. В составе кремнисто-карбонатной формации преобладают карбонатные породы — известняки, доломиты, водорослевые и онколитовые известняки и доломиты, доломитовые брекчии, известковые песчаники и алевролиты, окремнелые карбонатные породы. Карбонатные породы составляют 60—100% ее объема. В качестве второстепенных членов присутствуют кремнистые породы (кремни, фтаниты, кремнистые сланцы). Последние образуют маломощные пласты и линзы, иногда пачки до нескольких десятков метров, встречающиеся по всему разрезу формации, но наиболее характерные для ее верхней части. Разрезы со значительным количеством кремнистых пород (около 40%) близки карбонатно-кремнистой черносланцевой формации. К кремнисто-доломитовым пачкам разреза тяготеют пластовые тела фосфоритов и фосфатоносные известняки и кремни. В качестве второстепенных членов формации присутствуют глинистые сланцы и вулканиты — преимущественно туфы базальтового состава.

В нижней части формации (рис. 54) преобладают темно-серые и черные известняки, содержащие небольшие пачки и линзы доломитов, маломощные

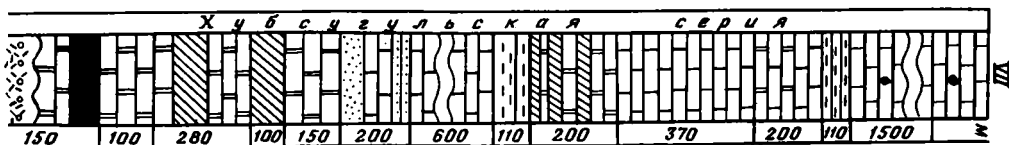
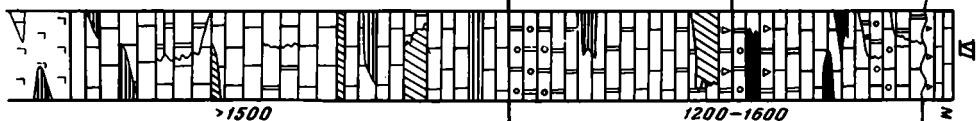
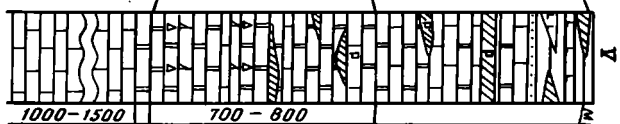
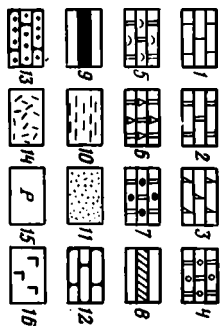
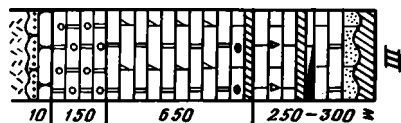
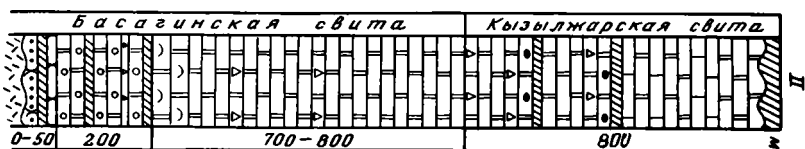
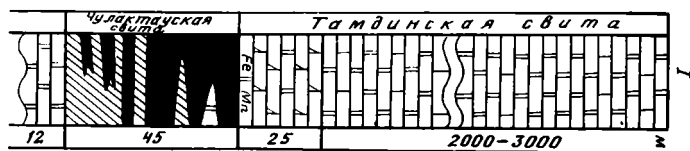
горизонты кремнистых пород, иногда базальтоидов. В верхней части преобладают доломиты серого и темно-серого цвета. Среди них широко распространены онколитовые и строматолитовые разности, образующие довольно многочисленные пачки и биогермы мощностью до нескольких десятков метров. В виде прослоев встречены доломитовые известняки, доломитовые брекчии и неравномерно окремненные карбонатные породы, кремнистые метасоматиты по карбонатным породам, горизонты и пачки фтанитов, кремней и кремнистых сланцев. Для этой части разреза характерна повышенная фосфатность всех пород, пластовые залежи и линзы фосфоритов. Здесь же присутствуют маломощные пласты и линзы туфов базальтового состава.

Известняки. Породы серые, темно-серые до черных. Менее характерны светло-серые и полосчатые разности. Типична массивная и реже онколитовая текстура, толсто-, реже среднемасштабная горизонтальная слоистость. Преобладают неравномерно-зернистые, крипто- и мелкокристаллические разности. В темноокрашенных разностях содержатся повышенные количества органического вещества (0,11—0,26%) в виде тонкодисперсной пыли, равномерно распределенной по всей массе породы или дающей пленочные концентрации вдоль контактов зерен. Изредка известняки содержат обломочные зерна плагиоклазов и кварца, в фосфатном горизонте — обломки фосфоритов и фтанитов, рассеянный апатит. Среди известняков встречаются водорослевые образования. Доломит в известняках присутствует непостоянно и в небольших количествах. Максимальная доломитизация характерна для известняков верхней части формации. В известняках часто фиксируется убогая рассеянная пиритовая минерализация. Кроме того, встречаются аутигенный кварц (калцедон), образующий рассеянные мелкие зерна и их сгустки, изредка микрожеоды, к которым иногда приурочены единичные зерна апатита. Стяжения, линзы и прослойки кремней немногочисленны, в них отмечается примесь пирита, иногда апатита и барита.

По данным Г.Н. Бровкова и др. [1970], известняки бедны микроэлементами. В количестве, превышающем средние кларки земной коры, присутствуют лишь Sr (1690 г/т) и Ba (130 г/т). Содержание (в г/т) остальных элементов крайне незначительны: P — 70, Mn — 180, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Pb — менее 10. В верхней части формации, где увеличивается количество кремнистых пород, средние содержания (в г/т) микроэлементов повышаются: P — 290, Mn — 400—800, V — 10—20, Cr, Ni, Zn, Pb — менее 10, Cu — 10—20, Sr — 870—1640, Ba — 160—580.

Доломиты. Представлены кристаллически-зернистыми, онколитовыми, водорослевыми и изредка кластическими типами. Имеют серую и темно-серую окраску, крипто-мелкокристаллическую и мелко-среднекристаллическую структуру. Среди водорослевых разностей присутствуют онколитовые и строматолитовые. Онколитовые находятся в виде пачек мощностью в несколько десятков метров среди кристаллически-зернистых известняков и доломитов. Среди строматолитовых разностей преобладают пластовые с параллельно-слоистой, нередко слабоволнистой текстурой. Они образуют биостромы различной мощности в верхней половине формации. Доломиты со столбчатыми и ветвящимися строматолитами встречаются реже как в верхней так и в нижней частях формации.

Для доломитов характерна кварцевая минерализация. В ряде районов (см. рис. 80, разрез участка Боград) значительные участки пластов доломитов и их пачек охвачены окварцеванием с образованием кварцитовидных пород (кремнистые метасоматиты). В доломитах нередко также стяжения кремней различной формы и размеров. Встречаются редкие прослойки и линзочки темных кремнистых фосфоритов, мелкие сгустки мелкозернистого фосфата, кристаллы апатита, дисперсный пирит. Непостоянно встречающийся в доло-



мите кальцит присутствует в виде рассеянных зерен, выполняет также мелкие пустоты (иногда с флюоритом). Содержания микроэлементов, по данным полуколичественного спектрального анализа [Бровков и др., 1970], в доломитах, как и в известняках, очень низки, исключение составляют (в г/т): Р — 230, Мп — 270—400, V, Cr, Ni, Cu — 10 и менее, Sr — 60—200, Ba — 40—170.

Кремнистые метасоматиты по доломитам. Породы внешне сходны с доломитами, среди которых они встречаются в виде своеобразных “пятен промасливания”, не имеющих отчетливых контуров. Они сложены криптокристаллическим и мелкозернистым кварцем, в основной массе которого рассеяны субромбоздрические зерна доломита, или представляют собой доломит-кварцевую породу с тесным взаимным прорастанием обоих минералов; встречаются мелкие рассеянные гнезда кальцита, в центральных частях которых отмечается флюорит. В небольшом количестве и непостоянно присутствуют апатит, изредка анатаз. В этих породах установлены (в г/т): МпО — 100—400, TiO_2 — 600—1400, P_2O_5 — 200, V_2O_5 — 400—500, т.е. отмечаются повышенные содержания Ti и V по сравнению с вмещающими доломитами.

Фтаниты. Это темно-серые, почти черные, редко светло-серые породы, слагающие линзы и пластообразные тела протяженностью 0,7—1,3 км при мощности от десятков сантиметров до 60—80 м. Они обладают массивными, реже средне- и тонкослоистыми текстурами и сложены криптокристаллическим (0,005—0,03 мм) или мелкокристаллическим (0,01—0,05 мм) агрегатом кварца, обогащенным, тонкораспыленным углеродистым веществом, иногда с небольшой примесью тонкочешуйчатого серицита и хлорита (SiO_2 — 75—96,6%). Почти всегда фтаниты содержат рассеянные кристаллы пирита (0,01—0,05 мм), часто присутствуют мелкие зерна апатита, сгустки фосфатов, угловатые обломки фосфоритов.

Фтаниты бедны органическими остатками, иногда встречаются спикеры губок, радиолярии, однако отдельные пласты переполнены остатками радиолярий (радиоляриты). Фтаниты по сравнению с карбонатными породами отличаются более высокими содержаниями (в г/т) микроэлементов, особенно Р, V, Cr, Ni, Cu, Zn: Р — 1120—2880, Мп — 250—540, V — 170—350, Ti — 1120—1170, Cr — 70, Ni — 20—30, Со — 10, Cu — 40—60, Zn — 40—50, Cd, Pb — 10, Sr — 30—170, Ba — 90—200. Отмечается отчетливое преобладание микроэлементов фемафильной группы.

Фосфориты. Образуют пласты и линзы (мощностью от первых десятков сантиметров до 10—15 м) среди доломитов, известняков и фтанитов, тяготея к пачкам, обогащенным доломитами и кремнистыми породами. Наиболее четко проявлен парагенез с последними. Среди фосфоритов отчетливо преобладают кремнистые разности, значительно реже встречаются мономинеральные и карбонатные, а также брекчии и конгломераты фосфорито-фтанитовые, фосфоритовые, фосфорит-доломит-известняковые.

В кремнистых доломитах содержание SiO_2 20—76, P_2O_5 от 5—7 до 25%. Содержание P_2O_5 в субмономинеральных фосфоритах превышает 30%. В карбонатных разностях фосфатный базис обогащен доломитом или кальцитом, количество P_2O_5 , как правило, не превышает 21%. В фосфоритовых и фосфорито-фтанитовых брекчиях и конгломератах угловатые обломки (0,2—5 см) погружены в порово-базальный кварцево-фосфатный цемент, который является главным носителем P_2O_5 . В фосфорито-доломитовых брекчиях цемент апатито-доломитовый

Рис. 54. Разрезы кремнисто-карбонатной формации

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — известковые доломиты; 4 — онколитовые доломиты; 5 — строматолитовые доломиты; 6 — доломитовые брекчии; 7 — окремненные доломиты и доломиты с желваками кремней; 8 — кремни; 9 — фосфориты; 10 — алевролиты; 11 — песчаники; 12 — кварцевые песчаники; 13 — субаркозовые песчаники; 14 — липаритовые порфиры; 15 — фосфатносытность; 16 — базальты. I — Малый Каратау [Бушинский, 1966]; II, III — Актау-Моинтинский срединный массив: II — р. Абылгаир [Пупышев, 1974], III — р. Чажагой [Хераскова, 1979]; IV — Кузнецкий Алатау — Богдаский участок [Смилкстын, Суховерхова, 1969]; V, VI — Шорско-Батеневское полдние: V — урочище Кутень-Булак [Бровков, 1970], VI — Белкинское месторождение [Еганов, 1968]; VII — Тувино-Монгольский массив — Хубсугульское месторождение [Ильин, 1973]

с кальцитом, присутствует пирит и кварц. Содержание P_2O_5 от 6 до 20%. По данным полуколичественного спектрального анализа [Бровков и др., 1970], в фосфоритах содержится (в г/т): Mn — 1680 (в отдельных пробах — до 3000), V — 30 (до 450), Ti — 630, Cr — 50 (до 300), Ni — 120 (до 350), Co — 10, Cu — 40 (до 220), Zn — 20 (до 1350), Pb — 10 (до 30), Sr — 550, Ba — 380. Таким образом, фосфориты по сравнению с другими породами формации обогащены микроэлементами, особенно V, Cr, Ni, Zn, Pb, хотя общее соотношение микроэлементов, преобладание элементов фематфильной группы характерны для всех пород формации.

Туфы основного состава. Представлены литокластическими, реже кристаллокластическими и витрокластическими разностями. Кластический материал — это угловатые обломки спилитов, диабазовых и андезитовых порфиритов. По данным А.О. Смилькстына и М.В. Суховерховой [1969], туфы обладают повышенной щелочностью, несколько пониженным содержанием SiO_2 , относительно высоким содержанием P (до 0,5—1%), а также повышенным — Ti, Cr, в 2—2,5 раза превышающим кларковые. По комплексу "малых элементов" и по уровням концентрации этих элементов обнаруживается общность пирокластических и кремнистых пород.

Таким образом, кремнисто-карбонатная формация Шорско-Батеневского поднятия во многом сходна с кремнисто-карбонатной формацией Актау-Моинтинского срединного массива (см. рис. 54). Однако в Шорско-Батеневском поднятии формация содержит иногда большее количество кремнистых пород. Здесь наряду с окремнелыми разностями карбонатных пород и кремнями присутствуют фтаниты. В этом отношении кремнисто-карбонатная формация Шорско-Батеневского поднятия в некоторых участках близка карбонатно-фтанитовой формации и отличается большим количеством карбонатных пород, меньшей углеродистостью кремнистых пород и более низким содержанием в них микроэлементов.

Другой существенной особенностью кремнисто-карбонатной формации Шорско-Батеневского поднятия, возможно, обусловившей ее большую кремнистость, является тесная фациальная связь с существенно вулканогенными формациями, наличие переходов не только к карбонатно-фтанитовой, но и к кремнисто-карбонатно-базальтовой формации. Вследствие этого здесь более отчетливо проявлена связь фосфато- и кремненакопления с вулканической деятельностью — видимо, с этой особенностью связано часто повышенное содержание в породах марганца.

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Рассмотренные примеры, а также данные по другим районам распространения кремнисто-карбонатной формации (см. рис. 3, 54) позволяют дать описание ее как обобщенного формационного типа, весьма характерного для геосинклиналей.

Кремнисто-карбонатная формация распространена практически на всех геоантиклинальных поднятиях и срединных массивах Казахстанской и Алтае-Саянской геосинклинальных областей (см. рис. 10, 24, 25). Среди этих поднятий, по-видимому, имеющих блоковое строение, различаются два типа. Первые имеют фундамент, сложенный смятыми в складки и гранитизированными образованиями докембрия. Такими являются Актауско-Джунгарский срединный массив, поднятие Малый Каратау, Тувино-Монгольский массив, Дзабханская зона. Расположенная на этих массивах кремнисто-карбонатная формация содержит много известняков, мало кремнистых пород и ассоциирует с терригенной кварцево-аркозовой формацией, образуя вместе с ней комплекс, сходный с чехлом платформ. Поднятия другого типа (Кузнецкий Алатау, Шорско-Батеневское, Даггандельская зона и др.) возникли, по-видимому, на коре переходного типа, возможно, лишь с отдельными блоками континентальной коры [Херасков, 1979; Моссаковский, Дергунов, 1983]. Развитая

здесь кремнисто-карбонатная формация ассоциирует по латерали и вертикали со спилито-кератофировой формацией (см. рис. 3).

Главными членами рассматриваемого формационного типа (см. рис. 3, 54) являются карбонатные породы — известняки, доломиты, известковистые доломиты, доломитистые известняки, имеющие водорослевое, хемогенное происхождение. Весьма типичны карбонатные и кремнисто-карбонатные брекчии и обломочные карбонатные породы. На поднятиях, имеющих гранитизированный фундамент, доломиты тяготеют к нижней части формации и выше сменяются известняками (Малый Каратау, Актау-Моинты, Хубсугульский бассейн). На поднятиях второго типа отмечается обратная картина (Кузнецкий Алатау, Шорско-Батеневское поднятие). Количество известняков увеличивается там, где появляется примесь терригенного материала (Сангилен и др.) (см. рис. 10), а доломитов — в участках со значительным количеством кремнистых пород, а также в наиболее мощных разрезах, приуроченных к частным прогибам.

Второстепенными, но неотъемлемыми членами формации являются кремнистые породы (фтаниты, кремни, кремнистые метасоматиты) и фосфориты. Нередко формация включает крупнейшие месторождения фосфоритов (Малый Каратау, Хубсугульское, Белкинское и др.). Фосфориты приурочены к разрезам с резкими фациальными замещениями, парагенетически связаны с кремнистыми породами и тяготеют к зонам разломов и рифтообразных грабенов, заполненных терригенной кварцево-аркозовой формацией. В качестве второстепенных, необязательных членов могут присутствовать вулканогенные породы основного состава и глинистые сланцы (характерны для разрезов, развитых на коре переходного типа). Нередко в качестве второстепенных членов могут появляться породы, обогащенные марганцем, железом, алюминием (Малый Каратау, Хубсугульский прогиб).

Породы формации бедны микроэлементами. Большой частью содержание их значительно ниже кларковых. Наиболее высокие концентрации наблюдаются в кремнистых породах. Отмечается определенное геохимическое родство всех пород формации — их относительная обогащенность элементами фемафильной группы. Из элементов фельсифильной группы в заметном количестве присутствует лишь Rb и Mo. Окремнение карбонатных пород сопровождается заметным увеличением содержаний в них ряда микроэлементов фемафильной группы.

Мощность формации даже в пределах одного региона изменяется в широких пределах, отражая блоковое строение поднятий (см. рис. 54), на которых развита формация. В целом наиболее характерны мощности порядка одной-трех тысяч метров.

Обилие микрофитолитов и строматолитов позволяет заключить, что накопление кремнисто-карбонатной формации этого типа происходило в довольно мелководных условиях при интенсивном прогибании, компенсированном осадконакоплением. Почти полное отсутствие терригенного материала свидетельствует о том, что суша не оказывала существенного влияния на размещение и состав осадков. В целом условия накопления были близки обстановке некоторых современных континентальных шельфов (тип побережья Флориды) или океанических поднятий (тип Багамских островов и плато Блейк).

Однако формации этого типа, как отчетливо фиксируется на примере кремнисто-карбонатной формации Шорско-Батеневского поднятия, могли накапливаться и на склоне. Об этом можно судить по постепенному увеличению в ней количества кремнистых и вулканогенных пород от сводовой части поднятий к их периферии; уменьшению в этом же направлении грубости градационно-слоистых карбонатных обломочных пород, которые можно рассматривать как осадки своеобразных турбидных потоков, выносящих продукты разрушения карбонатных осадков с мелководья в относительно углубленные части бассейна. Возможно, к турбидитам следует отнести часть микрофитолитовых известняков и доломитов, обладающих признаками градационной сортировки онколитов и катаграфий.

Большинство исследователей допускают существенное влияние эндогенных процессов на накопление кремнисто-карбонатной формации, особенно фосфоритов и кремнистых пород [Еганов, 1968; Смиркстын, Суховерхова, 1969; Бровков и др., 1970; Хераскова, 1979]. Возможные изменения рН среды, щелочного резерва, газового режима при вулканической деятельности в зонах, примыкающих к областям накопления кремнисто-карбонатной формации, по-видимому, могли оказывать влияние на карбонатакопление, в частности, облегчать садку доломитов. Признаками, указывающими на связь кремне- и фосфатакопления с вулканизмом, являются геохимическое родство кремнистых и вулканогенных пород, повышенное содержание щелочей и фосфора в вулканогенных породах, характерное, по данным Н.Г. Бродской [1974], для вулканогенно-осадочных месторождений фосфора, относительная обогащенность пород формации элементами фемафильной группы. Влияние вулканизма осуществлялось, по-видимому, не через собственно эффузивный процесс, а благодаря проникновению эманаций, выносивших значительное количество P, Si, V, Cr, Ni, Mn и других элементов, обогащавших породы формации. Их проникновению способствовала блоковая структура региона, сопряженная с системой достаточно крупных и глубоких разломов. Показательно в этом отношении размещение основных точек концентрации фосфора среди кремнисто-карбонатной формации в пределах Шорско-Батеневского поднятия на одной линии, протягивающейся от пос. Тамалык до пос. Боград и соответствующей, по-видимому, тектонически ослабленной зоне [Бровков и др., 1970].

Косвенными признаками привноса ювенильного вещества является также широкое развитие в формации кремнистых метасоматитов, в которых отмечаются включения флюорита, апатита, обогащение ванадием, титаном по сравнению с вмещающими доломитами. Недостаточно изучено в формациях рассмотренной группы положение фосфоритовых, фосфат-фтанитовых, фосфат-карбонатных брекчий, среди которых встречаются секущие тела, по описанию близкие криптовулканическим образованиям, — их брекчиевая структура может быть вызвана прорывами газовых струй [Берман, 1973].

ГЛАВА ПЯТАЯ

ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Терригенные формации на раннем этапе развития каледонид Азии распространены не очень широко. По-видимому, в этом проявилась специфика данной геосинклинальной области, обусловленная низменным рельефом и затоплением прилегающих континентальных блоков (Сибирская платформа, Восточный Саян), а также срединных массивов (Актауско-Джунгарского, Тувинского, Дзабханского), где в течение почти всего начального этапа (венда—кембрия) преобладала карбонатная седиментация. Лишь в конце кембрия отмечается значительное усиление терригенного сноса и формирование мощных флиш-идных толщ. В других геосинклинальных областях, например в герцинидах Европы и Казахстана, терригенные формации (граувакковая, аспидная) имеют несравнимо большее развитие [Руттен, 1972; Никитин, 1972]. Терригенные формации в каледонидах Азии представлены тремя группами: терригенной кварцево-аркозовой, спарегмитовой и терригенной аллохтонной.

Терригенные кварцево-аркозовые формации широко распространены в геосинклиналях различного возраста. Примером может служить поздний докембрий Аппалачей, основание серии Аделаида—слои Коллана, кварциты Хивинери и Дин [Браун и др., 1970], нижний кембрий Шотландии [Беннисон, Райт, 1972], айская, зигальгинская, зильмердакская свиты рифея Башкирского антиклинория [Келлер, 1973], поздний карбон—нижний триас Юрских гор, толща Сан-Каэтано раннеюрского возраста восточной Кубы [Книппер, 1975], кидрясовская и куагачская свиты верхнего кембрия—нижнего ордовика Сакмарской зоны Урала [Хворова и др., 1978а], байэпшинская и копальская свиты венда Актауско-Джунгарского массива, кыр-шабактинская свита венда Малого Каратау [Королев и др., 1974] (рис. 55).

Характерной особенностью этой группы формаций является преобладание в составе пород кварцевых и аркозовых песчаников, возникших за счет размыва гранитизированных пород, подстилающих формацию и распространенных на прилегающей к геосинклинальному прогибу области более древней складчатости (платформе, срединном массиве). Ранее эти формации изучались Н.С. Шатским [1963], Б.М. Келлером [1973]. В предлагаемой работе их особенности рассмотрены на примере вендских толщ Актауско-Джунгарского массива (см. рис. 1, 10).

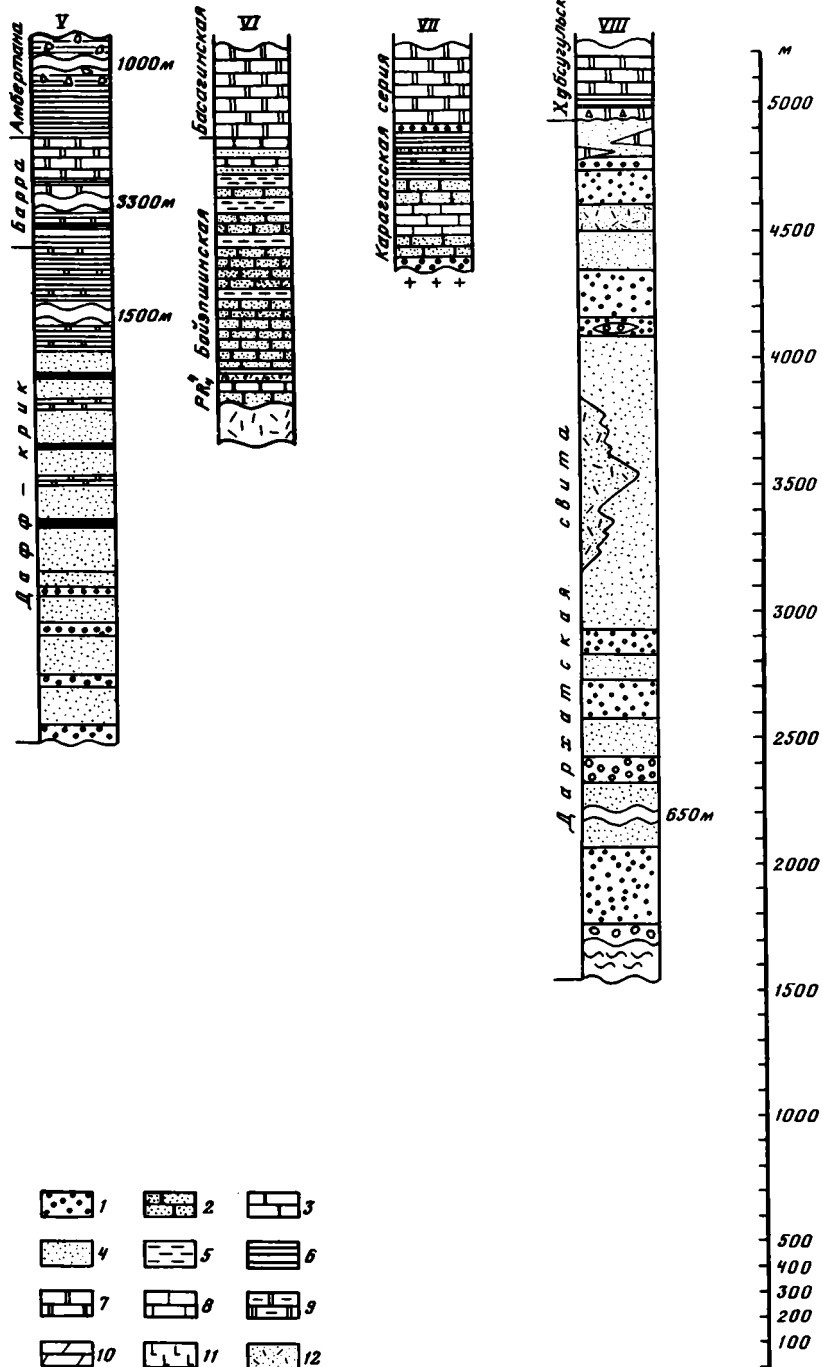
Терригенная кварцево-аркозовая формация Актауско-Джунгарского массива

Структурное и стратиграфическое положение. К этой формации отнесены байэпшинская и кенелинская свиты верхов вендского комплекса [Вознесенский, 1971; Авдеев и др., 1971; Зайцев, Хераскова, 1979], залегающие резко несогласно на гранитизированных кварцево-порфиroidных толщах протерозоя и образовавшиеся за счет их размыва. Вверх по разрезу базальная терригенная формация в западной части массива постепенно сменяется кремнисто-карбонатной, а в восточной — спарагмитовой формациями.

Характеристика состава и строения. Главными членами формации являются аркозовые, субаркозовые и кварцевые песчаники, кварцито-песчаники различной зернистости, часто разнозернистые, второстепенными — сходные по составу с песчаниками гравелиты, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, туфы кислого состава, доломиты. Преобладающий цвет пород—розовато-серый, светло-серый, белый. В подчиненном количестве имеются зелено- и красноцветные разности. В нижней части разреза преобладают грубо-среднезернистые аркозовые песчаники, в верхней постепенно начинают преобладать кварцевые — мелко- и среднезернистые.

Для формации характерна нечеткая, плохо выдержанная слоистость, горизонтальная и волнистая. Мощность ритмов изменяется от 30—40 м в нижней части формации до 0,2—0,3 м в верхней. Крупные ритмы часто распадаются на серию более мелких. Для нижней части ритмов, сложенных более грубым псаммитовым материалом, характерна субгоризонтальная слоистость, часто неправильная, нечеткая прерывистая, с отдельными струями более грубого материала, следами взмучивания и взламывания неконсолидированного осадка. Изредка встречается однонаправленная косая слоистость потокового типа. Для верхних частей ритмов, сложенных более мелким и лучше сортированным обломочным материалом, типична волнистая слоистость. Для алевролитов и мелкозернистых песчаников, встречающихся в виде маломощных прослоев в верхах ритмов — микрослоистость горизонтальная и косая. На поверхностях напластования нередки знаки ряби, иногда трещины усыхания.

Отличительной особенностью терригенной кварцево-аркозовой формации яв-



ляется резкая изменчивость мощностей — от 0 до 700 м (см. рис. 52), так как она выполняет впадины древнего рельефа. Интенсивное осадконакопление происходило в пределах отдельных грабен, образовавшихся при раздроблении древнего докембрийского фундамента. Выступам древнего рельефа соответствуют маломощные разрезы с преобладанием грубообломочных пород, которым нередко свойственна красноцветная окраска. Во впадинах рельефа накапливались мощные песчаные толщи, содержащие отдельные горизонты зеленоцветных алевролитов.

Четко выявляются местные источники сноса обломочного материала. Там, где формация залегает на порфироидах, песчаники имеют преимущественно аркозовый состав. Налегание на кварциты обусловило кварцевый состав обломочных пород. О незначительном переносе обломочного материала свидетельствует его слабая сортировка, разнотернистость, особенно характерные для нижней части формации.

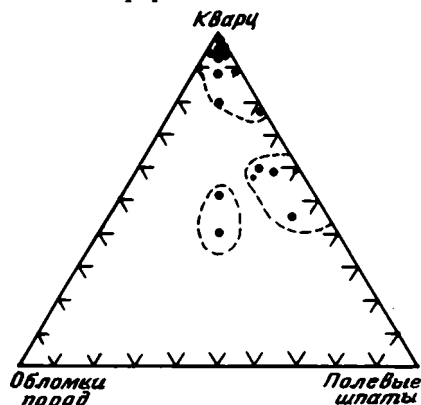


Рис. 56. Состав песчаников терригенной кварцево-аркозовой формации Актауско-Джунгарского срединного массива. Пунктиром выделены поля песчаников разного состава

Песчаники. Имеются разности аркозовые, субаркозовые, полимиктовые (рис. 56) с розовато-серой, розовой, светлой зеленовато-серой, иногда темно-вишневой окраской, от мелко- до грубозернистых, часто разнотернистые, гравелитистые. Форма обломочных зерен полуокатанная и окатанная (рис. 57). Зерна кварца нередко сохраняют "заливчатую" форму, характерную для эффузивов. В аркозовых песчаниках кварц часто составляет 40—50%, ортоклаз, альбитизированный ортоклаз — 30—50% обломочных зерен. В полимиктовых песчаниках количество обломков калиевых полевых шпатов сокращается до 20—30% за счет появления обломков эффузивов кислого состава (20—30%). В субаркозовых песчаниках увеличивается количество кварца в обломках до 60—80%, в то время как ортоклаз составляет лишь 20—40%. Во всех разностях песчаников в виде единичных зерен встречены также микроклин, альбит, микропертит, серицитовые сланцы, а в аркозовых и субаркозовых песчаниках также кварциты и эффузивы кислого состава. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, лейкоксенизированный ильменит, иногда турмалин. Цемент кварцево-серицитовый, кварцевый, в отдельных случаях с примесью хлорита, а в красноцветных разностях с гематитом. Тип цемента базальный или поровый, иногда кварцевый нарастания.

Кварцевые песчаники и кварцитопесчаники. Это светло-серые, белые, желтовато-белые породы от мелко- до среднезернистых, часто разнотернистые (рис. 58, 59). Состоят они почти исключительно из обломочных зерен кварца (>95%) средней и хорошей окатанности. В качестве небольшой примеси встречаются кварциты, серицитовые сланцы. Из акцессорных минералов обнаружены циркон, турмалин, ильменит. Цемент кварцевых песчаников квар-

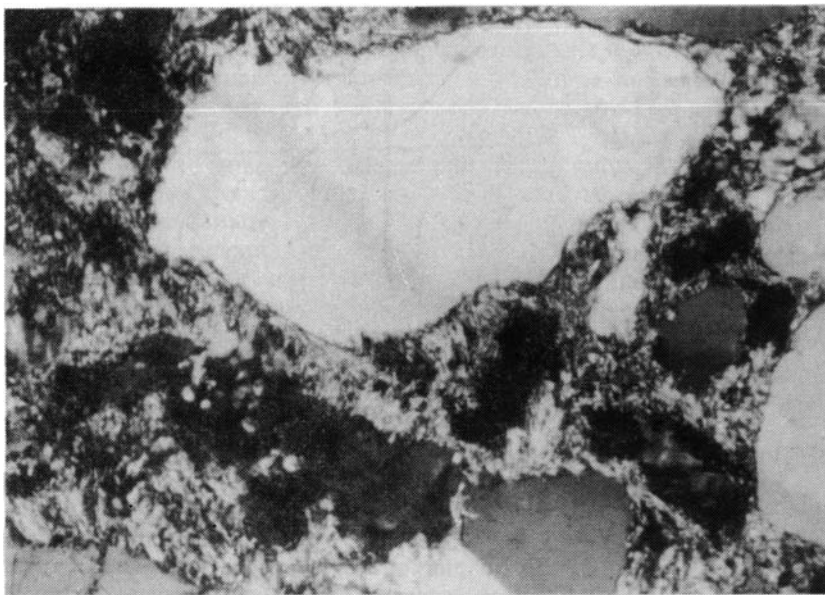


Рис. 57. Песчаник субаркозовый разнозернистый. Цемент базального типа кварцево-серицитовый. Терригенная кварцево-аркозовая формация Актауско-Джунгарского массива. Николи +, ув. 80

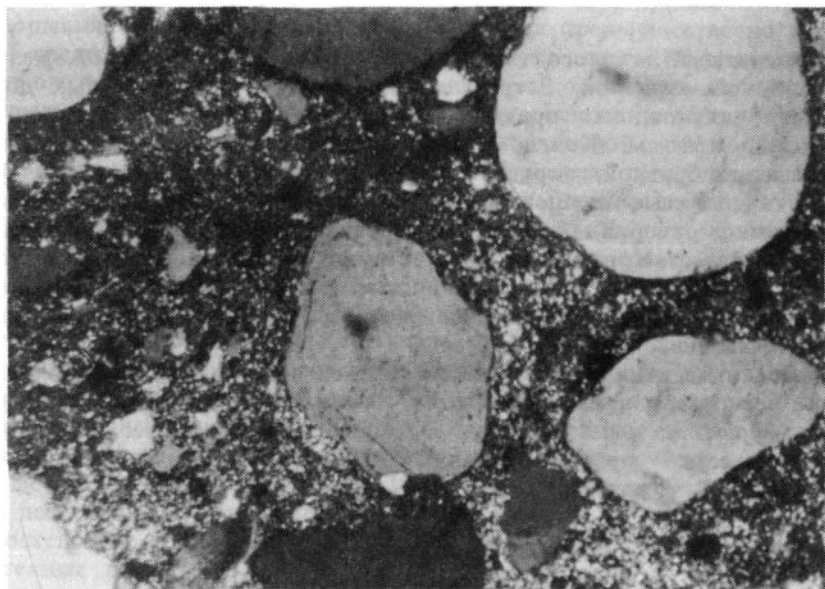


Рис. 58. Песчаник олигомиктовый кварцевый, средне-крупнозернистый с базальным цементом хлорит-серицитового состава. Терригенная кварцево-аркозовая формация Актауско-Джунгарского массива. Николи +, ув. 80

песчаный нарастания, кварцево-серицитовый, кварцево-серицитово-хлоритовый, кварцево-карбонатный с гематитом, порового, реже сгусткового типа. Кварцевые песчаники образуют слои мощностью 5—30 см, обладают массивной, нечетко-слоистой текстурой, нередко тонкой волнистой слоистостью. Мощность волнистых серий 5—10 см.

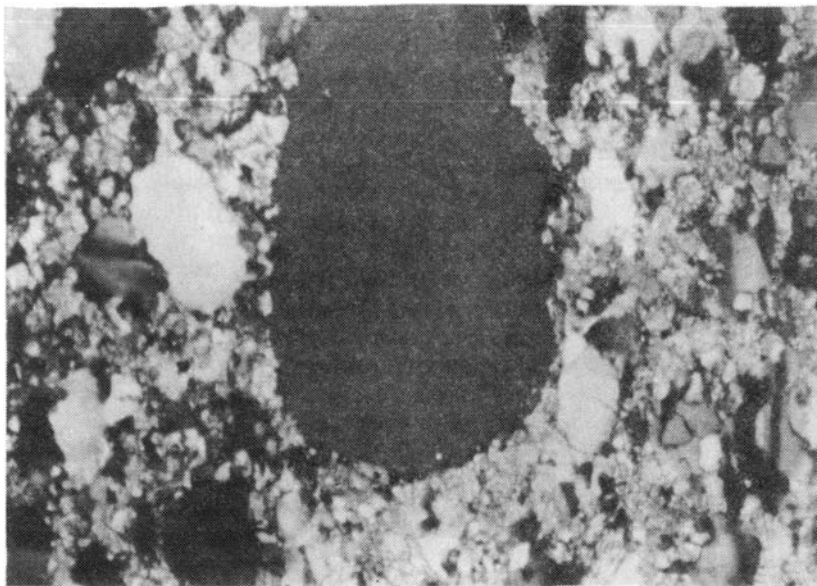


Рис. 59. Песчаник монокристаллический кварцевый с бимодальным размером зерен. Цемент базального типа кварцево-карбонатный. Терригенная кварцево-аркозовая формация Актауско-Джунгарского массива. Николи +, ув. 80

Конгломераты. Пляжевого типа, обладают белой, светло-серой, желтоватой и темно-лиловой окраской. Встречены разности от мелкогалечных до валунных. Размер валунов, как правило, не превышает 30 см, в редких случаях встречаются до 50 см. Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек и валунов шарообразной, округлой и округло-уплощенной формы. Изредка встречаются угловатые и плоские гальки глинистых сланцев и филлитов. В составе обломков преобладают белые сахаровидные обломочные кварциты рифея (95—100%). В качестве примеси присутствуют порфириды, полевошпатовые сланцы, светло-зеленые и черные глинистые сланцы. Песчаная фракция имеет аркозовый, субаркозовый или кварцевый состав. Цемент кварцево-серицитовый или гематито-кварцево-серицитовый.

Доломиты и песчанистые доломиты. Встречены в виде единичных прослоев в верхах формации, в зоне перехода к кремнисто-карбонатной формации. Это желто-бурые, на свежем сколе серые мелкокристаллические породы, нередко с примесью хорошо окатанных обломочных зерен кварца крупно-песчаной и гравийной размерности.

Главные особенности терригенной кварцево-аркозовой формации

Описанный пример и приведенные на рис. 55 разрезы терригенных кварцево-аркозовых формаций позволяют выявить наиболее характерные особенности этой группы. Терригенная кварцево-аркозовая формация в геосинклиналях линейного строения, как правило, начинает формационный ряд миогеосинклинальных прогибов (см. рис. 55). При этом наиболее широко она развита в миогеосинклиналях байкальского возраста (Башкирский антиклинорий, Аделандская геосинклиналь, Юдомо-Майский синклинорий и др.), где часто несколько раз повторяется в разрезе, начиная крупные трансгрессивные ритмы. Сходный парагенез пород иногда появляется в краевых зонах эвгеосинклинальных

прогибов, где он входит в качестве аллофильных членов в различные эвгеосинклинальные формации начальных этапов. Примером может служить кидрясовская и куагачская свиты верхнего кембрия—нижнего ордовика, выделяемые в особый комплекс в составе эффузивно-терригенной формации [Хворова и др., 1978а].

В геосинклиналях мозаичного строения (см. рис. 55) терригенная кварцево-аркозовая формация типична для срединных массивов, цоколь которых сложен гранитизированным комплексом более древней складчатости, например, в палеозойских геосинклиналях — гранитизированным докембрием. Реже сходный парагенез пород появляется в геосинклинальных прогибах, примыкающих к срединным массивам и геоантиклинальным поднятиям. Примером может служить рангская свита венда Большого Каратау. По-видимому, сходные формации накапливались в грабенообразных прогибах древних платформ, отличавшихся в это время высокой подвижностью и сходством разрезов с разрезами краевых зон байкалид [Шатский, 1963].

Повсюду вслед за накоплением терригенной кварцево-аркозовой формации следует образование мощных карбонатных толщ, которые замещают базальную терригенную формацию по латерали и образуют с ней единую трансгрессивную серию. Нередко (например, в формации Аделаида, позднем докембрии Аппалачей, копальской свите Центрального Казахстана, иногда дархатской свите Хубсугульского прогиба МНР) терригенная кварцево-аркозовая формация вверх по разрезу и, возможно, по латерали замещается спарагмитовой, вместе с которой образует единый формационный комплекс, не всегда четко делимый. В наиболее глубоких частях прогибов терригенная кварцево-аркозовая формация постепенно замещается толщами преимущественно глинистого состава, среди которых заметную роль могут играть эффузивные породы базальтового, реже кислого состава. Формация состоит из продуктов разрушения древнего складчатого гранитизированного основания срединного массива или рядом расположенной платформы. В базальной части, как правило, залегает пачка конгломератов с гальками древних гранитов, кварцитов и других пород, затем следуют аркозовые и кварцевые песчаники (типа аренинов), последние преобладают. В нижней части формации они наиболее грубозернистые и массивные, затем более мелкозернистые и тонкослоистые с более отчетливой стратификацией.

Если терригенная кварцево-аркозовая формация несколько раз повторяется в разрезе, то наиболее молодая отличается большим количеством кварцевых песчаников и их лучшей сортированностью. Наблюдается увеличение зрелости обломочного материала вверх по разрезу. Из второстепенных членов формации типичны глинистые сланцы гидрослюдистого состава и доломиты. Количество этих пород увеличивается в наиболее мощных разрезах. В верхах формации иногда [Tucker, 1976] могут появляться признаки солёности — псевдоморфозы по кристаллам гипса и галита.

Второстепенными, не обязательными членами формации являются также вулканогенные породы. Для формаций, развитых на геоантиклинальных поднятиях и срединных массивах, характерны вулканиты кислого состава. Причем большей частью мощные толщи наземных вулканитов кислого состава подстилают терригенную кварцево-аркозовую формацию, а внутри нее встречаются лишь маломощные горизонты и пачки, главным образом туфов кислого состава. В геосинклинальных прогибах, примыкающих к срединным массивам и геоантиклиналям, а также в многогеосинклиналях линейного строения в составе формации могут появляться пачки лав и туфов базальтового состава, количество которых увеличивается в наиболее глубоких частях прогибов, где терригенная кварцево-аркозовая формация может замещаться терригенно-кремнисто-туффитовой (см. выше). Для формации характерны светлая

розовато-серая и зеленовато-серая окраска пород, но нередко и пачки и прослои красноцветов.

Одной из характерных особенностей формации является резкая и контрастная изменчивость мощностей (см. рис. 55). В отдельных прогибах мощность ее может достигать 3000 м, а на поднятиях она резко уменьшается до нескольких метров или выклинивается совсем. На геоантиклинальных поднятиях и срединных массивах четко устанавливаются местные источники сноса обломочного материала. В многоэсинклиналях линейного строения, где источником материала служила рядом расположенная платформа, такой четкой зависимости не обнаруживается.

Терригенная кварцево-аркозовая формация складывается осадками трансгрессирующего морского бассейна. В первую очередь осадки заполняют грабенообразные впадины древнего рельефа. В это время преобладают мелководно-морские, плохо сортированные незрелые осадки аркозового, в меньшей мере кварцевого состава. Могут присутствовать и аллювиально-дельтовые отложения. Источником обломочного материала служили местные поднятия. Кварцевые песчаники здесь образованы за счет разрушения и ближнего переноса докембрийских обломочных кварцитов (кварцевые песчаники второй генерации). Для них характерны биполярные размеры обломков (см. рис. 59), шлифованные поверхности зерен, иногда одетых рубашкой окислов железа. Прежде чем попасть в бассейн седиментации, они, по-видимому, претерпели золотую обработку. По мере заполнения впадин осадками и выравнивания рельефа улучшается сортированность обломочного материала, его зрелость, слоистость становится более мелкой, а стратификация более четкой. В разрезе начинают преобладать кварцевые песчаники, возникшие не только за счет разрушения кварцитов, но и в результате многократного перемива, возможно, перевевания лежащих ниже аркозовых и субаркозовых песчаников. Образование их также происходит в основном в мелководно-морских условиях, по-видимому, одновременно с кремнисто-карбонатной формацией.

ГРУППА СПАРАГМИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Спарагмитовые формации широко распространены в байкальских и каледонских геосинклиналях, а также в авлакогенах древних платформ. Примером может служить спарагмитовая серия Норвегии, серебрянская серия Среднего Урала, свита Наньто и тиллит Лочуань Китайской платформы. Широко развиты спарагмитовые формации в венде каледонид Центрального Казахстана и Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня (см. рис. 10). Отличительной особенностью формации является парагенез кварцевых, аркозовых песчаников, тиллитоподобных пород и доломитов. Строение тиллоидов изучали Г.Ф. Лунгерсгаузен [1963], У. Хольтедаль [1957], В.Б. Харланд [1964]. В качестве самостоятельной формации выделена Б.М. Келлером [1968]. Многие литологические особенности этих образований Н.М. Чумаков [1978] описал под названием "ледниковая периферическая и аллохтонная формации". В этой работе группа спарагмитовых формаций рассмотрена на примере вендских отложений Байконурского синклинория, Сарытумского антиклинория и Актауско-Джунгарского массива.

Спарагмитовая формация Байконурского синклинория

Структурное и стратиграфическое положение. В Байконурском синклинории к спарагмитовой формации отнесены сатанская, курайлинская и байконурская свиты верхов вендского комплекса [Зайцев, Хераскова, 1979]. Эта формация развита также севернее на продолжении Байконурского прогиба — в Калмык-

кульском синклинории (шандакская и байконурская свиты). Почти без изменений она прослеживается и на юг — в антиклинории Большого Каратау, Чаткало-Нарынскую зону Тянь-Шаня и хр. Курунтаг [Ху Шу Юнь, 1958; Зубцов, 1972]. В целом площадь распространения спарагмитовой формации составляет полосу длиной около 5000 км при ширине 25—100 км. Вверх по разрезу она повсюду сменяется карбонатно-фтанитовой формацией (см. рис. 10, 60). В Байконурском синклинории ее строение ранее было описано Л.И. Боровиковым, А.В. Волиным, А.Н. Книппером, как спарагмитовая она была выделена Ю.А. Зайцевым, Т.Н. Херасковой.

Характеристика состава и строения. Главными членами спарагмитовой формации являются тиллоиды, глинистые сланцы, песчаники и доломиты, не обязательными, возможно, аллофильными — вулканиты основного состава, известняки и гематитовые сланцы. Тиллоиды слагают низы и верхи формации (см. рис. 57). В ее средней части преобладают доломиты, переслаивающиеся с пестроцветными песчаниками и алевролитами. Для формации характерно резкое изменение мощности и строения вкосте простирания Байконурского прогиба. Выделяются четыре структурно-фациальные зоны (рис. 61). В осевой части Байконурского синклинория (р. Курайлы) в нижней части формации залегают зеленые, табачно-зеленые алевролиты и мелкозернистые песчаники, содержащие редкие и маломощные (2—3 см) прослои коричневых доломитов. Прослои песчаников и алевролитов мощностью 30—50 см чередуются с такими же пачками алевроглинистых ритмитов. Вверх по разрезу увеличивается количество и грубозернистость песчаников. Одновременно появляются красноцветные и известковистые разности пород. Выше следует пачка тонкого (1—10 см), ленточно переслаивающихся вишневых и голубовато-зеленых, а в верхней части пачки — серых алевролитов; розовых, палевых, в верхней части серых баритоносных известняков (рис. 62). Завершает разрез формации (300—400 м) толща тиллоидов (рис. 63) с пестрым составом грубообломочного материала, не зависящим от состава подстилающих отложений и являющимся продуктом размыва крыльев прогиба.

В центральной части Байконурского синклинория, в районе р. Бозинген, спарагмитовая формация имеет существенно иное строение (см. рис. 60). Здесь в видимом основании разреза залегает примерно 100-метровая толща доломитов и доломитизированных известняков с прослоями кварцевых песчаников, алевролитов и осадочных брекчий. А.Л. Книппер [1962] обнаружил в доломитах гнездовидные скопления валунов и галек интрузивных пород. Выше залегает 100—150-метровая пачка тиллоидов. Тонкоистертый доломитовый материал присутствует и в матрике тиллоидов.

На западном крыле Байконурского синклинория (см. рис. 60) в видимом основании разреза залегают ленточные известняки, аналогичные описанным в курайлинском типе разреза. Выше с размывом (выпадает пачка серых алевролитов и серых баритоносных известняков) залегают тиллоиды, мелкозернистые песчаники и алевролиты. Далее следует пачка вулканогенных пород, представленных диабазами, диабазовыми порфиритами, их туфами мощностью 140 м. Завершают разрез песчаники и тиллоиды. В матрике тиллоидов в значительном количестве присутствует пирокластический материал базальтового состава. Состав обломков в тиллоидах довольно однообразен и сильно меняется от обнажения к обнажению, выявляя местные источники сноса.

На восточном крыле Байконурского синклинория имеются два типа разреза (см. рис. 60, 61). На севере, в районе гор Жалтау и месторождения Сарысай, спарагмитовая формация в нижней части представлена пачкой тиллоидов мощностью 3—20 м, грубообломочный материал которых состоит из окремнелых онколитовых известняков подстилающей терригенно-фтанитовой формации. Выше залегают вишнево-красные и зеленые алевролиты, гли-

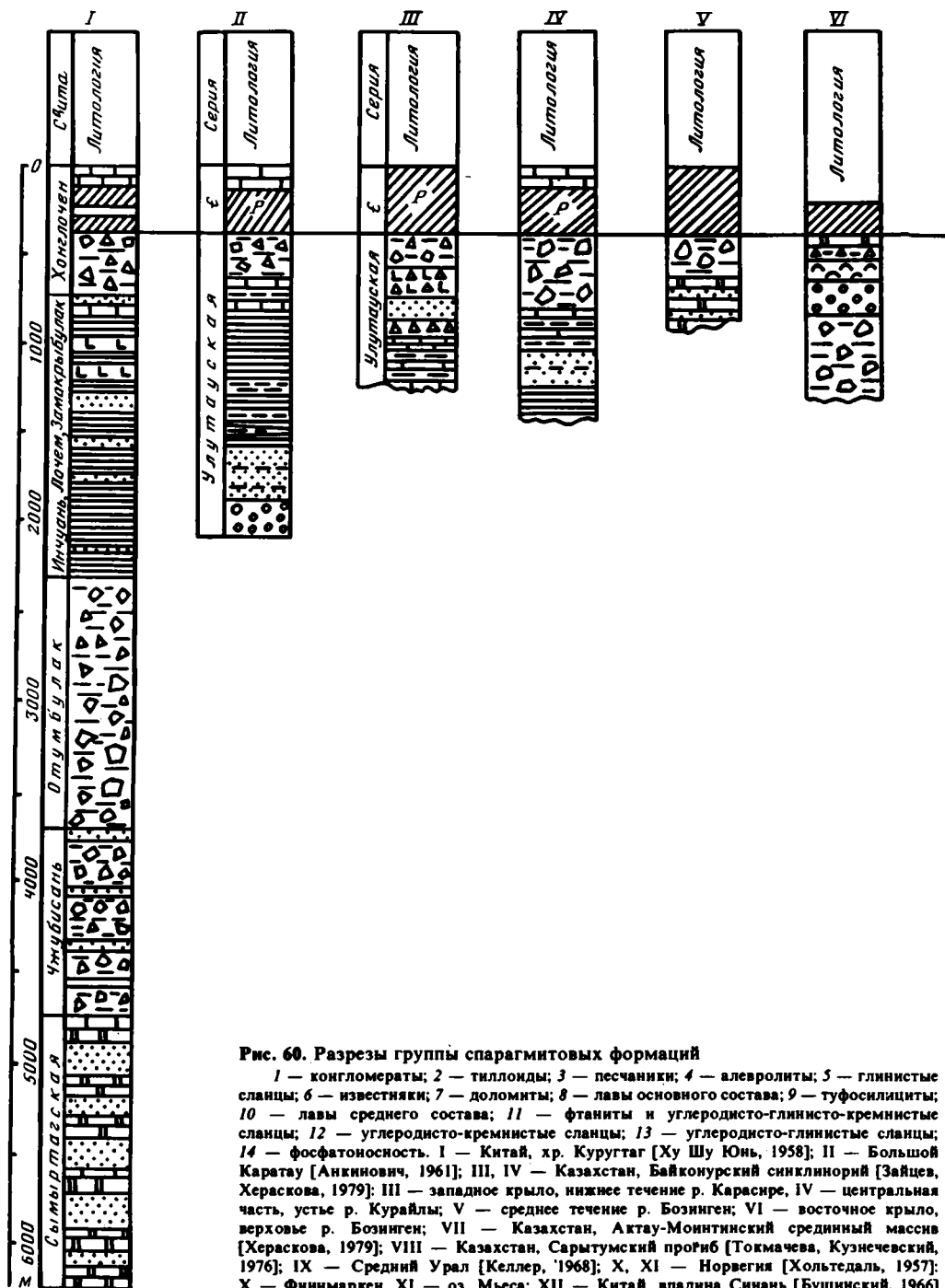
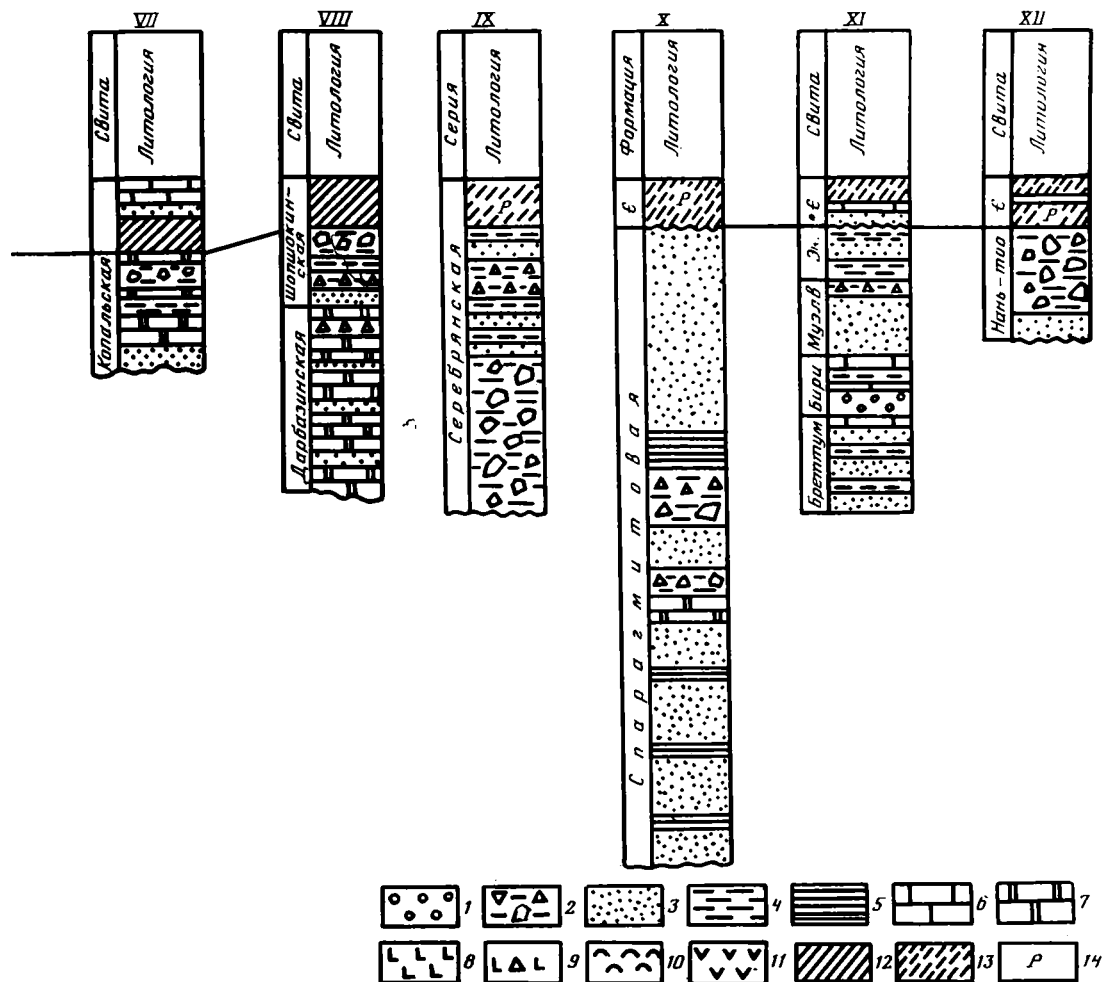


Рис. 60. Разрезы группы спаргмитовых формаций

1 — конгломераты; 2 — тиллоиды; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — глинистые сланцы; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — лавы основного состава; 9 — туфосилициты; 10 — лавы среднего состава; 11 — фтаниты и углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы; 12 — углеродисто-кремнистые сланцы; 13 — углеродисто-глинистые сланцы; 14 — фосфатоносность. I — Китай, хр. Куругтаг [Ху Шу Юнь, 1958]; II — Большой Каратау [Анкинович, 1961]; III, IV — Казахстан, Байконурский синклиниорий [Зайцев, Хераскова, 1979]; III — западное крыло, нижнее течение р. Карасире, IV — центральная часть, устье р. Курайлы; V — среднее течение р. Бозинген; VI — восточное крыло, верховье р. Бозинген; VII — Казахстан, Актау-Моинтинский срединный массив [Хераскова, 1979]; VIII — Казахстан, Сарытумский прогиб [Токмачева, Кузнецовский, 1976]; IX — Средний Урал [Келлер, 1968]; X, XI — Норвегия [Хольтедаль, 1957]; X — Финнмаркен, XI — оз. Мьеса; XII — Китай, впадина Синань [Бушинский, 1966]



нистые сланцы и алевроглинистые ритмиты. Иногда в глинистых сланцах имеются включения зерен кварца песчаной размерности.

На большей остальной части восточного крыла Байконурского синклиналя, в верховьях рек Курайлы, Татпен, Сатан, Карасире, Бозинген, развит существенно иной тип разреза. Здесь, ниже доломитов, описанных в районе р. Бозинген (см. рис. 60), с размывом на терригенно-фанитовой формации, реже на метаморфических породах докембрия, залегает предположительно нижний горизонт тиллоидов мощностью 600—700 м. Тиллоиды отличаются нечеткой градационной слоистостью, проявляющейся в изменении количества галек и валунов тиллоида, состав которых варьирует от обнажения к обнажению, выявляя зависимость от местных источников сноса. В верховьях р. Татпен тиллоиды включают горизонт гематитовых сланцев. Выше тиллоидов залегают пестроцветные конгломераты, кремнистые туффины и туфопесчаники мощностью около 300 м. Завершает разрез формации мало-мощный (около 40 м) горизонт тиллоидов и пачка пестроцветных песчаников, доломитистых песчаников и доломитов (100 м).

Таким образом, отчетливо видны основные закономерности изменения строения

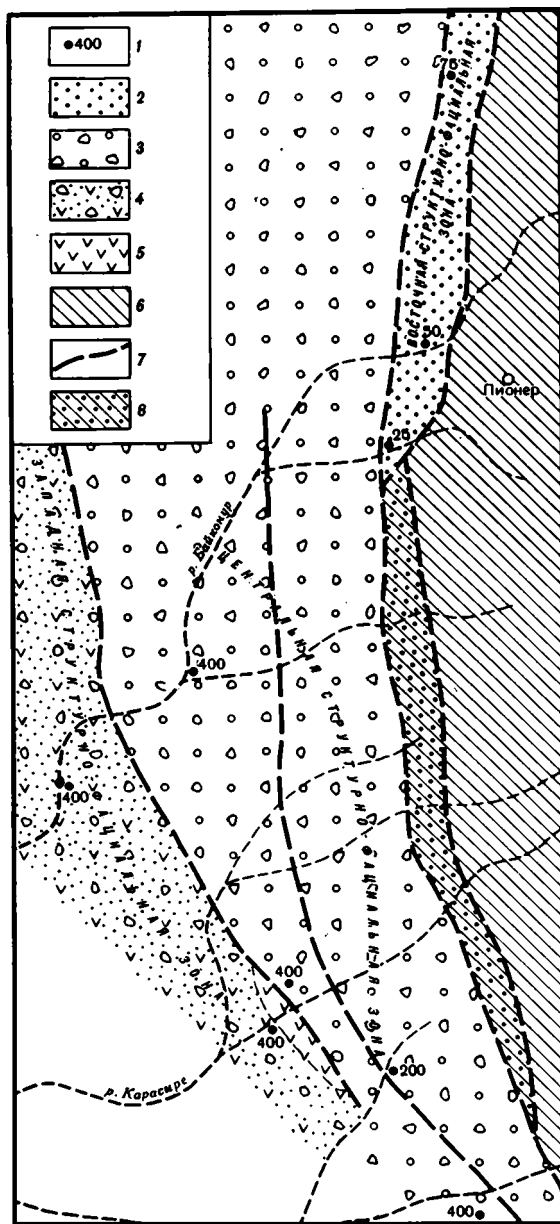


Рис. 61. Карта фаций и мощностей спарагмитовой формации Байконурского синклинория
1 — мощность, м, Байконурский (верхний) тиллоид; 2 — глинистые сланцы с маломощным горизонтом тиллоидов; 3 — тиллоиды; 4 — тиллоиды с туфитовым цементом; 5 — базальты и их туфы; 6 — область размыва; 7 — границы фациальных зон; 8 — площадь развития сатанского (нижнего) горизонта тиллоидов

спарагмитовой формации вкрест простирания Байконурского синклинория. На его крыльях мощность верхнего (байконурского) горизонта тиллоидов резко сокращается, вплоть до исчезновения горизонта. Нижний горизонт тиллоидов (сатанский) в осевой части синклинория неизвестен. Возможно, он замещается толщей алевролитов, мелкозернистых песчаников и алевроглинистых ритмитов. Состав обломков в тиллоидах на крыльях прогиба резко изменяется от обнажения к обнажению. В осевой части прогиба (за исключением Бозингенской зоны) состав обломков в тиллоидах более разнообразен и почти не зависит от состава подстилающих пород. Другая четкая закономерность в строении формации — увеличение роли карбонатных пород (известняков и доломитов) в осевой части прогиба.

Тиллоиды. Наиболее распространенные породы формации, определяющие ее лицо. Выделяется два горизонта — нижний сатанский и верхний байконурский, различающиеся по текстурным особенностям и составу обломочного материала. Сатанские тиллоиды представляют собой зеленовато-, розовато-серые, серовато-зеленые филлиты с рассеянными обломками различных пород, часто

рассланцованные, листоватые; матрикс "обжимает" обломки, которые ориентированы и часто вытянуты вдоль сланцеватости.

Состав матрикса серицито-хлоритовый, хлорито-серицитовый, серицито-биотитовый, серицито-гематитовый, гематито-хлорит-серицитовый с точечной вкрапленностью лейкоксена, частично лейкоксенизированного титаномагнетита. В небольшом количестве (3—10%) может присутствовать карбонат, образующий неправильные кучные скопления, корродирующие обломочные зерна. Алевролитовая и песчаная фракции составляют 10—30%. Они представлены в основном плагиоклазом и кварцем с небольшой примесью обломков пород. Структура матрикса микролепидобластовая, лепидобластовая, бластоалевритовая, бласто-

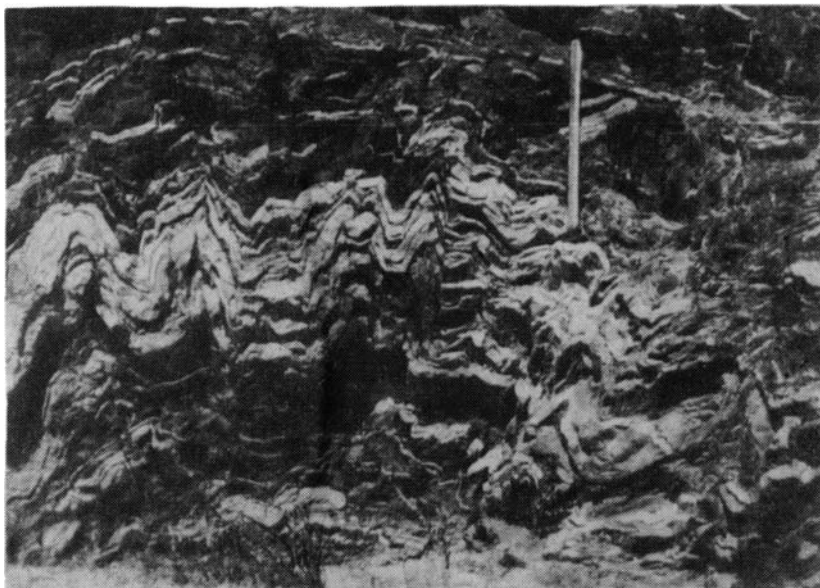


Рис. 62. Ленточные известняки из спарагмитовой формации Байконурского синклинория. Правый берег р. Курайлы



Рис. 63. Тиллоиды спарагмитовой формации Байконурского синклинория. Правый берег р. Курайлы

псаммитовая. Большой частью в тиллоидах наблюдается нечеткая горизонтальная слоистость, обусловленная изменением количества рассеянных обломков, их размера, а также состава матрикса. Мощность отдельных прослоев изменяется от 1 до 50 м. Иногда встречаются тонкослойчатые разности (1—2 см).

Количество включений в тиллоидах варьирует в широких пределах (10—

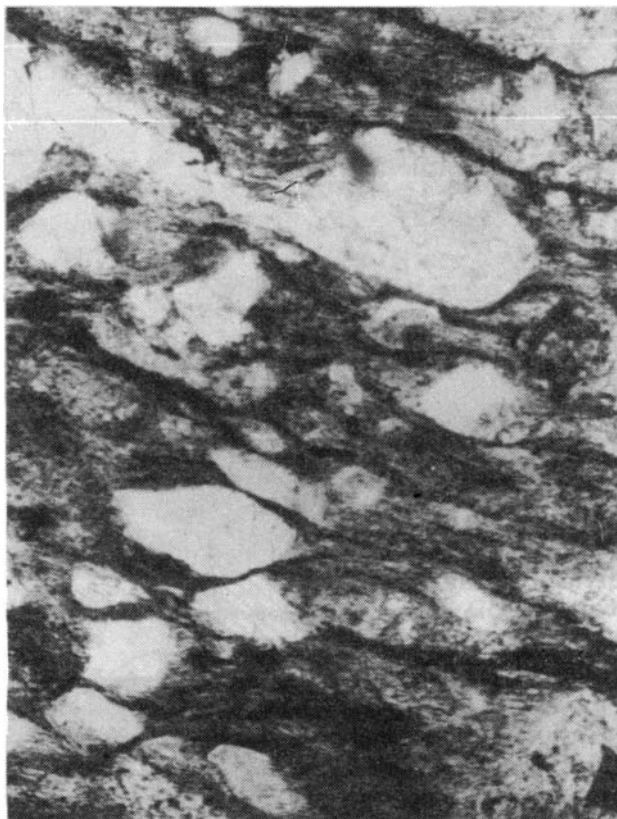


Рис. 64. Матрикс тиллоида — серицито-хлоритовый алевроитистый сланец. Спарагматовая формация Байконурского синклиория. Николи II, ув. 200

50% массы породы). Размер обломков 2—10 см, однако отдельные глыбы доломитов достигают 1 м. Состав включений изменяется по простиранию с севера на юг, выявляя местные источники сноса. На Крайнем Севере преобладают гранитоиды среднего рифея. Единичные гальки представлены кислыми вулканитами верхнего рифея. Южнее среди обломков преобладают доломиты (50%), кислые вулканиты верхнего рифея (20—30%). Остальные 20—30% представлены кварцитами, диабазами, порфироидами. Единичные гальки состоят из кварцевых гравелитов терригенно-фтанитовой формации. На юге в составе обломков преобладают верхнерифейские вулканиты кислого состава. Обломки ориентированы и нередко сплюснены вдоль сланцеватости, однако большей частью хорошо видна их окатанная и полуокатанная форма. Обломки доломитов часто вытянуты цепочкой вдоль сланцеватости и похожи на будинированные пласти и линзы. Среди обломков не встречены граненые и штрихованные валуны.

Байконурский тиллоид представляет собой грязно-зеленый, реже буровато-зеленый неслоистый глинистый алевролит (рис. 64), глинистый сланец (см. рис. 63) с погруженными в него обломками более древних пород в основном местного происхождения. Размер обломков от 0,3 см до 1 м, в основном 3—5 мм и 10—20 см. Они распространены неравномерно и наблюдаются в виде удаленных друг от друга глыб, валунов, галек и их скоплений, образующих изолированные линзы и гнезда. В других случаях тиллоиды имеют вид тонколистоватых глинистых сланцев, заключающих большое количество

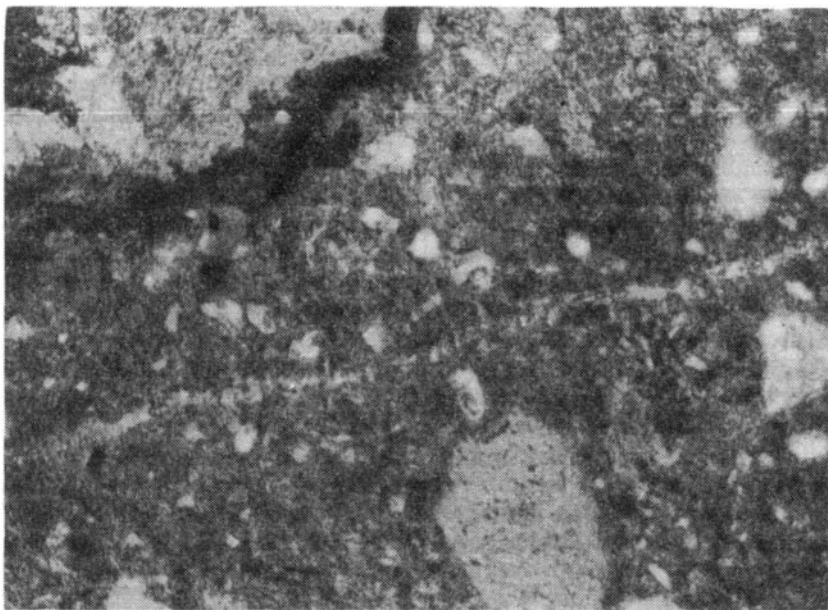


Рис. 65. Туффовый матрикс тиллоида спарагмитовой формации Байконурского синклинория, р. Карасире. Николи II, ув. 200

мелких (0,3—1 см) обломков. Какой-либо закономерности в чередовании этих разностей не наблюдается. Однако в нижней части контакта с ленточными известняками и глинистыми сланцами распространены разности с редкими и мелкими обломками. Это создает впечатление постепенного перехода к подстилающим глинистым сланцам. Вблизи подошвы тиллоида иногда встречаются частично размытые прослои светло-зеленых глинистых сланцев и алевролитов, часто деформированные. Большинство исследователей объясняют деформации оползневыми процессами. А.Л. Книппер [1962] описал соотношения отдельных крупных обломков со слоистостью и отметил, что нижний слой как бы продавлен под обломками, а верхний его обтекает иногда с уменьшением мощности слойка под обломками. Такие соотношения объясняются тем, что камни падали через толщу воды на неуплотненный осадок.

Глинистое вещество тиллоидов имеет гидрослюдистый состав с примесью серицита и магнезиально-железистого хлорита. Гидрослюда триоктаэдрическая, содержит обильные выделения лейкоксена, частично раскристаллизованного в рутил и образована, по-видимому, за счет аллотигенного биотита. В районе р. Бозинген в матриксе тиллоидов в значительном количестве присутствует доломитовый материал, из-за чего породы приобретают буроватый цвет. На западном крыле Байконурского синклинория в матриксе тиллоидов появляется примесь пирокластического материала базальтового состава, и порода представляет собой темно-зеленый, темно-серый туффит (рис. 65). Часть обломков имеет корку закала.

Среди обломков во включениях присутствуют породы местного происхождения. Исключение составляют мелкие угловатые или со сглаженными углами и гранями обломки голубовато-зеленых, бирюзовых кремнистых туффитов, распространенные в братолюбовской серии нижнего венда, в 400 км севернее, в районе крутой излучины р. Ишим. Состав обломков в тиллоидах, их процентное соотношение колеблется в широких пределах (рис. 66). При этом наблюдается определенная закономерность. На крыльях синклинория их состав

Состав галек		Западное крыло байконурского синклинария			Центральная часть байконурского синклинария				Восточное крыло байконурского синклинария	
		р. Жымы-ки	р. Булан-ты	Н. теч. р. Кара-расур	Устье р. Ку-райлы	С. теч. р. Кара-сур	р. Бозин-ген	р. Белу-ты	г. Жал-тау	Устье р. Си-рысай
Породы улутовской серии	Известняки курайлинской свиты		Ш		Ш	Ш				
	Зеленые песчаники, красноцветные песчаники и алевролиты, предположительно курайлинской свиты		Ш		Ш					
	Доломиты бозинаевской и байконурской свиты		Ш		Ш	Ш	Ш	Ш		
	Фтаниды жалтауской свиты				Ш	Ш				
	Филлиты, предположительно жалтауской свиты		Ш	Ш					Ш	
	Окремнелые оолитовые известняки жалтауской свиты				Ш	Ш	Ш	Ш	Ш	Ш
Породы акбулакской серии, преимущественно кремнистые туфриты		Ш			Ш	Ш	Ш	Ш		
Породы коксудинской серии	Вулканиды кислого состава	Ш	Ш		Ш	Ш				Ш
	Диабазы, плагиоклазовые порфириды			Ш						
Порфириды майтаубинской серии					Ш	Ш				
Интрузивные породы	Крупнозернистые биотитовые граниты	Ш	Ш	Ш	Ш	Ш				
	Альбитизированные граниты	Ш		Ш	Ш	Ш				
Мелкие породы	Гранит-порфиры с микропегматитовой основной массой	Ш	Ш	Ш	Ш	Ш	Ш	Ш		
	Диорит-порфириды	Ш	Ш	Ш	Ш	Ш				
Примесь пирокластического материала		При- месь пиро- кла- стиче- ского мате- риала	Небольшая при- месь пиро- кла- стиче- ского мате- риала	При- месь пиро- кла- стиче- ского мате- риала	При- месь монти- морил- лонита в гли- нистой фрак- ции	Редкие облом- ки пиро- кла- стов			Около 10% монти- морил- лонита в гли- нистой фрак- ции	

Рис. 66. Состав галек байконурского тиллоида из спаргмитовой формации Байконурского синклинария. Штриховкой обозначены количественные соотношения галек определенного состава в различных разрезах

в пределах одного разреза однообразен, но резко меняется от обнажения к обнажению, указывая на местные источники сноса. Так, на западном крыле синклинария, в районе р. Жымыки, преобладают вулканиты кислого состава и гранитонды верхнего рифея (90—99%). Из обломков иного состава изредка встречаются доломиты бозингенской свиты. В 20 км южнее, в обрывах р. Байконур, примерно в равных соотношениях находятся доломиты верхнего рифея,

гранитоиды, известняки и песчаники из подстилающей курайлинской свиты. На восточном крыле синклиория в обломках преобладают кремнеистые известняки терригенно-фтанитовой формации (80—90%), к которым в одних участках добавляются филлиты этой формации, в других — вулканиты верхнего рифея. В тиллоидах, развитых в осевой части Байконурского синклиория, состав обломков разнообразен и довольно постоянен. Преобладают доломиты, кремнеистые онколитовые известняки и гранитоиды, известняки и песчаники курайлинской свиты. Единичные включения представлены порфироидами протерозоя, вулканитами верхнего рифея, туффитами и кремнистыми породами терригенно-кремнисто-туффитовой формации.

Форма обломков меняется от хорошо окатанной до угловатой, хорошо окатанные представлены гранитоидами, кремнеистыми онколитовыми известняками и вулканитами. Полуокатанные и полуугловатые обломки, форма которых отражает пластовую отдельность и трещины кливажа, состоят, как правило, из известняков и туффитов. Угловатые обломки и мегакласты обычно сложены доломитами. Среди валунов не встречены граненые и штрихованные. В нескольких случаях отмечены валуны выветрелых гранитов.

Доломиты. Обладают серой, на выветрелой поверхности бурой окраской, массивной, редко тонкослоистой текстурой. Сложены они агрегатом доломита, иногда с примесью серицита и хлорита. Имеются прослои, содержащие примесь сидерита (101—2,808). Кривая нагревания этих пород с четко обособленными двумя эндотермическими эффектами (около 800° и 900°С) типична для доломита. По данным дифрактометрии (101 — 2,89), они обнаруживают небольшое отклонение в сторону железистых доломитов (содержание $\text{FeO}_{\text{карб}}$ по данным химического анализа, достигает 2%). Имеется горизонт доломитов темно-вишневого цвета, в которых среди мелко- или среднекристаллической тонкопигментированной гематитом массы рассеяны кристаллы доломита (0,2—0,4 мм) правильной ромбоэдрической формы, одетые рубашкой из окислов железа. По данным химического анализа, содержание в них FeO и Fe_2O_3 достигает соответственно 0,9 и 2,7%.

Известняки. Образуют прослои мощностью 0,5—5 см, чередуются розовые, светло-серые, белые и желтоватые разности (см. рис. 62). Строение их тонкокристаллическое, окраска зависит от примеси листочков хлорита, серицита, углеродистого вещества, тонкодисперсного гематита, которые либо равномерно рассеяны в породе, либо концентрируются в микрослои, обуславливая ее полосчатую текстуру. Имеются переходы к глинистым известнякам, пестроцветным известковистым алевролитами. В серых известняках спектральным анализом обнаружены повышенные содержания Ba — 0,1—0,6% при содержании Sr — 0,01—0,04%.

Полевोшпатово-кварцевые песчаники и алевролиты. Эти породы серовато-зеленого, редко красновато-серого цвета, отличаются беспорядочной или слоистой текстурой, образуют слои (0,5-5 м) и пачки (до 50 м). В песчаной и алевроитовой фракции преобладает кварц (60—80%), в меньшем количестве присутствует плагиоклаз, альбитизированный калиевый полевой шпат. В крупнозернистых разностях к ним присоединяются обломки пород: эффузивы кислого и основного состава, кварциты, хлоритовые сланцы. Окатанность обломочных зерен средняя, имеются угловатые формы. Цемент пленочный, сгустковый или типа соприкосновения, первично глинистый, или цемент разложения, возникший при растворении под давлением обломочных зерен. Встречены разновидности с кварцево-хлоритовым, кварцево-серицито-хлоритовым и серицито-хлоритовым цементом с обильными выделениями лейкоксена. В небольшом количестве, особенно в красноватых разностях, присутствует карбонат (кальцит и доломит). Характерен карбонат в песчаниках осевых частей Байконурского прогиба. Выделения его имеют правильную ромбоэдрическую форму или обра-

Таблица 19
Химический состав базальтов спарагмитовой формации, вес. %

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
48,26	2,35	13,16	3,68	6,92	Сл.	5,62
51,49	3,16	14,66	1,41	8,81	0,15	4,36
50,36	2,90	16,54	1,77	7,68	0,18	5,09
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	H ₂ O ⁺	Сумма
8,53	2,16	0,06	0,18	8,48	0,66	99,42
7,74	3,18	0,51	0,39	3,11	0,31	99,50
7,08	4,69	0,30	0,27	3,50	0,19	100,37

зуют кучные скопления, корродирующие обломочные зерна. По типу песчаники близки к образованиям зерновых потоков.

Алевроглинистые ритмиты. Характеризуются зеленовато-серым, табачно-зеленым, темно-серым цветом. Содержат тонкую вкрапленность аутигенного пирита. Отличаются горизонтальной микрослоистостью (0,1—2 мм). В мало-мощных прослоях (несколько сантиметров) встречаются косоволнистые, а также микрослоистые разности. Слоистость обусловлена увеличением количества глинистого вещества в верхней части микроритмов. Глинистые слои имеют более темную окраску. Алевроглинистые ритмиты состоят из крипточешуйчатого или микролепидобластового агрегата глинистых минералов, представленных триоктаэдрической гидрослюдой и смешанослойным минералом типа гидрослюда—монтмориллонит, содержащего в основании микроритмов примесь алевритовых зерен кварца, небольшого количества плагиоклаза и гидратированного биотита. Алевроглинистые ритмиты обычно рассматриваются как отложения контурных течений (контуриты) [Хворова, 1978]. Однако не исключено, что тонкая ритмичная слоистость обусловлена неравномерным привнесом терригенного материала из-за сезонности климата, так как эти образования обнаруживают сходство с варвами.

Гематитовые сланцы. Породы темно-вишневого цвета, тонкоплитчатой и листоватой текстуры, состоят из тонкочешуйчатого гематита с примесью листочков хлорита. По простиранию они замещаются хлоритовыми сланцами с гематитом. Содержание Fe₂O₃ — 69,2, FeO — 5,66%.

Диабазовые порфириды, диабазы и вариолиты. Это зеленокаменноизменные породы массивного (диабазы) и шарового (диабазовые порфириды и вариолиты) строения. Шаровые разности пород обладают миндалекаменными текстурами. Структура пород диабазовая, базитовая, гялопилитовая и вариолитовая. Главным породообразующим минералом является альбитизированный плагиоклаз, образующий каркас из взаимоперекрещивающихся лейт, а в вариолитах — радиально-лучистые и метельчатые сростки. В диабазах присутствует также частично уралитизированный, хлоритизированный и эпидотизированный моноклинный пироксен, по оптическим свойствам близкий пиджониту. Около 10% составляет частично лейкоксенизированный рудный минерал, образующий таблитчатые кристаллы, неправильные скопления, прорастающие пироксен, частично плагиоклаз. Между лейстами и вариолями плагиоклаза в том или ином количестве присутствует стекло, сосюритизированное или замещенное агрегатом хлорита, эпидота и карбоната. По химическому составу (табл. 19) вулканы спарагмитовой формации близки толситовым базальтам. Специфической их особенностью является высокое содержание TiO₂ (2,35—3,16%).

Гялотуфы базальтового состава. Образуют маломощные прослои среди

диабазовых порфиров и вариолитов. Это зеленые, рассланцованные породы, состоящие из остроугольных с вогнутыми краями обломков (размером от долей миллиметра до 0,5 см) хлоритизированного и эпидотизированного стекла. Осколки стекла погружены в тонкозернистую массу, представляющую собой соссюритизированное стекло, светло-бурое, у краев обломков более темное, не прозрачное.

Спарагмитовая формация Сарытумского антиклинория

Структурное и стратиграфическое положение. В Сарытумском антиклинории к спарагмитовой формации отнесены дарбазинская и шопшокинская свиты позднего венда [Токмачева и др., 1976]. Площадь распространения формации изучена недостаточно из-за слабой обнаженности. К югу от месторождения Бурултас она вскрывается горными выработками. Основание формации здесь срезано разломом. Вверх по разрезу она несогласно перекрывается отложениями терригенно-фтанитовой формации кембрия—нижнего ордовика.

Характеристика состава и строения. Спарагмитовая формация имеет двухчленное строение. В нижней части (см. рис. 60) залегают доломиты с прослоями кварцевых песчаников и гравелитов, листоватых глинистых сланцев с редкими обломками доломитов. Мощность доломитов более 700 м. Выше залегает пачка из чередующихся пестроцветных глинистых сланцев, тиллоидов, железистых глинистых сланцев, кварцевых доломитистых песчаников. Мощность отдельных прослоев изменяется от 10 до 80 м.

Тиллоиды. Представляют собой зеленовато-серые, буровато-коричневые и бурые неслоистые алевролитистые аргиллиты, песчанистые алевролиты с рассеянными включениями (размером от 0,5 м до 40 см) обломков, галек и валунов пород местного происхождения. Включения распространены довольно равномерно и плавают в алевроглинистой массе. Реже в ней встречается большое количество мелких (0,5—5 мм) включений, представленных неокатанными обломками кварца и доломита. Нередко в матриксе породы присутствует тонкоистертый доломитовый материал. Это создает впечатление постепенного перехода к доломитам. Матрикс тиллоидов представляет собой железисто-глинистый агрегат с примесью алевролитовых и мелкопесчаных зерен кварца, реже доломита и слюд.

Количество включений в тиллоидах и их размеры изменяются в довольно широких пределах. Большей частью обломки составляют 10—15% массы породы. Среди обломков преобладают доломиты, по текстурным признакам не отличимые от доломитов самой спарагмитовой формации. В тиллоидах с мелкими обломками иногда преобладает кварц. В подчиненном количестве и в виде единичных включений встречены сахаровидные кварциты протерозоя, граниты, верхнерифейские эффузивы кислого состава, кремнистые породы, филлиты и кварцевые песчаники. Среди мелких обломков присутствует также плагиоклаз и калиевый полевой шпат. Форма обломков изменяется от хорошо окатанной до угловатой. А.Г. Кузнецовский и С.Г. Токмачева [Токмачева и др., 1976] описали обломки клиновидной формы. Хорошо окатанные и полуокатанные гальки и валуны представлены кварцитами, гранитами, эффузивами кислого состава. Неокатанные обломки состоят из доломитов и кварца. Поверхность обломков ровная, штрихованные камни не встречены.

Доломиты и доломитизированные известняки. Это светло-серые, розовато-серые, серые, редко битуминозные черные породы. Обладают массивной и тонкоплитчатой текстурой. Среди доломитов встречены мелкокристаллические (0,05—0,15 мм), онколитовые, обломочные и брекчиевые разновидности. Доломиты нередко включают единичные обломочные зерна кварца. Имеются переходы к песчанистым доломитам (10—15% кварца).

Глинистые сланцы и алевритистые сланцы. Окрашены в зеленовато-серый и красно-бурый цвета. По составу, структурным и текстурным особенностям глинистые сланцы близки матриксу тиллоидов. Состоят они из микролепидобластового, крипточешуйчатого агрегата триоктаэдрических гидрослюд. В бурых разностях имеется примесь пелитоморфного карбоната, в красно-бурых — тонкораспыленного гематита. В глинистой, карбонатно-глинистой, железисто-глинистой массе породы в том или ином количестве (10—15%) присутствует примесь алевритовых зерен кварца (около 80%), плагиоклаза (15—20%). Из акцессорных минералов встречены апатит, циркон, турмалин.

Кварцевые песчаники. Породы желтовато-серые, массивные, состоят из обломков кварца (80—95%), кремнистых, глинистых пород и вулканитов кислого состава, обладающих средней и хорошей окатанностью. Из акцессорных минералов присутствует циркон и турмалин. Цемент порового и сгусткового типа, по составу доломитовый и гидрослюдисто-доломитовый.

Спарагмитовая формация Актауско-Джунгарского массива

Структурное и стратиграфическое положение. В Актауско-Джунгарском массиве к спарагмитовой формации отнесена капальская свита верхнего венда [Авдеев и др., 1971; Зайцев, Хераскова, 1979], которая распространена в горах Капал, Айкарлы и по направлению на запад по резкой границе замещается кремнисто-карбонатной формацией (см. рис. 60). Спарагмитовая формация в этом регионе залегает без видимого несогласия на терригенной кварцево-аркозовой формации, а вверх по разрезу сменяется терригенно-карбонатно-фтанитовой формацией среднего кембрия.

Характеристика состава и строения. Спарагмитовая формация в Актау-Моинтинском антиклинории имеет двучленное строение (см. рис. 60). В основании залегает пачка доломитов, в нижней части песчаных и глинистых мощностью 70—150 м. Выше находятся тиллоиды с прослоями доломитов и темно-лиловых, серовато-зеленых алевритистых аргиллитов с редкими и мелкими включениями обломков доломитов. В кровле формации иногда присутствует малоомощный горизонт доломитов. Мощность верхней толщи 75—100 м. Облик пород близок к описанному в пределах Байконурского синклинория.

Тиллоиды. Представляют собой аргиллит, глинистый сланец или глинистый алевролит зеленовато-серого, темно-серого, иногда темно-вишневого цвета с включением редких обломков (15—20% массы породы) размером от 1—2 до 3—4 см и редко до 30 см. Обломки располагаются беспорядочно, без признаков какой-либо ориентировки. Матрикс тиллоидов состоит из агрегата хлорито-серицитового состава (с обильными выделениями лейкоксена) крипточешуйчатого или микролепидобластового строения с четкой ориентировкой глинистых минералов вдоль сланцеватости. В этой массе в том или ином количестве (до 40—50%) присутствует примесь алевритового материала, представленного кварцем. Зерна кварца имеют различную окатанность — от хорошо окатанных до оскольчатых с преобладанием полуокатанных. В красно-цветных разностях тиллоида в матриксе присутствует тонкораспыленный гематит. По данным Н.А. Пупышева [1974], содержание P_2O_5 в тиллоидах достигает 0,3—0,65%.

Включения в тиллоидах в нижней части разреза представлены угловатыми обломками доломитов, подстилающих горизонт тиллоидов. Выше по разрезу состав обломков становится более разнообразным, появляются окатанные обломки кварцитов, кварцитовидных сланцев, полосчатых алевролитов.

Из рассмотренных примеров и приведенных на рис. 57 разрезов отчетливо проступают наиболее общие и устойчивые черты спарагмитовой формации как формационного типа или абстрактной формации, позволяющие выявить палеогеографические и тектонические условия ее накопления.

Наиболее устойчивыми членами парагенеза являются тиллоиды, доломиты, кварцевые и аркозовые песчаники, как правило, серо-зеленые, иногда красноватые. Реже существенное значение имеют глинистые сланцы, обычно тесно связанные с тиллоидами. Второстепенными, не обязательными, но очень характерными членами формации являются гематитовые сланцы и вулканиты базальтового состава.

Строение формации характеризуется довольно четко направленным рядом. В нижней части преобладают песчаники, затем следуют доломиты, редко известняки, тиллоиды и, наконец, снова доломиты и песчаники. Тот или другой член ряда может отсутствовать, но в целом последовательность сохраняется. Иногда имеется два горизонта тиллоидов, тогда описанный ряд может повториться дважды, образуя как бы два ритма (см. разрез хр. Куругтаг).

В геосинклинальных поясах формация залегает или на метаморфических образованиях докембрия, или на терригенной кварцево-аркозовой формации. С последней она тесно связана, и не всегда их можно разделить. Вверх по разрезу спарагмитовая формация обычно сменяется фтанитовыми фосфатоносными формациями, которые нередко также подстилают ее. Повышенные содержания фосфора отмечаются иногда и в самой спарагмитовой формации. Парагенез спарагмитовой формации с фосфатоносными углеродистыми формациями представляется очень характерным. По простиранию спарагмитовая формация чаще всего замещается доломитами.

Одна из наиболее характерных особенностей формации — отчетливо линейная форма ее пространственного развития (см. рис. 10). Она выдержана на огромных расстояниях по простиранию тектонических структур и резко выклинивается вкрест их простирания.

Спарагмитовая формация характерна для байкальских и каледонских геосинклиналей (каледониды Норвегии, Центрального Казахстана, байкалиды Урала). Весьма сходный комплекс пород присутствует в грабенообразных прогибах древних платформ (сердобская серия Пачелмского прогиба, свита Наньто впадины Синань Южно-Китайской платформы). Меньше она распространена в более молодых геосинклиналях. Здесь ее выделение пока спорно. Примером могут служить верхнепермские породы Южно-Верхоянского синклинория.

Выяснение условий образования спарагмитовой формации связано с установлением генезиса тиллоитоподобных конгломератов, которые являются главным, чрезвычайно характерным и неотъемлемым членом этой формации. Многие исследователи — Г.Ф. Лунгерсгаузен [1963], Б.М. Келлер [1968], В.Б. Харланд [1964], Н.М. Чумаков [1978], Е.И. Зубцов [1972] и другие — рассматривают тиллоитоподобные породы этой формации как морские или континентальные ледниковые отложения или как ледниковые отложения, но перемещенные в глубоководную часть прогибов мутьевыми потоками. Однако в последние годы их ледниковое происхождение все чаще ставится под сомнение. Так, Д. Кроуэлл [1968], опираясь на литологические данные и условия залегания, пришел к выводу, что морена Реуша (спарагмиты Норвегии) могла быть образована как подводными грязевыми потоками или оползнями, так и ледниками. По его мнению, свидетельства в пользу оледенения не доказательны и требуют дальнейшего тщательного исследования, а галечные аргиллиты скорее свидетельствуют о существовании горного рельефа, чем о ледниковой обстановке.

А.А. Красильщиков [1967], изучавший подобные образования, пришел к вы-

воду, что с позиций "ледниковой" гипотезы трудно объяснить присутствие хемогенного карбоната в цементе песчаников, конгломератов и в виде обособленных горизонтов, подстилающих и перекрывающих тиллитовые толщи. Нельзя ответить и на вопрос о расположении возможной области материкового оледенения, поскольку резкое преобладание валунно-галечного местного материала свидетельствует о существовании источника сноса в пределах архипелага, т.е. в зоне скорее теплого (фитолитовые доломиты), чем холодного климата. Это дает основание А.А. Красильщикову говорить о ведущей роли тектонических движений в образовании этой формации.

Рассмотрим условия образования этого комплекса отложений на примере спарагмитовой формации Байконурского синклинория. Условия образования байконурских тиллоидов различными исследователями понимались по-разному. Д.В. Наливкин, С.Г. Анкинович [1961] отнесли эти тиллоиды к ледниковым образованиям. А.В. Волин [1966] связывал их образование с грандиозным гравитационным оползанием неуплотненных осадков по более древнему ложу. Л.И. Боровиков [1955] считал их конгломератами затопления, фацией подножий скалистого берега, А.Л. Книппер [1963] — полигенетическим комплексом осадков, возникшим в результате сложного сочетания подводно-оползневых и ледниковых процессов. При этом оледенение имело, по-видимому, характер горного.

Полученные нами данные [Зайцев, Хераскова, 1979] позволяют заключить следующее. Тиллоиды, несомненно, являются морскими образованиями. Об этом свидетельствуют постепенный контакт с подстилающими глинистыми и карбонатными породами курайлинской свиты, прослой среди тиллоидов доломитов и тонкослонистых туффитовых осадков, образование которых трудно представить в континентальных условиях. Кроме того, тиллоиды без признаков несогласия перекрываются кремнистыми породами карбонатно-фтанитовой формации. Резкое сокращение мощности и выклинивание тиллоидов в областях поднятий, поступление обломочного материала с западного и восточного склонов прогиба заставляют предполагать, что они образовались в прогибе, имеющем тектонические ограничения. По соседству с морскими прогибами располагались области поднятия и интенсивной эрозии. Эрозии частично подвергались подводные поднятия (известняки курайлинской и доломиты бозингенской свит).

Разнос материала осуществлялся и вдоль прогиба, по-видимому, в направлении с севера на юг, так как в составе валунов байконурского тиллоида имеются голубовато-зеленые кремнистые туффиты, находящиеся в бортах Калмыккульского синклинория, являющегося северным продолжением Байконурского. Кроме того, отдельные валуны окремнелых онколитовых известняков, развитых среди отложений венда на восточном крыле Байконурского синклинория, присутствуют в составе обломков байконурского тиллоида в антиклинории Большого Каратау, который в конце венда являлся прогибом, продолжающим Байконурский к юго-востоку. Разносом обломочного материала вдоль прогиба объясняется и относительная выдержанность состава обломков, ослабление связи с подстилающими отложениями в осевых частях Байконурского прогиба.

Таким условиям образования могут удовлетворять и мариногляциальные отложения, и отложения пастообразных потоков, формирующихся на склонах уступов тектонического происхождения, расположенных вдоль трогов. В пользу их мариногляциальной природы свидетельствует сходство тиллоидов и ассоциирующих с ними пород с формацией, описанной Н.М. Чумаковым [1978] как периферическая формация, главным членом которой являются акватиллиты. На возможную связь с ледниковыми образованиями указывает и внешний облик пород, их порфиорокlastическая структура, крайняя несортированность, широкий гранулометрический спектр с полимодальным распределением частиц, неравномерная, подчас довольно слабая окатанность, иногда их выветрелость, возможное присутствие упавших камней, гнездовидные скопления камней среди доломитов,

а также развитие в краевой части прогиба алевроглинистых ритмитов, которые могут быть интерпретированы с известной долей условности как варвы.

Однако в тиллоидах отсутствуют крупные эрратические камни и вторично, огащенные камни (ледогранники), а также обломки с ледниковой штриховкой. Для акватиллитов не характерны почти исключительно местные источники обломочного материала, четкая зависимость его состава на склонах прогиба и частично в осевой части от состава подстилающих пород, причем находившихся в момент формирования тиллоида под водой. Трудно объяснить присутствие среди обломков доломитов, похожих на части оползавших пластов, и вообще широкое развитие в тиллоидах оползневых структур (гляциодислокации и отторженцы для акваморен не характерны).

Противоречит ледниковому генезису этих образований (льдов материкового оледенения) довольно широкое развитие на смежных поднятиях одновозрастных доломитов водорослевой структуры.

Если байконурские тиллоиды являются мариногляциальными отложениями, то естественно предположить, что область оледенения располагалась в пределах Улутау-Северо-Тяньшанского срединного массива. Однако в составе обломков тиллоида совершенно отсутствуют метаморфические породы докембрия, слагающие срединный массив. В их составе имеются лишь породы, непосредственно подстилающие тиллоид или развитые в узкой полосе, примыкающей к площади развития тиллоида. Это заставляет усомниться в ледниковом генезисе байконурского тиллоида. Во всяком случае, трудно говорить об оледенении материкового типа.

По-видимому, тиллоиды являются сложными полигенетическими образованиями. Прогиб был ограничен зонами активных разломов и примыкал к областям горного рельефа. При этом осадки частично формировались из отложений горных ледников (признаки горного оледенения установлены Е.И. Зубцовым [1972] в горах Сарыджаз в Тянь-Шане), переработанных и снесенных в глубоководную часть прогиба пастообразными потоками, обладающими высокой эрозионной способностью. Причиной возникновения пастообразных потоков являлись, по-видимому, тектонические движения по разломам, вдоль которых распространена спарагмитовая формация. Это сближает тиллоиды спарагмитовой формации с олистостромовыми горизонтами.

Породы, ассоциирующие с тиллоидами, принадлежат к нескольким генетическим типам. Большая часть серовато-зеленых неслоистых песчаников представляет собой отложения зерновых потоков и по типу образования близка тиллоидам. Отличие заключается в том, что зерновые потоки из-за меньшего содержания глинистой фракции не могли переносить грубообломочный материал. Распространены в формации и настоящие зрелые турбидиты с четкой градиционной слоистостью. К ним, по-видимому, принадлежат ленточные известняки. Очень характерны для формации алевроглинистые ритмиты, которые могут рассматриваться и как отложения донных течений, но не исключено, что их тонкая слоистость связана с сезонными колебаниями климата. Несомненно, к отложениям донных течений типа контуритов принадлежат маломощные горизонты отмытых кварцевых песчаников, залегающих среди глинистых сланцев.

Прогибы, в которых накапливалась спарагмитовая формация, отличались контрастным, расчлененным рельефом. Глубоководные участки соседствовали с поднятиями. Частично мелководные участки могли возникать из-за компенсации прогибов мощным терригенным осадконакоплением. В связи с этим в формации, особенно в нижней ее части, могут присутствовать конгломераты пляжевого типа и песчаники с крупной волнистой слоистостью и знаками волноприбойной ряби. Мелководными образованиями внутренних поднятий являются водорослевые доломиты, которые интенсивно разрушались, оползали по склонам и поставляли обломочный материал в тиллоиды.

Таким образом, спарагмитовая формация образовывалась вдоль крупных и протяженных уступов тектонического происхождения, связанных с заложением прогибов, по-видимому, грабенообразных. В составе формации преобладают терригенные отложения разнообразных автокинетических потоков. Обилие терригенного материала частично связано с поступлением в зону морской седиментации отложений горных ледников. Как на прилегающей суше с расчлененным рельефом, так и на внутрибассейновых поднятиях были широко развиты оползневые и обвально-осыпные процессы.

ГРУППА АЛЛОХТОННЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

В геосинклиналях по периферии срединных массивов или платформ, реже на значительном удалении от них встречаются исключительно мощные толщи песчаных и глинистых зеленоцветных пород, в обломочном материале которых преобладает кварц. Особенно типичны они для ордовика и выделялись ранее Н.П. Херасковым [1967] под названием терригенных аллохтонных геосинклинальных формаций. Примером может быть толща песчаников и глинистых сланцев нижнего девона мощностью около 10 км в Рейнских сланцевых горах, образовавшаяся, по мнению С.Н. Бубнова [1960], по краю каледонских гор или древнего "красного материка". В Алтае-Саянской области к этой группе формаций принадлежит горно-алтайская свита верхнего кембрия—нижнего ордовика [Дергунов, 1967; Вознесенская, Дергунов, 1982], в Казахстане — джамбульская свита и ее аналоги. Возможно, к этой группе следует отнести францисканскую формацию Калифорнии [Хворова, 1968].

В предлагаемой работе основные особенности этой группы формаций рассмотрены на примере (средне-?) верхнекембрийско-нижнеордовикских отложений Центрального Казахстана, развитых по периферии Улутау-Северо-Тяньшанского и Актауско-Джунгарского массива докембрийской складчатости. Некоторой их спецификой является присутствие в качестве аллофильных членов кремнистых пород. В связи с этим мы называем формацию, объединяющую эти толщи, кремнисто-терригенной.

Кремнисто-терригенная формация Центрального Казахстана

Характеристика состава и строения. Кремнисто-терригенная формация в Центральном Казахстане распространена в Джалаир-Найманском синклинории, по южному обрамлению Тектурмасского, в Атасуйском и Ерементауском антиклинориях, а также в Эскулинском куполе (см. рис. 1). Возраст формации позднекембрийско-раннеордовикский, в некоторых участках (горы Чу-Или по Л.Н. Краськову [1976]) — среднекембрийско-раннеордовикский.

Формация занимает большие пространства (рис. 67) и достигает мощности 1,5—2,5 км. В ее составе преобладают существенно кварцевые разнотерригенные серо-зеленые песчаники большей частью с нечеткой стратификацией, содержащие прослои конгломератов, песчано-галечных микститов, алевролитов, редкие горизонты кремнистых и пирокластических пород. Состав и строение формации изменяется по площади, что является ее спецификой и отражает условия образования в зоне сочленения крупных блоков континентальной коры и эвгеосинклинальных прогибов, развившихся на коре океанического типа.

В Атасуйском антиклинории фациальные изменения внутри кремнисто-терригенной формации проявлены наиболее отчетливо. Здесь этой формации соответствует карашошакская свита [Борисенок и др., 1979], слагающая видимое основание разреза. Подошва формации не установлена, однако севернее, в районе гор Ерементау, сходные образования залегают на метаморфитах докембрия [Новикова и др., 1987], а восточнее, в зоне сочленения с Тектурмас-

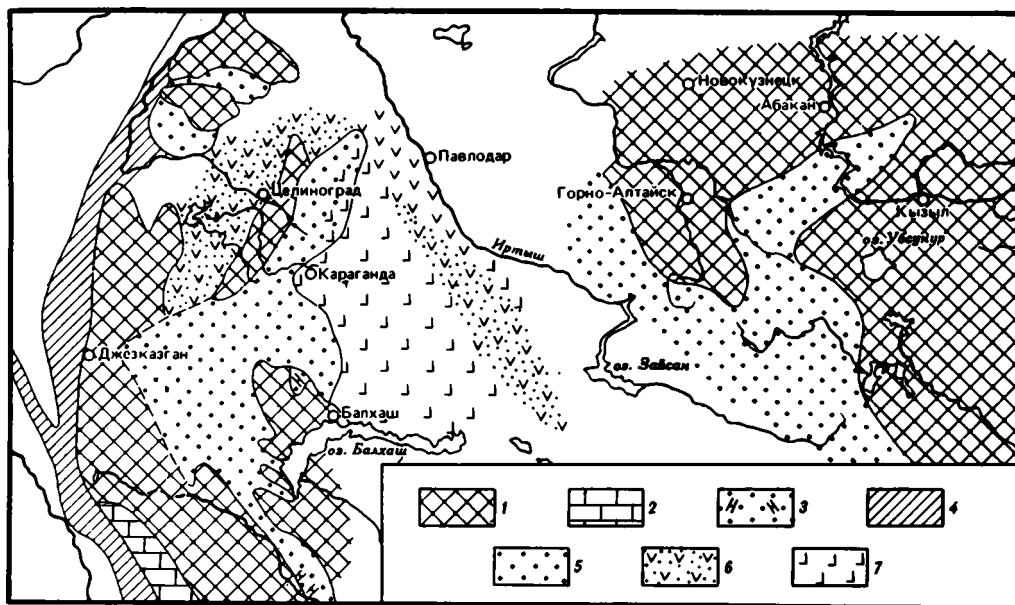


Рис. 67. Схема современного распространения формаций верхнего кембрия — тремадока в каледонидах Азии

1 — области сноса; 2—7 — формации: 2 — карбонатная, 3 — карбонатно-терригенная, 4 — карбонатно-фтанитовая и терригенно-фтанитовая, 5 — кремнисто-терригенная и терригенная, 6 — вулканогенно-терригенные с базальт-андезит-дацитовым составом вулканитов, 7 — спилитовая

ским антиклинорием, — на яшмово-спилитовой. Вверх по разрезу кремнисто-терригенная формация в этом регионе сменяется терригенно-фтанито-яшмовой, по латерали на восток — туффито-яшмовой, на северо-запад в Конском и Степнякском синклиниях — вулканогенно-обломочными формациями с существенным значением вулканитов андезито-базальтового состава.

В восточной части Атасуйского антиклинория, примыкающей к окончанию Ерементау-Ниязского срединного массива, формация отличается нечеткой слабой стратификацией, и в ее составе основная роль принадлежит плохо сортированным полимиктовым песчаникам из группы вакк грязно-зеленого цвета (очень редко красного) массивного сложения с обломками глинистых сланцев (пласты мощностью 3—7 м). В средней части разреза среди них имеются прослои (до 4 м) и линзы песчано-галечных микститов, представляющие собой олистостромовые горизонты. Среди этой толщи присутствуют единичные маломощные прослои аргиллитов с тонкой потоковой слоистостью, количество которых увеличивается в верхних частях формации. Для этого типа разрезов характерны отсутствие слоистости или линзовидная слоистость, текстуры взмучивания, следы подводного оползания. Тонкая слоистость отмечается лишь в алевроитистых разностях. Характерны также прослои и линзы (олистолиты) яшм, туффитов, пепловых туфов кислого состава.

Типичный разрез описан Н.А. Герасимовой [1977] юго-западнее горы Карашошак (рис. 68). По направлению на запад глубообломочные разности выклиниваются и облик формации определяют ритмично чередующиеся преимущественно кварцевые песчаники и алевролиты зеленовато-серого цвета. Преобладает песчаный элемент ритма. Характерно сочетание отсортированности и тонкой горизонтальной слоистости, редкие следы взмучивания. Мощность крупных ритмов 100—150 м. В их кровле обычны горизонты глинистых сланцев. Крупные ритмы распадаются на более мелкие, мощностью от 0,2—1 м. Характерный разрез описан Н.А. Ге-

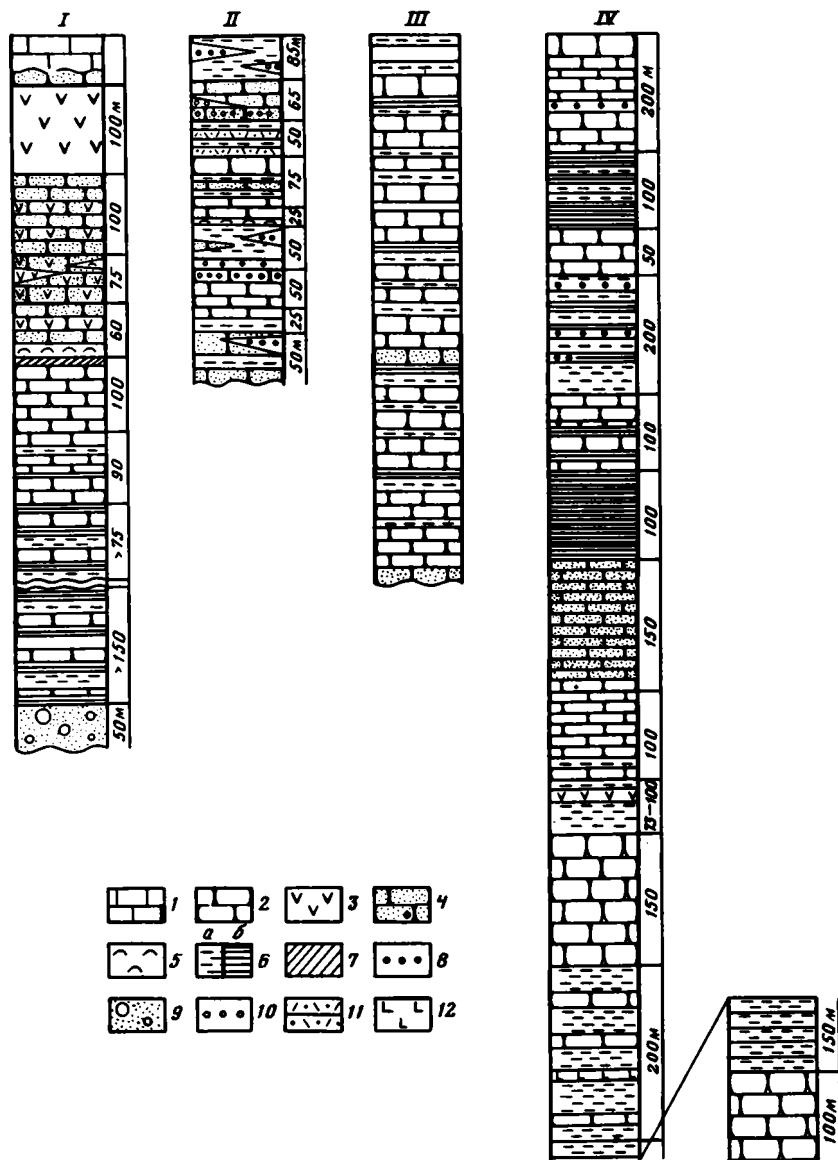


Рис. 68. Разрезы кремнисто-терригенной формации

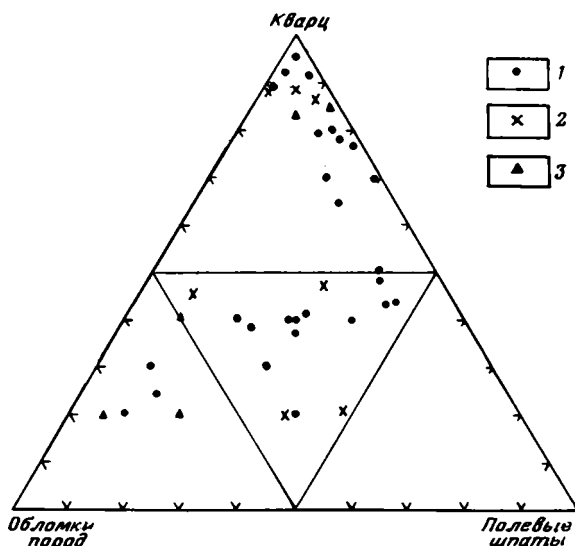
1 — известняки; 2 — полимиктовые песчаники; 3 — андезитовые порфиры; 4 — кварцевые песчаники; 5 — туфосилициты; 6 — алевролиты (а), аргиллиты (б); 7 — яшмы; 8 — фтаниты; 9 — конгломераты; 10 — гравелиты; 11 — туфы кислого состава; 12 — вулканиты основного состава. I — Эскулинский купол (по Ю.А. Зайцеву, Т.Н. Херасковой); II, III — Атасуйский антиклинорий [Герасимова, 1978]; II — гора Карашошак, III — среднее течение р. Кудайменде; IV — Джалаир-Найманский синклинирий, гора Джамбул [Маркова, 1961]

расимовой по скважинам в окрестностях р. Кудайменде (см. рис. 68). На крайнем востоке, в зоне сочленения с Тектурмасским антиклинорием, там, где кремнисто-терригенная формация залегает на яшмово-спилитовой, резко возрастает роль эдафогенного материала в составе песчаников. Появляется значительное количество обломков яшм, спилитизированных базальтов, кремнистых туфитов.

Песчаники граувакковые полимиктовые. Породы (рис. 69) серо-зеленого, редко вишнево-серого цвета, от средне- до грубозернистых гравийных, чаще разно-

Рис. 69. Диаграмма состава обломочного материала в песчаниках кремнисто-терригенной формации

1 — Атасуйский и Тектурмасский антиклинории, 2 — Эскулинский купол, 3 — Джалаир-Найманский синклинорий



зернистые, плохо сортированные по размеру обломочных зерен (0,2—3 мм). По типу соотношения обломочного материала и цемента они относятся к группе вакк [Шутов, 1975; Петтиджон и др., 1976]. Песчаная фракция состоит из кварца (20—50%), существенно серицитизированного плагиоклаза, редко альбитизированного калиевого полевого шпата (10—50%), гидратизированного биотита (первые проценты) и обломков пород (10—70%).

Обломки пород преобладают в грубозернистых и гравийных разностях и представлены кварцитами, гранитами, глинистыми сланцами эдафогенного происхождения, вулканогенными породами андезито-базальтового и кислого составов, кремнеобломочными породами. В целом среди обломков преобладает материал сиалического происхождения. Цемент обычно обильный, базальный или реже — соприкосновения, очень редко скудный порового типа (до 10—15% массы породы), преимущественно хлоритовый с обильными выделениями лейкоксена. В хлоритовой массе — листочки мусковита, хлоритизированного биотита. Иногда в цементе в небольшом количестве присутствует карбонат. Песчаники представляют собой, по-видимому, незрелые турбидиты или (с меньшим содержанием цемента) отложения зерновых потоков.

Песчаники существенно кварцевые и кварцевые. Породы (см. рис. 69) зеленовато-серого цвета преимущественно мелкозернистые с отдельными более крупными зернами и среднезернистые. Характерна градационная отсортированность материала и тонкая горизонтальная микрослоистость. В обломках преобладает кварц (70—100%). Остальное количество представлено серицитизированным плагиоклазом, единичные зерна — кварцитами, серицитовыми сланцами. Из акцессорных минералов встречен циркон и апатит. Для песчаников этого типа обычен обильный первично глинистый цемент, составляющий до 50% массы породы. Цемент состоит из кварца, серицита с небольшой примесью хлорита и обильными выделениями лейкоксена, частично раскристаллизованного в сагенит. В других случаях цемент имеет кварцево-гидробиотитовый состав, иногда в небольшом количестве присутствует карбонат. Песчаники ритмично переслаиваются с алевроитистыми глинистыми сланцами и слагают основания ритмов. По-видимому, это отложения зрелых турбидитных потоков.

Алевроитистые глинистые сланцы. Породы зеленовато-серого цвета, с горизонтальной микрослоистостью, обладают микролепидобластовой структурой. Состоят из триоктаэдрических гидрослюд с обильными выделениями лейкоксена. В этой массе отдельные микрослойки обогащены примесью обломочных зерен кварца, реже плагиоклаза (10—15%).

Песчано-галечные микститы. Породы грязно-зеленого цвета, неслоистые, слагают пласты и линзы мощностью до 4 м. Представляют собой глинистый разномасштабный песчаник или песчаный аргиллит с многочисленными мелкими обломками глинистых пород, неправильными прослоями и гнездами, обо-

гащенными дресвой гранитов. В эту мусористую массу включены валуны гранитов, кварцитов, кремнистых пород, иногда известняков (размером до 20—30 см), гальки и гравий кварца. Характерна плохая сортировка и окатанность обломков, сгруженность грубозернистого материала в отдельных линзах. Очень показательна и типична примесь неизмененных продуктов дезинтеграции гранитов — кварца, калиевого полевого шпата, биотита, мусковита. Эти своеобразные породы представляют собой, по-видимому, оползневые накопления, сходные с олистостромами. Грубообломочный материал перенесен в глубоководную часть бассейна пастобразными потоками.

Пепловые туфы и туффиты кислого состава. Обладают зеленой и темно-вишневой окраской, нечеткой микрослоистостью. Туфы состоят из обломков размером 0,5—3 мм неправильной округло-угловатой формы, часто с резорбированными краями, следами течения, флюидизации, перлитовой отдельностью. Они сложены кварц-плагиоклазовой (с серицитом и хлоритом) криптозернистой массой со структурой девитрификации стекла или реликтами пепловой структуры. В этой массе имеются вкрапленники сильно катаклазированного пелитизированного и серицитизированного полевого шпата. Матрикс туфов довольно обильный, сложен войлокоподобным соссюритоподобным веществом с реликтами пепловой структуры, редкими кристаллокластами серицитизированного плагиоклаза и кварца алевритовой размерности. Вишневые разности содержат примесь тонкораспыленного гематита.

Туффиты отличаются от туфов тонкой горизонтальной слоистостью, микрослоистостью и состоят из криптокристаллического агрегата кварц-полевошпатового состава с хлоритом и серицитом с примесью кристаллокластического кварца, плагиоклаза, соссюритизированных пепловых частиц. В красноцветных разностях определение состава и строения затруднено из-за окисления тонкораспыленного гематита.

Кремнистые породы. Встречаются спорадически, представлены яшмами, фтанидами, кремнями грязно-зеленого цвета. По составу и текстурным особенностям не отличаются от кремнистых пород терригенно-кремнистой (фтанито-яшмовой) формации.

В Эскулинском куполе терригенно-кремнистой формации соответствует шайтантасская свита нижнего ордовика, возможно, верхнего кембрия—нижнего ордовика [Геология..., 1975]. Она здесь резко несогласно перекрывает гранитизированные образования докембрия или находится в аллохтонном залегании и слагает крупные блоки среди серпентинитов Шайтантасского гипербазитового массива, а вверх по разрезу несогласно перекрывается карбонатными и терригенно-карбонатными накоплениями (коскудукская свита) нижнего—среднего ордовика.

В основании разреза формации (см. рис. 68) залегает базальный конгломерат мощностью 50 м, состоящий из обломков метаморфических пород докембрия. Остальная часть формации представляет собой однообразную толщу зеленовато-серых мелко- и среднезернистых кварцевых и полимиктовых песчаников. В нижней части разреза мелкозернистые кварцевые песчаники часто переслаиваются с кварцевыми алевролитами и алевритистыми аргиллитами. Затем следуют кварцевые мелкозернистые песчаники массивного сложения, содержащие иногда маломощные (до 1 см) прослои аргиллитов и косослоистых алевролитов. Зернистость песчаников увеличивается к кровле пачки. Верхи разреза слагаются полимиктовыми песчаниками, мелко- и среднезернистыми, разноезернистыми, туфопесчаниками, содержащими маломощные прослои кремнисто-глинистых сланцев, литокристаллокластических туфов и лав андезитового состава. Таким образом, отчетливо наблюдается увеличение зернистости и полимиктовости пород вверх по разрезу. Мощность формации в этом регионе составляет около 800 м.

Мелкозернистые кварцевые песчаники и алевролиты. Эти породы (см. рис. 69)

на данном участке наиболее распространены. Они относятся к группе вакк, обладают зеленовато-серой окраской, массивным сложением. Состоят из катаклазированных, нередко гранулированных зерен кварца. В виде единичных зерен встречаются микрокварциты. Зерна имеют полуокатанную форму. Песчаники хорошо сортированы по размеру обломочных зерен. Цемент базального типа и типа соприкосновения, сгустковый беспорядочно зернистый, по составу кремнисто-серицито-хлоритовый, первично, видимо, кремнисто-глинистый. Песчаники этого типа распространены в нижней части формации, где ритмично переслаиваются с алевролитами и аргиллитами и представляют собой, вероятно, отложения турбидных потоков. Мощные пласты кварцевых песчаников в средней части разреза, прерываемые лишь маломощными слоями косослоистых алевролитов типа контуритов, представляют, по-видимому, отложения зерновых потоков, судя по мелкозернистости и однородности песчаников и обильному цементу — их дистальные части.

Полимиктовые песчаники. Относятся к группе вакк, распространены в верхней части формации. Обладают зеленовато- и голубовато-серым цветом, массивностью, отсутствием слоистости. Песчаники плохо сортированы по размеру зерен. Встречаются обломки от 0,05 до 0,4 мм. При этом они слабо окатаны.

По составу (см. рис. 69) песчаники преимущественно кварцевые (90%), с примесью обломков плагиоклазов, сильно измененных эффузивов среднего состава, иногда серицитизированных калиевых полевых шпатов. Наиболее крупные зерна, возможно, пирокласты, представлены серицитизированными, хлоритизированными и ожелезненными обломками с микролитовой структурой. Цемент базального типа, часто сгустковый, беспорядочно зернистый или волокнистый, вокруг зерен крустификационный. По составу цемент кремнисто-серицито-хлоритовый или кремнисто-серицитовый.

Песчаники этого типа, по-видимому, следует относить к отложениям зерновых потоков. В отличие от мелкозернистых кварцевых песчаников они слагают, очевидно, проксимальные части этих потоков.

Конгломераты. Серовато-зеленого цвета, сильно рассланцованные. Валунный размер от 3—4 до 30 см представлены в основном метаморфическими породами докембрия — плагиогранито-гнейсами, гранито-гнейсами, габброамфиболитами, амфиболитами, различными интрузивными образованиями, кварцем. Гальки погружены в рыхлую песчанниковую массу с большим количеством хлорита, при этом участками гальки редки, и порода приобретает "пудинговое" строение. Конгломераты скорее всего представляют собой прибрежные накопления, снесенные в более глубоководную часть бассейна пастообразными потоками.

Плагиоклазовые порфириды андезитового состава. Представляют собой тонкокристаллические породы зеленовато-серого цвета, массивной текстуры с мелкими (до 1 мм) миндалинами кварца, с оторочкой из агрегата хлорита. Вкрапленники размером 0,2—0,3 мм представлены плагиоклазом (андезин N 40). Основная масса довольно хорошо раскристаллизована и состоит из микролитов сосюритизированных плагиоклазов, иногда обнаруживает флюидальность. Стекло, замещенное агрегатом из эпидота и хлорита, сохраняется только в некоторых промежутках между микролитами. Структура порфиритов интерсерральная и пилотаксовая.

Туфы литокристаллокластические. По составу отвечают описанным выше порфиридам. Образованы из неокатанных, оскольчатой формы обломков порфиритов и кристаллов плагиоклаза. Размеры обломков в отдельных разностях: 0,04—0,2; 0,08—0,6; 0,08—0,2 мм. Породы сильно изменены: плагиоклазы серицитизированы, обломки порфиритов хлоритизированы. Цемент пленочного типа по составу хлоритовый, местами развивается хлоритовый цемент замещения.

Кремнисто-глинистые сланцы. Образуют маломощные прослои среди туфо-песчаников и полимиктовых песчаников. Сланцы коричнево-бурые неслоистые

с матовым раковистым изломом. Состоят из мелкокристаллического серицито-хлорито-кварцевого агрегата.

В Джалаир-Найманском синклинории и прилегающей с юго-запада части Чуйского поднятия кремнисто-терригенной формации соответствует джамбульская свита верхнего кембрия — нижнего ордовика (Салин, 1971), а также, по-видимому, верхи домбралинской свиты. Формация развита здесь на всей площади прогиба, зажатого между двумя крупными блоками метаморфического докембрия — Чуйским поднятием Улутау-Северо-Тяньшанского срединного массива и Актауско-Джунгарским срединным массивом. В горах Кендыктас и Домбралы она согласно перекрывает карбонатно-фтанитовую формацию. На большей части Джалаир-Найманского синклинория соотношения ее с лежащими ниже отложениями не ясны. По данным Н.Г. Марковой [1961], С.Г. Токмачевой, А.Г. Кузнецевского, Л.М. Палец [1976], она залегает на яшмово-спилитовой формации. Однако Б.А. Салин, Э.С. Кичман [Салин, 1971] считают эти соотношения обратными.

В Джалаир-Найманском синклинории, по данным Н.Г. Марковой, С.Г. Токмачевой, Л.М. Палец, кремнисто-терригенная формация представлена 2000—2500-метровой однообразной толщей кварцево-полевошпатовых, реже полимиктовых песчаников серого, буровато- и зеленовато-серого цвета с подчиненными прослоями и пачками глинистых сланцев. Спорадически встречаются прослои вишневых и ярко-зеленых алевролитов, зеленых и красно-бурых яшм и кремнистых сланцев, туфопесчаников, базальтовых порфиритов. Отдельные пласты песчаников включают глыбы бурых доломитизированных известняков и сургучных яшм (олистостромовые горизонты?). Нижняя часть формации сложена массивными песчаниками, а в верхней встречаются пачки с ритмичным переслаиванием пород. Ритмы всегда двучленные (песчаник—алевролит). Мощность прослоев песчаников колеблется от 10—15 см до 8—10 м, алевролитов — от 50—10 см до 1—2 м.

Песчаники. Породы (см. рис. 69) разнотекстурированные (как правило, выделяются более крупные зерна дымчатого кварца и обломки пород преимущественно эдафогенного происхождения), состоят из кварца (50—80%), плагиоклаза (10—30%). В полимиктовых разностях к ним добавляются обломки кварцитов, зеленых сланцев, метаморфизованных эффузивов, гранитов, а также зерна роговой обманки, мусковита и биотита. Цемент песчаников базальный, реже поровый, представлен гранулопидобластовым агрегатом кварца, серицита и хлорита.

Алевролиты. Состоят из обломков кварца, реже плагиоклаза, погруженных в базальный хлорито-серицитовый цемент. Алевролиты участвуют в ритмичном чередовании с песчаниками или образуют самостоятельные прослои, при этом они обладают микрослоистчатостью. Песчаники, по-видимому, являются отложениями типа флюксотурбидитов и турбидитов, тонкослоистые алевролиты — отложениями контурных течений.

Характер фациальных изменений в кремнисто-терригенной формации этого региона не установлен. Однако Н.Г. Маркова [1961] указывает, что по направлению на северо-восток (уже в пределах Прибалхашского прогиба) сокращается ее мощность и почти исчезают прослои глинистых сланцев и яшм, а песчаники отличаются массивностью и слабой отсортированностью. Можно предполагать, что здесь располагаются наиболее проксимальные части суспензионных потоков.

Условия образования. Как видно из приведенного описания, кремнисто-терригенная формация представляет собой отложения разнообразных автокинетических потоков. Тело формации, по-видимому, представляет собой отложения подводных конусов выноса и долинно-верных систем, подобных тем, которые формируются в настоящее время в океанах на континентальном склоне и его подножии [Хворова, 1978]. Причем частично формация накапливалась на континентальной коре, частично на коре океанического типа. В некоторых участках (например, в Атасуйском антиклинории) отчетливо выявляется направленность

автокинетических потоков от континента в глубоководную часть прогиба. Вблизи континента располагались проксимальные части конусов выноса и здесь преобладают осадки типа незрелых турбидитов, флюксотурбидитов, реже зерновых и пастообразных потоков. Эти осадки лишь изредка прерываются отложениями контурных течений, представленных алевролитами с тонкой слоистостью потокового типа.

По направлению к глубоководной части прогиба в составе формации уже господствуют осадки зрелых суспензионных потоков с отсортированной слоистостью градиационного типа. Можно предполагать здесь более дистальные части конусов выноса. И в первом, и во втором случае преобладает материал сиалического происхождения. В наиболее глубоководной части прогиба (южное обрамление Тектурмаса, Джалаир-Найманская зона), там, где формация залегает уже на яшмово-спилитовой формации, в составе обломочных пород наряду с сиалическим материалом значительное место начинает занимать материал внутрибассейнового, эдафогенного происхождения. По-видимому, этой части бассейна достигают лишь наиболее мощные автокинетические потоки, обладающие значительной эрозионной способностью.

В некоторых участках подобная направленность изменений наблюдается снизу вверх по разрезу. Примером может служить разрез в районе Эскулинского купола. Здесь ритмично наложенные мелкозернистые кварцевые песчаники и алевролиты, представляющие собой, скорее всего, дистальные части суспензионных потоков, сменяются вверх по разрезу все более крупнозернистыми и полимиктовыми неслоистыми песчаниками со слабой сортировкой обломочного материала, являющимися, по-видимому, отложениями незрелых турбидитных и зерновых потоков. Возможно, это может свидетельствовать о постепенном надвигании Улутау-Северо-Тяньшанского блока континентальной коры к востоку и о смещении в этом направлении всей долинно-веерной системы континентального склона. Об этом процессе свидетельствует появление далее вверх по разрезу мелководных криноидных известняков, т.е. накопление кремнисто-терригенной формации происходило на фоне скупивания земной коры, значительных горизонтальных перемещений. Об этом же говорит присутствие среди отложений формации олистостром.

Особое место в составе формации занимает пирокластический материал кислого и среднего состава. Судя по тому, что распространены литокристаллокластические и пемзовые туфы, а также небольшие тела плагиоклазовых порфиров, источником пирокластического материала могли служить точечные очаги вулканизма на площади накопления самой кремнисто-терригенной формации и являющиеся отголоском мощной вулканической деятельности, проявившейся в это время на северо-востоке Центрального Казахстана. Горизонты кремнистых пород не имеют в формации самостоятельного значения. Они представляют собой пласты, заходящие на континентальный склон из областей интенсивного кремненакопления. По сравнению с кремнистыми породами существенно кремнистых формаций кремнистые породы рассматриваемого комплекса чрезвычайно обеднены микроэлементами, что может свидетельствовать об удаленности источников кремнезема.

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Из приведенного описания терригенных формаций, характерных для каледонид Азии, видно, что в составе обломочного материала этих формаций абсолютно преобладает аллохтонный сиалический материал (кварц и каликатровые полевые шпаты). В гораздо меньшем количестве встречаются кварциты, вулканисты кислого состава, гранитоиды. Это свидетельствует о том, что на раннем этапе развития геосинклинальной области отсутствовали сколько-нибудь значительные вулка-

нические поднятия, которые могли поставлять обломочный материал внутрибассейнового происхождения. Кроме того, это позволяет предполагать, что к моменту накопления раннегеосинклинальных терригенных формаций древние докембрийские образования, развитые в пределах срединных массивов и прилегающих частях Сибирской платформы и являющиеся источниками сноса, были в значительной степени гранитизированы и представляли собой области с развитым гранито-метаморфическим слоем. В питающих провинциях, по всей вероятности, отсутствовали породы основного состава, выветривание которых могло бы привести к поступлению в бассейн седиментации значительных масс фосфора и ванадия. Таким образом, это является еще одним косвенным доказательством того, что источником этих элементов, накапливающихся во фтанитовых и кремнисто-карбонатных формациях, сменяющих терригенные формации вверх по разрезу, могли являться эндогенные процессы.

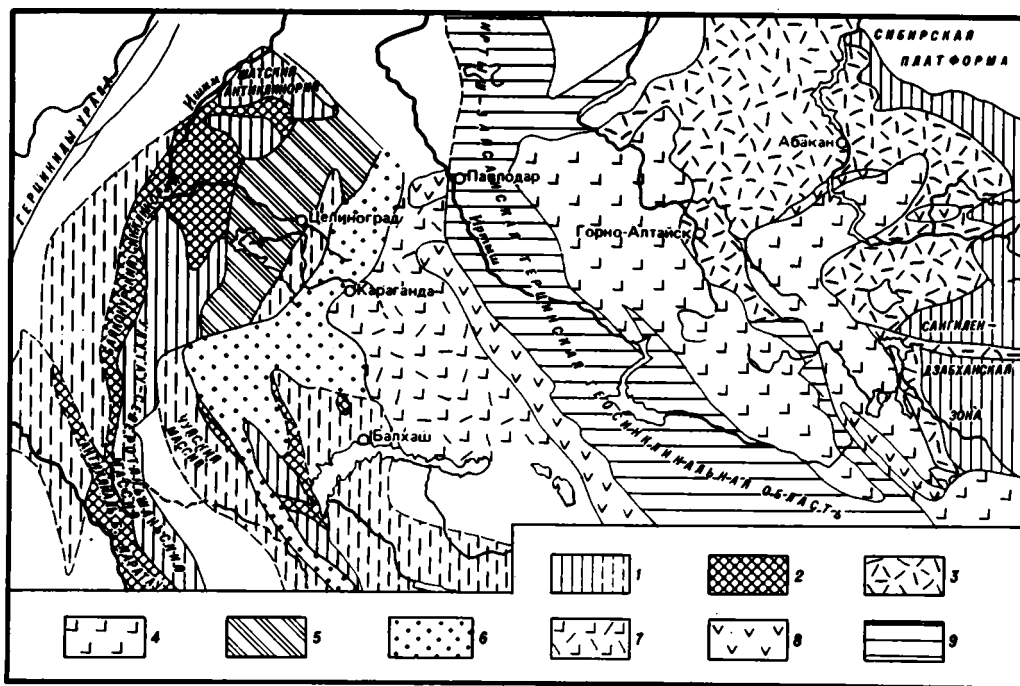
Среди описанных терригенных формаций спарагмитовая и терригенная кварцево-аркозовая выполняют узкие грабенообразные прогибы, ограниченные разломами. Они имеют молассовидный облик и обнаруживают сходство с так называемыми грабеновыми или рифтинговыми формациями [Иванов и др., 1976; Schneider, 1973]. Терригенная аллохтонная формация имеет существенно иную форму — она образует на склонах континентальных блоков обширные долинно-всеренные конуса, сложенные отложениями автокинетических потоков, подобные тем, которые формируются в современных океанических бассейнах на континентальном склоне и подножии.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ТИПЫ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ КАЛЕДОНСКИХ БАССЕЙНОВ АЗИИ

Каледонский геосинклинальный бассейн, существовавший в венде—раннем палеозое на месте Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области и Западной Монголии, уже в начале своего развития характеризовался значительной неоднородностью. Об этом можно судить по разнообразию описанных в предыдущих главах формаций. Тектоническая неоднородность геосинклинального бассейна нашла отражение в современной структурно-формационной зональности этой территории. Представляется возможным путем сравнительного анализа строения формационных рядов отдельных зон и на основании сопоставления их с другими геосинклинальными областями, а также с некоторыми чертами строения современных океанов выявить палеоструктуры и фациальные зоны в пределах этого древнего бассейна, вскрыть характер палеоландшафта и обстановку венд-кембрийского вулканизма и осадкообразования.

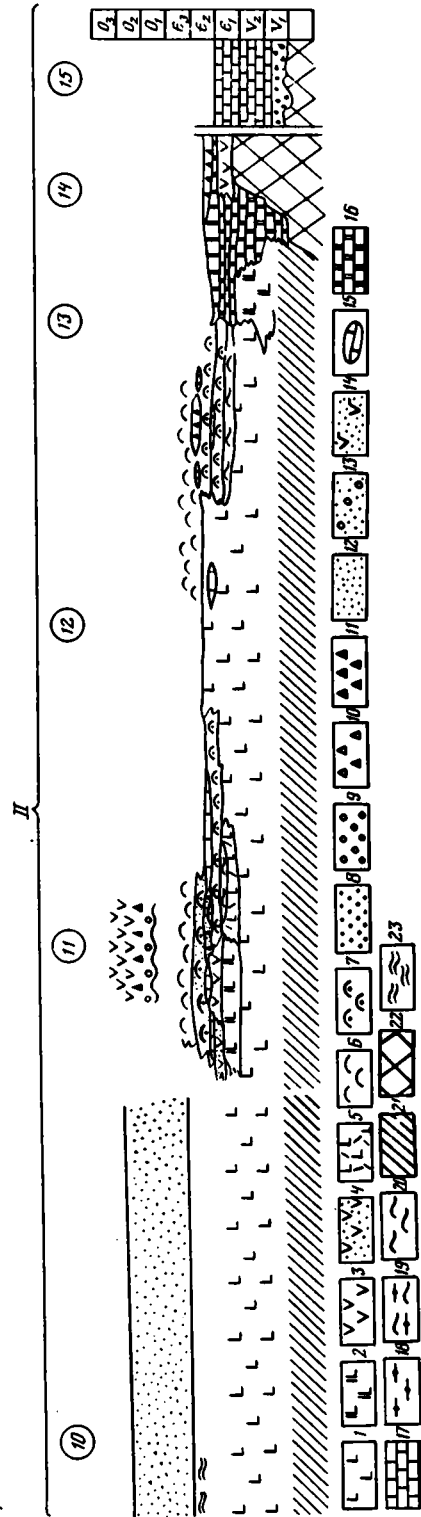
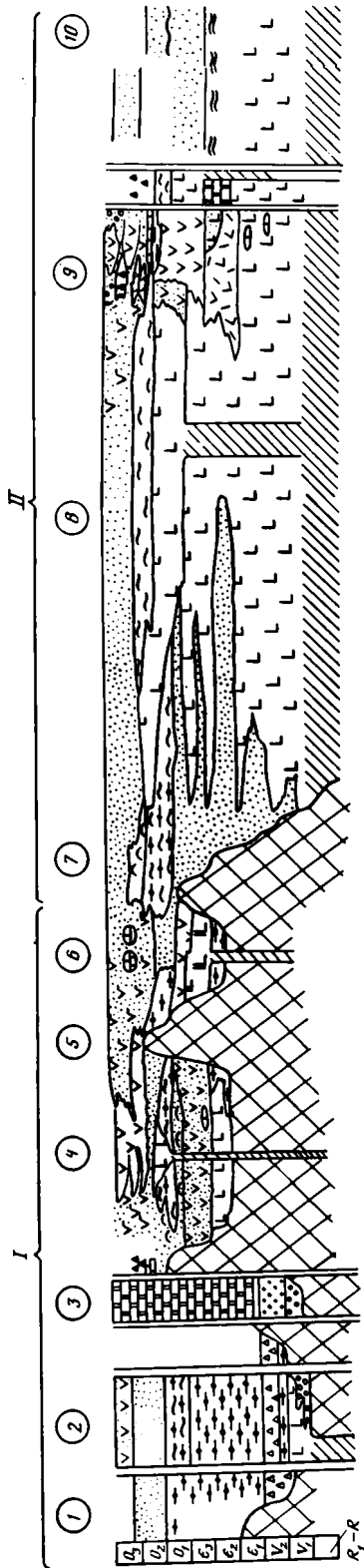
Сравнение формационных рядов проводилось по нескольким признакам: последовательности формаций, составу вулканогенных членов, интенсивности вулканизма, составу и генезису терригенной составляющей, карбонатности и составу кремнистых отложений. При сравнении формационных рядов необходимо было учитывать не только описанные формации, связанные с раннегеосинклинальным развитием, но и формации переходной стадии, так как отдельные части каледонского геосинклинального бассейна в различное время закончили ранний этап развития и вступили в переходную стадию. Кроме того, процесс развития был очень сложен, и даже тогда, когда на большей части территории каледонид началось накопление формаций переходной стадии, возникали новые зоны деструкции и связанные с ними комплексы формаций, сходные с комплексами начальных



1 — области сноса (достоверные и предполагаемые), сложенные метаморфическим докембрием, и зоны развития первого (Акtausко-Джунгарского) типа; 2—8 — зоны развития формационных рядов каледонид: 2 — второго типа (Байконурского), 3 — третьего типа (Шорско-Батеневского), 4 — четвертого типа (Озерно-Алтайского), 5 — пятого типа (Конского), 6 — шестого типа (Ерементавского), 7 — седьмого типа (Тектурмасского), 8 — восьмого типа (Чингизского); 9 — герцинская геосинклинальная область.

В пределах рассматриваемой каледонской геосинклинальной области можно выделить восемь типов формационных рядов.

Второй тип (Байконурский). Характерен для западной части Центрального



Казахстана (см. табл. 1, рис. 70, 71), где развит в краевых частях срединных массивов и примыкающих к ним прогибах, обычно выделяемых как криптогеосинклинали, лептогеосинклинали, терригенные эвгеосинклинали. В качестве типичного может рассматриваться формационный ряд Байконурского синклинория [Хераскова, 1976; Зайцев, Хераскова, 1979].

Главной особенностью этого формационного ряда является широкое развитие в нижних формациях, соответствующих венду, терригенных образований, среди которых имеются отложения разнообразных подводных автокинетических потоков и грубообломочные мелководные накопления. Осадки автокинетических потоков — пастообразных и турбидных — тяготеют к наиболее удаленным от свода срединного массива частям и резко вдоль палеотектонических уступов выклиниваются в сторону срединных массивов. Терригенный материал в них имеет местное "сиалическое происхождение". Мелководные грубообломочные накопления также образованы за счет разрушения пород срединного массива. Они накапливались в прибрежных участках бассейна, имеют молассоидный облик и обнаруживают сходство с так называемыми формациями грабен и рифтов [Иванов и др., 1976; Schneider, 1973].

Вулканы базальтового состава в основании этого формационного разреза появляются спорадически (в терригенно-кремнисто-туффитовой, яшмово-диабазовой формациях), отличаются повышенным содержанием TiO_2 , (2,5—4,9%), P_2O_5 (0,4—1,65%), V (среднее 150 г/т), Sr (713 г/т), Ba (416 г/т), щелочей, в том числе K, и по петрохимическим и геохимическим характеристикам сходны с базальтами щелочной оливин-базальтовой формации континентальных рифтов.

Выше, в кембрийской части ряда, развиты металлоносные, главным образом ванадиевые, баритовые и фосфатные фтанитовые формации. Характерно резко замедленное более глубоководное осадконакопление, почти лишенное терригенного привноса. Например, карбонатно-фтанитовая формация, соответствующая всему кембрию, имеет мощность лишь 300—400 м. Можно полагать, что этот тип формационных рядов формировался в линейных зонах деструкции, сходных с континентальными рифтами [Хераскова, 1982].

Третий тип (Шорско-Батеневский). Разлит в северной и восточной частях Алтае-Саянской области и восточной части Западной Монголии (см. табл. 1, рис. 70, 71), где приурочен, как и второй тип, к краевым частям срединных массивов. Примером областей такого строения является Кузнецкий Алатау, Катунско-Абаканская зона, Батеневский массив, Даггандельская зона Западной Монголии, Горная Шория [Еганов; 1968; Миртов и др., 1964; Белоусов и др., 1974; Фосфориты..., 1980; Хераскова и др., 1983]. Основу этого формационного ряда составляют мощные фосфатные карбонатная и кремнисто-карбонатная формации, близкие к формациям, распространенным в сводовых частях срединных мас-

Рис. 71. Соотношение венд-ордовикских формаций тектонических зон каледонид Азии

1—20 — формации: 1 — яшмово-спилитовая, карбонатно-спилитовая, яшмово-диабазовая и базальтовая, 2 — спилито-кратофировая, базальт-трахибазальт-трахидацитовая, 3 — андезитовая и андезитово-базальтовая, 4 — андезитовая и андезитово-базальтовая с преобладанием туфогенных и тейфогенных пород, 5 — базальто-диабазовая, 6, 7 — терригенно-кремнисто-туффитовая с преобладанием: 6 — кремнистых туфопелитов, 7 — тейфогенных песчаников; 8, 9 — терригенная кварцево-аркозовая с преобладанием: 8 — песчаников, 9 — конгломератов; 10 — спарангитовая, 11 — олигостромовая, 12 — терригенные флишиодные и флишевые, 13 — терригенные флишиодные со значительным количеством грубообломочных пород, 14 — терригенные со значительным количеством вулканотерригенного материала, 15 — глыбы и олигостолиты известняков, 16 — кремнисто-карбонатная, 17 — карбонатная формация и линзы известняков среди спилитов, 18 — фтанитовые, 19 — терригенно-фтанитово-яшмовая, 20 — туффиито-яшмовая; 21 — меланократовое основание океанической коры; 22 — гранитизированные образования докембрия; 23 — зеленые сланцы по тейфогенным породам. I — Конско-Степнякский бассейн, II — Казахстано-Монгольский бассейн. Цифрами в кружках обозначено местоположение разрезов: 1 — Сырдарьинский массив, 2 — Байконурский синклинорий, 3 — Улуту-Северо-Тяньшанский массив, 4 — Конский и Степнякский синклинорий, 5 — Ишкельмесский антиклинорий, 6 — Селетинский синклинорий, 7 — Еремантауский антиклинорий, 8 — Тектурмасский антиклинорий, 9 — Чингизский антиклинорий, 10 — Монголо-Алтайская зона, 11 — Кобдинская зона, 12 — Озерная зона, 13 — Даггандельская зона, 14 — Ханхуйская зона, 15 — Дзыханская зона

сивов (первый тип формационного ряда). Отличие заключается в большем количестве доломитов и кремнистых пород типа ванадиеносных кремнистых сланцев и фтанитов, а также в обилии карбонатных брекчий и карбонатных турбидитов. Существенно карбонатные формации залегают здесь местами непосредственно на метаморфическом складчатом основании и рифейских карбонатных толщах, а местами подстилаются спилито-кератофировой формацией [Белоусов и др., 1974; Хераскова и др., 1983]. Основание спилито-кератофировой формации неизвестно. Возможно ее залегание как на меланократовом фундаменте, так и на метаморфическом складчатом основании.

Существенно эффузивные формации с большим количеством высокотитанистых базальтоидов и кислых эффузивов повышенной щелочности с повышенным содержанием калия (вулканогенно-карбонато-кремнистая, спилито-кератофировая формации) нередко вклиниваются и расщепляют кремнисто-карбонатную и карбонатную формации и замещают отдельные их части по латерали. Местами, особенно в Катунско-Абаканской зоне (манжерокская свита), наряду с вулканитами существенное развитие приобретают терригенные породы, преимущественно песчаники, по-видимому, турбидного происхождения (см. рис. 10).

Положение Шорско-Батеневской структурно-формационной зоны на границе блоков с континентальным и океаническим типом строения коры, латеральная асимметричность строения формационного ряда, обилие турбидитов, появление среди вулканитов пород кремнекислого состава позволяют предполагать, что эта зона представляет собой континентальную окраину (континентальный склон и подножие) бассейна с океаническим типом строения коры, расположенного юго-западнее (см. Озерно-Алтайский тип). Эта континентальная окраина во второй половине раннего кембрия была, по-видимому, превращена в систему окраинных морских бассейнов благодаря возникновению Джойского и Ханхухэйского вулканических поднятий островодужного типа, отделивших эти области от основного бассейна. На отдельных участках в пределах краевых бассейнов в раннем кембрии возникали новые зоны деструкции, происходило излияние базальтов и формирование новой океанической коры (вулканогенные разрезы усинской и кондомской свит).

Подобным развитием со сходным составом формаций характеризуются палеозойские прогибы Центральной Невады [Churkin, 1974; Пучков, 1979].

Четвертый тип (Озерно-Алтайский). Характеризует эвгеосинклинальные прогибы, возникшие в венде. К ним относятся Озерная и Монголо-Алтайская зоны Западной Монголии. Возможно, сюда же следует отнести Западный Саян. Наиболее хорошо этот ряд вскрыт в Озерной и в расположенной западнее Монголо-Алтайской зонах [Дергунов и др., 1980а; Хераскова и др., 1983]. Здесь на меланократовом фундаменте в основании ряда залегает карбонатно-спилитовая формация, в составе которой преобладают спилитизированные толеитовые базальты. Карбонатно-спилитовая формация сменяется вверх по разрезу и частично по латерали терригенно-кремнисто-туффитовой формацией. В составе тефротурбидитов, принимающих участие в строении последней, присутствует тефра кислого, основного и среднего состава, поступавшая в основном из зоны накопления андезитовой формации в Ханхухэйской и Кобдо-Даривской зонах.

Западный Саян примыкает (см. рис. 10, 70) к областям развития Шорско-Батеневского типа формационного ряда, по-видимому, поэтому формационный ряд, наблюдаемый в пределах Западного Саяна, хотя и близок к рассматриваемому, но в нем появляются черты, схожие с Шорско-Батеневским. Так, в спилитовой формации увеличивается доля базальтоидов щелочной оливин-базальтовой серии с повышенным содержанием калия, появляются в небольшом количестве вулканиты кислого состава, а также возрастает роль фосфатоносных фтанитов и терригенных пород (спилито-фтанито-сланцевая формация). Обилие углеродистых пород предполагает существование здесь восстановительных условий осадко-

накопления, что обеспечивалось, возможно, существованием барьера в виде подводного поднятия между бассейнами Озерной зоны и Западного Саяна.

Структурно-формационные зоны Озерно-Алтайского типа по мощному развитию базальтового толеитового вулканизма, развивавшемуся на коре океанического типа, отсутствию обломочного материала сиалического происхождения, существованию осадочного чехла из относительно глубоководных отложений могут быть отнесены к котловине центральной части венд-раннекембрийского бассейна Азии. Из-за интенсивно проявленных процессов скучивания она сохранилась, по-видимому, лишь фрагментарно. Уже в раннем кембрии эта часть каледонского бассейна разделялась внутренними поднятиями с андезитовым вулканизмом на ряд отдельных впадин (см. рис. 24, 25).

* * *

Описанные формационные ряды характеризуют структурно-формационные зоны, возникшие в венде и продолжавшие свое развитие в кембрии, а в Казахстане — и в ордовике. В нижнем кембрии возникли, по-видимому, новые зоны растяжения и деструкции континентальной коры, развитие которых отражает свои специфические формационные ряды. Наиболее древними формациями в этих зонах являются нижнекембрийские, возможно, ниже-среднекембрийские. Выделяются четыре типа (с пятого по восьмой) формационных рядов, характеризующих строение кембрийско-ордовикских структурных зон.

Пятый тип (Конский). Характерен для Конского, Степнякского и Селетинского прогибов, расположенных к востоку от Улутау-Северо-Тяньшанского и Кокчетавского массивов докембрийской складчатости. Формационный ряд этого типа отличается большой сложностью, резкими латеральными переходами формаций [Минервин, 1972; Новикова, 1975; Борисенко и др., 1979]. Многие особенности его строения не до конца ясны из-за обилия тектонических покровов. В основании формационного ряда (см. табл. 1, рис. 70) развита базальтовая или базальт-трахибазальт-трахидацитовая формация нижнего—среднего кембрия (карымбайская, урумбайская, кызылкумейская свиты). С этими формациями нигде не ассоциируют ультрабазиты, что в сочетании с повышенной щелочностью базальтов, обилием туфов, присутствием кремнекислых вулканитов заставляет предполагать, что накопление начальных вулканитов в этих зонах происходило в основном на коре континентального типа, лишь в той или иной мере переработанной деструктивными процессами. Об этом же свидетельствует присутствие среди базальтоидов горизонтов кварцевых песчаников, образовавшихся при разрушении пород докембрийского основания. Вблизи Ишкеольмесского выступа докембрийского фундамента базальтоидные формации подстилаются или замещаются по латерали фтанитовой формацией (урумбайская свита, толща Кварцитовой горки по данным О.В. Минервина и В.И. Борисенка). Выше следует андезитобазальтовая формация верхнего кембрия—тремадока (акколкинская и аксуйская свиты), обладающая сходством как с формациями переходной стадии развития, так и с молассоподобными комплексами континентальных рифтов.

Однако на этом не заканчивается развитие структурно-формационных зон Конского типа. В раннем ордовике здесь возникают новые зоны деструкции и усиливаются процессы растяжения. Это приводит к значительному расширению и углублению бассейна. В результате возникает терригенно-фтанито-яшмовая (кушекинская, ишкеольмесская, ирадырская свиты) и терригенно-яшмово-спилитовая (сазинская свита) формации, с которыми местами ассоциируют ультрабазиты. Среди спилитов преобладают толенты [Спиридонов, 1980]. Все это, по-видимому, говорит о новообразованной океанической коре. Однако площади развития новообразованной океанической коры не достигали больших размеров, так как спилиты развиты не повсеместно, большей частью преобладают кремнистые по-

роды. Кроме того, как и среди кремнистых пород, так и среди спилитов повсюду встречаются горизонты кварцевых песчаников, возникших за счет разрушения пород докембрийского фундамента. Завершается формационный ряд Конского типа терригенными флишеидными и андезитовыми формациями среднего и верхнего ордовика (уштоганская, зорьевская свиты, сагская серия). Таким образом, для формационного ряда Конского типа характерно двухразовое повторение в разрезе формаций начального и переходного этапов развития геосинклиналей, а также незначительное развитие площадей с океаническим типом строения коры.

Положение структурно-формационных зон Конского типа среди выходов докембрийского фундамента, незначительное развитие здесь площадей с океаническим типом строения коры, повышенная щелочность вулканитов, а также большое количество терригенного материала континентального происхождения, присутствующего среди практически всех формаций этого ряда, заставляет предполагать, что этим зонам соответствовал относительно небольшой внутренний бассейн.

Шестой тип (Ерементауский). Развита в Ерементауском, Атасуйском антиклинориях, Джалаир-Найманском синклинии [Антонюк, 1974; Новикова и др., 1978; Герасимова и др., 1977; Хераскова, Самыгин, 1982]. Наиболее характерной особенностью формационного ряда этого типа является широкое развитие терригенных пород из материала континентального происхождения и асимметричность строения всего формационного ряда, выражающаяся в повышении глубинности фаций во всех формациях с запада на восток. Причем в западной части этих структурно-формационных зон все формации несут признаки накопления на континентальной коре, в то время как на востоке можно предполагать развитие коры океанического типа.

В видимой нижней части разреза залегает терригенная кварцитовая (ниязская и святогоровская свиты верхнего рифея—кембрия), затем кремнисто-терригенная (карашюшакская, джамбульская свиты) или спилито-терригенная формации верхне-, среднекембрийско-среднеордовикского возраста. Терригенные члены этих формаций представляют собой существенно кварц-плагиоклазовые турбидитные накопления, образующие мощную долинно-веерную систему (см. рис. 71). В западной части Ерементауского антиклинория (гора Нияз) эти образования залегают резко несогласно на метаморфическом докембрии [Новикова и др., 1978], в то время как в восточной части Ерементауского антиклинория, южнее Тектурмаского антиклинория, а также в Джалаир-Найманском синклинии [Краськов, 1976] в основании мощных турбидитных накоплений можно предполагать развитие существенно спилитовых формаций и меланократового основания.

Особенно четко тесный парагенез турбидитов и спилитов устанавливается в восточной части гор Ерементау, где спилиты, по данным Ю.А. Зайцева, С.Б. Розанова, переслаиваются с турбидитными песчаниками, при этом количество спилитов увеличивается вниз по разрезу. В арениге, как и в структурно-формационных зонах Конского типа, здесь происходит новый этап деструкции и растяжения. В западной части зоны происходит накопление терригенно-фтанито-яшмовых формаций (мынадырская, каратасская свиты, акдымская серия), в то время как в восточной — карбонатно-яшмово-спилитовых (жельтауская, тиесская, буурбайтальская свиты). Среди спилитов, по данным М.З. Новиковой [Хераскова и др., 1979], присутствуют как субщелочные, так и толеитовые разновидности. Мелководные карбонатные породы находятся лишь в нижней части разрезов карбонатно-яшмово-спилитовых формаций. Это свидетельствует об углублении обстановок осадконакопления по мере развития процессов растяжения.

Положение структурно-формационных зон Ерементауского типа на границе блоков с континентальным и океаническим типом строения коры, асимметричность строения формационного ряда с увеличением глубины седиментации с запада на восток, а также обилие терригенных турбидитных накоплений, обра-

зующих мощную долинно-вверную систему, заставляет относить структурно-формационные зоны Ерементауского типа к интенсивно прогибавшейся и длительно развивавшейся континентальной окраине (континентальному склону и подножию), расположенного восточнее обширного бассейна с корой океанического типа.

Седьмой тип (Тектурмасский). Распространен в Майкаин-Экибастузском, Тектурмасском и Северо-Балхашском антиклинориях (см. рис. 1, 70, табл. 1) и характеризует бассейн с корой океанического типа. Здесь в основании формационного ряда [Борисенок и др., 1979; Хераскова, 1979; Хераскова, Антонюк, 1982] на серпентинитовых меланжах, состоящих из более древней метаморфизованной офиолитовой ассоциации, залегает яшмово-спилитовая формация (карамурунская, майкаинская, итмурундинская, базарбайская свиты) нижнего—среднего ордовика. В ее составе преобладают высокотитанистые щелочные оливиновые базальты, нередко с повышенным содержанием калия. Яшмы слагают лишь редкие маломощные линзы. Яшмово-спилитовая формация вверх по разрезу сменяется туффито-яшмовой. В составе последней участвует наряду с кремнистыми тефрогенный материал основного, кислого и среднего составов повышенной щелочности.

Все формации в этом ряду, по всей вероятности, накапливались в бассейне на значительном удалении от континента, почти недоступном для привноса терригенного материала континентального происхождения. Таким образом, в Тектурмасском типе формационных рядов четко выделяется древняя, в настоящее время превращенная в меланж, офиолитовая ассоциация. Можно предполагать по аналогии с структурно-формационными зонами Конского и Ерементауского типов, что она отвечает кембрийскому, возможно, вендско-кембрийскому этапу развития бассейна. Выше выделяется четкий базальтовый комплекс и осадочный чехол ниже-среднеордовикского возраста. В осадочном чехле можно предполагать повышение глубинности фаций снизу вверх по разрезу (см. описание туффито-яшмовой формации). На флангах Тектурмасской структурно-формационной зоны (Северо-Балхашский антиклинорий) исчезает четкое разделение на базальтовый слой, образованный преимущественно спилитами, и осадочный чехол, сложенный кремнистыми породами, так как в спилитовой формации здесь появляется значительное количество прослоев яшм.

Восьмой тип (Чингизский). Его можно выделить в Чингизском мегаантиклинории Казахстана, Ханхухэйской и Кобдо-Даривской зонах Западной Монголии, Джойском горсте Западного Саяна. Для этого формационного ряда наиболее характерна андезитовая формация. В Западном Саяне и Монголии она сформировалась в раннекембрийское время [Херасков, 1979; Дергунов и др., 1983]. В Чингизском антиклинории она имеет более длительную и сложную историю. Здесь развито несколько андезитовых формаций, возраст которых охватывает интервал от верхнего кембрия до верхнего ордовика. В основании этого формационного ряда может находиться существенно спилитовая формация (Чингизский гигантский антиклинорий, Джойский горст, Кобдо-Даривская зона), в других случаях она располагается непосредственно на докембрийском метаморфическом основании (Ханхухэйская зона). Спилитовая формация, подстилающая андезитовую, отличается от спилитовых формаций, развитых в основании Озерно-Алтайского формационного ряда, увеличением доли вулканитов щелочной оливин-базальтовой серии и более широким развитием относительно мелководных фаций, сочетающихся с рифогенными известняками.

С формационным рядом чингизского типа нередко ассоциирует олистостромовая формация [Дергунов и др., 1983; Ротараш и др., 1980], фиксирующая участки, где проявлялись наиболее ранние процессы скупивания в каледонской геосинклинальной области. Андезитовая формация слагает крупные линейные вулканические поднятия с вулканами центрального типа [Херасков, 1979; Хераскова и др.,

1983], частично возвышавшимися над уровнем моря и разделявшими начиная со второй половины раннего кембрия каледонский бассейн Азии на ряд отдельных бассейнов. Состав этих вулканитов сходен с составом вулканитов современных островных дуг [Геосинклинальная..., 1984].

Выявленные черты строения и условий образования раннегеосинклинальных формаций, особенностей строения формационных рядов, их взаимного расположения с учетом типа подстилающего субстрата позволяют кратко охарактеризовать историю развития и основные этапы изменений фациальных обстановок седиментации и вулканизма в каледонском бассейне Азии в течение венда—ордовика.

В конце рифея—раннем венде на территории каледонид Азии, по-видимому, еще не существовал единый морской бассейн (см. рис. 10). Имелись протяженные, ограниченные разломами грабенообразные прогибы рифтового типа, фрагменты которых лучше всего изучены вдоль западной окраины каледонид (см. рис. 10, 71, структурно-формационные зоны Байконурского типа — Байконурский бассейн), и очень проблематично могут быть намечены вдоль восточного их обрамления (грабены в основании карбонатного чехла Дзабханской зоны) [Ильин, 1982]. Грабенообразные прогибы имели в основном континентальный тип строения коры, сплошность которой была нарушена лишь в отдельных участках, где вначале проявился подводный базальтовый вулканизм повышенной щелочности (яшмово-диабазовая формация Калмыккульского синклиория), а позднее, в конце венда — толеитовый (спарагмитовая формация). В этих прогибах в раннем венде господствовали мелководные условия с преимущественно терригенной седиментацией силикатического материала, сносимого с континентальных массивов докембрийской складчатости (терригенно-кремнисто-туффитовая, терригенная кварцево-аркозовая формации).

Затем, видимо, из-за усилившихся процессов растяжения обстановка становится более глубоководной, но по-прежнему преобладает терригенная седиментация силикатического материала (спарагмитовая формация). Лишь в Озерной и Монголо-Алтайской зонах, по-видимому, существовали значительные пространства с океаническим типом коры, возможно, унаследованные от докембрийского этапа развития и отличающиеся интенсивным подводным базальтовым вулканизмом. Базальты этого времени имеют преимущественно толеитовый состав, а в участках, приближенных к континентальному обрамлению (Западный Саян, Дагандельская зона) несколько более высокую щелочность. Интенсивный базальтовый магматизм в это время практически подавил осадочную седиментацию.

На восточном и северо-восточном континентальном обрамлении палеоокеанического бассейна Озерной и Монголо-Алтайской зон (Сангилено-Дзабханская, северная часть Шорско-Батеневской структурно-формационных зон), а также на континентальных массивах, разделяющих грабенообразные прогибы в западной части Центрального Казахстана (Актауский тип структурно-формационных зон) на метаморфическом основании происходит накопление кварцево-аркозовой, карбонатной и кремнисто-карбонатной фосфатонесных формаций. Распределение фаций и мощностей четко контролируется блоковым строением подстилающего субстрата. В условиях мелководья, аридного климата, отсутствия привноса пресных вод происходит накопление доломитов. Возможно, доломитообразованию благоприятствовала гидротермальная деятельность, приуроченная к конседиментационным зонам глубинной проницаемости. В этих же зонах концентрируется накопление фосфатов. В участках поступления терригенного материала и пресных вод доломиты замещаются известняками.

Структурно-формационная зона Шорско-Батеневского типа характеризует, по-видимому, континентальный склон и подножие бассейна с океаническим типом строения коры на территории Озерно-Алтайской структурно-формационной зоны

(Озерно-Алтайский палеоокеанический бассейн). Здесь отчетливо виден фациальный переход от мелководных зон карбоната накопления к более глубоководным фациям со значительным развитием пелитоморфных карбонатов, углеродистых кремнистых пород, карбонатных и терригенных турбидитов, а затем и вулканитов основного и кислого состава (см. рис. 10). Углеродистые породы отличаются повышенным содержанием редких металлов и фосфора. Обстановка их накопления характеризовалась восстановительной средой и резко замедленным осадконакоплением. Источником кремнезема, редких металлов и фосфора, по всей вероятности, являлись эксгалации и термы, поступающие в бассейн вдоль зон конседиментационных разломов.

В раннем докембрии обстановка осадконакопления и вулканизма на территории каледонид Азии существенно меняется в результате усилившихся процессов растяжения и возникновения новых зон деструкции континентальной коры (Конская структурно-формационная зона) и зон образования новой океанической коры (Тектурмасская, Чингизская структурно-формационные зоны, а также, по-видимому, площади распространения кондомской и манжерокской свит в пределах Шорско-Батеневской зоны). В зонах деструкции континентальной и новообразованной океанической коры проявился базальтовый вулканизм толентовый и повышенной щелочности, а также контрастные ассоциации с развитием как основных, так и кремнекислых разновидностей вулканитов.

Усилившиеся процессы растяжения значительно увеличили площадь каледонского бассейна (см. рис. 24). В это время частично вовлекаются в прогибание и морскую седиментацию континентальные блоки, разделявшие в венде грабенообразные прогибы на западе Центрального Казахстана. Участки суши имелись в сводовых частях Сырдарьинского, Улутау-Северо-Тяньшанского, Чуйского и Ерементау-Ниязского массивов, поставивших в кембрий небольшое количество кварцевого обломочного материала. Таким образом, в раннем кембрии на всей площади от восточного края Сырдарьинского массива до Сибирской платформы возникает обширный водный бассейн, по размерам сопоставимый с современными океанами. Большая, центральная часть этого бассейна имела кору океанического типа (Озерная, Монголо-Алтайская, некоторые части Шорско-Батеневской, Чингизская, Тектурмасская, восточная часть Ерементауской зон), довольно обширные периферические зоны — кору переходного и континентального типов. Участком суши, протягивающимся через Ишкельмесский, Ерементау-Ниязский, Атасуйский антиклинарий каледонский бассейн был разделен на две котловины, отличающиеся по характеру своего развития, — Казахстано-Монгольский и Конско-Степнякский бассейны.

Казахстано-Монгольский бассейн. Этот бассейн с океаническим типом строения коры отличался огромными размерами и интенсивным базальтовым вулканизмом (см. рис. 71, 24). О его величине косвенно можно судить по отсутствию на большей части его площади терригенных осадков континентального происхождения, а также четко выраженным континентальным склонам. На востоке и северо-востоке Шорско-Батеневской и Даггандельской структурно-формационных зон раннекембрийские формации континентального склона практически не изменяются по сравнению с описанными выше вендскими. Увеличивается лишь роль известняков и уменьшается количество доломитов, что свидетельствует, по-видимому, о некотором углублении бассейна в раннем кембрии.

Формации западного континентального склона этого бассейна сохранились очень фрагментарно, им соответствуют, очевидно, развитые в Ерементауском типе структурно-формационных зон терригенные кварцевые и углеродисто-глинистые накопления святогоровской и ниязской свит, а также блоки (олистоплаки?) терригенных осадков с раннекембрийской фауной, установленные Л.В. Булыго [Булыго и др., 1981] в районе р. Акжар. Позднее, начиная со среднего—позднего кембрия преобладают терригенные кварц-плагиоклазовые турбидитные накопле-

ния, образующие четко выраженную подводную долинно-верную систему, развитую вдоль границы западных континентальных блоков и областью развития вулканизма в Тектурмасской зоне.

Подводный рельеф Казахстано-Монгольского бассейна отличался довольно большой расчлененностью и существованием как поднятий, так и депрессий. Поднятия фиксируются появлением пористых разностей спилитов, межшаровые пространства в которых выполнены карбонатом, развитием гиалокластитов и гиалотуфов, а также линзами рифогенных известняков. Подобные поднятия можно наметить на месте Чингизского мегантиклинория, в районе хр. Дарив, в нагорье Хар-Хира, в восточной части хр. Сэр. Возможно, они фиксируют магмоподводящие трещины и зоны растяжения. Для депрессий характерны более плотные разности спилитов с более крупными шаровыми обособлениями лав, промежутки между которыми очень малы и заполнены гиалокластикой или кремнистым материалом. Среди них встречаются линзы пеплистых яшм и красных аргиллитов. Для осадочных пород в центральной части Восточного бассейна характерно углубление фаций снизу вверх по разрезу.

В венде—раннем кембрии в центральной части Казахстано-Монгольского бассейна (Озерно-Алтайская структурно-формационная зона) развиты спилитовые формации со значительным количеством спилитизированных толентовых базальтов. Их средний состав отвечает промежуточному положению между базальтами океанов и траппами древних платформ. Некоторое сходство имеется и с базальтами Филиппинского моря (см. табл. 4). По имеющимся в нашем распоряжении неполным данным (см. табл. 5), по сравнению с остальными изученными базальтами они обладают наиболее высокими содержаниями Cr, Ni и относительно низкими — P, Ti, Cu, Mn, Zr.

По направлению к восточной континентальной окраине (структурно-формационные зоны Шорско-Батеневского типа) спилитовые формации постепенно сменяются спилито-кератофировыми (спилито-фтанито-сланцевая формация Западного Саяна, спилито-кератофировая формация Джойского и Актоврацкого горста, Тувы, Даггандельской зоны). Одновременно в базальтах увеличивается доля пород щелочной оливин-базальтовой серии и пород с повышенным количеством калия в ее составе. В базальтах также сокращаются содержания Cr, Ni и повышаются Zr, Cu, Zn, Mn. Еще ближе к континенту (см. вулканогенно-кремнистую формацию Тамалыкского месторождения) в базальтах резко возрастает содержание таких микроэлементов, как P и V.

Можно полагать, что эти особенности являются следствием близости континентального блока и генерации магматических очагов на большой глубине. Не исключено также, что структурно-формационные зоны Шорско-Батеневского типа частично сформированы на коре континентального типа. По направлению от центральной части к западной континентальной окраине — Чингизской, затем Еремантауской структурно-формационным зонам также постепенно увеличивается роль вулканитов щелочной оливин-базальтовой серии пород.

Таким образом, в Казахстано-Монгольском палеобассейне проявлена крупноплощадная зональность составов вулканитов базальтового слоя океанической коры, выражающаяся в возрастании щелочности, калийности и степени схождения с континентальными базальтами от центральной части этого бассейна к его континентальным окраинам.

На некоторой части подводных поднятий (в Чингизской зоне, Джойском горсте, Кобдо-Даривской, Ханхухэйской зонах) в конце раннего кембрия началось накопление непрерывных серий вулканитов с преимущественным развитием андезитов, реже контрастных с ведущей ролью базальтов и дацитов, характерных уже для переходной стадии развития геосинклиналей. Преобладали вулканы центрального типа с высоким коэффициентом эксплозивности. Огромное количество тефрогенного материала сносилось с вулканических цепей суспензионными

потоками и отлагалось в виде крупных масс тефротурбидитов в Озерно-Алтайской зоне. Смена слабо дифференцированного базальтового вулканизма дифференцированным и контрастным сопровождалась усложнением подводного рельефа в Казахстано-Монгольском бассейне; частично этот рельеф был сформирован при вулканической деятельности, частично возник в результате начавшихся процессов скучивания. Об этом говорит появление эдафогенного обломочного материала и олистостром. В результате возникновения вулканических цепей, частично возвышавшихся над уровнем моря, Казахстано-Монгольский бассейн оказался разделенным на ряд котловин (см. рис. 24). Четко обособились бассейны на площади Шорско-Батеневской и восточной части Озерно-Алтайской зон. Наибольшее значение для дальнейшей истории развития Казахстано-Монгольского бассейна и вообще каледонид Азии имело вулканическое поднятие на месте Чингизского антиклинория, возникшее, по данным А.А. Моссаковского, А.Б. Дергунова [Моссаковский, Дергунов, 1983], на границе двух плит. К востоку от Чингизской зоны в каледонидах со среднего кембрия образуются формационные комплексы переходной стадии развития (флишевые и терригенно-карбонатные формации), а с послетремадокского времени — комплексы континентальной стадии (молассы и вулканогенные молассы) (см. рис. 67).

В области, расположенной к западу от Чингизского вулканического поднятия (Тектурмасский бассейн), по-видимому, продолжал развиваться начальный подводный базальтовый вулканизм в течение всего кембрия и тремадока. Следы его сохранились в виде глыб базальтов в серпентинитовом меланже Тектурмасской структурно-формационной зоны и потоков спилитов среди спилито-терригенной формации верхнего кембрия в Ерементауском антиклинории. Одновременно все еще формировался континентальный склон, примыкавший с запада к этому бассейну. Он четко фиксируется площадью распространения кремнисто-терригенной и спилито-терригенной турбидитных формаций в пределах Ерементауского типа структурно-формационных зон (см. рис. 67, 71).

В тремадок-лланвириэ здесь возникают новые зоны деструкции кембрийской океанической коры, в результате чего проявляется мощный базальтовый вулканизм повышенной щелочности (яшмово-спилитовая формация, карамурунская и базарбайская свиты). На западе, в пределах континентального склона, существенно базальтовая яшмово-спилитовая формация замещается терригенно-спилитовой карбонатно-яшмово-спилитовой и затем терригенно-фтанито-яшмовой формацией (сатыбайская, желтауская свиты, ерементауская серия, мынадырская, каратасская свиты Ерементауской структурно-формационной зоны). Вверх по разрезу яшмово-спилитовая формация сменяется туффито-яшмовой, образующей осадочный чехол, в котором наблюдается четкое повышение глубинности осадконакопления снизу вверх по разрезу.

Конско-Степнякский бассейн. В кембрии он располагался (см. рис. 24, 67, 71) на территории Байконурского, Калмыккульского, Конского, Степнякского и Селетинского прогибов и отличался, по-видимому, от Казахстано-Монгольского бассейна значительно меньшими размерами и причудливыми контурами, унаследованными от вендских линейных рифтовых зон; в его пределах существенное значение имели выступы гранитизированного докембрийского фундамента, служившие постоянным источником преимущественно кварцевого и гидрослюдистого обломочного материала.

Большая часть Конско-Степнякского бассейна, вероятно, располагалась на коре континентального типа, в значительной степени переработанной деструктивными процессами. Возможно нарушение ее сплошности лишь в осевой части Конского, Калмыккульского и Степнякского синклиналиев. На юге, в северной части Джалаир-Найманского синклиналия, Конско-Степнякский бассейн, по-видимому, соединялся с Казахстано-Монгольским (см. рис. 67). Здесь трудно провести между ними границу из-за более поздних тектонических движений, она намечается

появлением позднекембрийско-тремадокских турбидитных накоплений, типичных для континентального склона Казахстано-Монгольского бассейна.

В краевых частях Конско-Степнякского бассейна и отдельных проливнообразных его ответвлениях, унаследованных от вендских рифтовых зон, шло накопление фтанитовых формаций (см. рис. 24, 67). Углеродистые породы этих формаций отличаются резко повышенным содержанием редких металлов и фосфора. Обстановка их накопления отличалась восстановительной средой и очень замедленным осадконакоплением в условиях некомпенсированного прогибания и слабого привноса терригенного материала, представленного кварцем и гидрослюдами. Источником кремнезема, редких металлов и фосфора, по всей вероятности, являлись эксгаляции и гидротермы, поступавшие в бассейн седиментации вдоль зон конседиментационных разломов. Богатство этих терм фосфором и другими микроэлементами, застойный характер отдельных частей бассейна послужили причиной высокой минерализованности осадков.

В ряде участков отмечается отчетливое углубление условий осадкообразования в сторону центральной части бассейна и частных прогибов, выражающееся в замещении онколитовых карбонатных пород пелитоморфными и исчезновении обломочного материала континентального происхождения. В центральной части бассейна (Конский, Селетинский прогибы) в раннем—среднем кембрии проявился вулканизм. Лучше всего состав этих вулканитов, характеризующийся контрастностью и повышенной щелочностью, изучен в Степнякском прогибе (см. описание базальт-трахибазальт-трахидацитовая формация).

В позднем кембрии—тремадоке существенно базальтовый вулканизм Конского и Степнякском прогибов сменился преимущественно андезито-базальтовым, свидетельствующим о возникновении здесь зон скупивания и значительных поднятий. Этот вулканизм проявился в азральных и субазральных условиях. Усиление процессов скупивания, видимо, вызвало рост поднятий и усиление терригенного сноса на континентальный склон и подножие Казахстано-Монгольского бассейна, где в это время шло накопление мощных турбидитных толщ.

В арениге—лланвирне в Конско-Степнякском бассейне, так же как и в Тектурмасской зоне Казахстано-Монгольского бассейна, деструктивные процессы и образование океанической коры (см. рис. 71) проявились менее интенсивно. В пределах Степнякского синклинория в это время начинала накапливаться терригенно-яшмово-спилитовая формация и тесно с ней связанная по латерали и более широко распространенная терригенно-фтанито-яшмовая формация.

Деструкция и растяжение привели к значительному углублению бассейна, его расширению и соединению с Тектурмасской котловиной Казахстано-Монгольского бассейна. Опускания охватили частично даже Чингизское поднятие, где временно прекратилось формирование андезитовых серий. На всей площади Конско-Степнякского бассейна и на территории Тектурмасской котловины шло накопление терригенно-фтанито-яшмовых и яшмово-спилитовых формаций. Лишь на отдельных поднятиях в пределах Ишкеольмесского и Чингизского антиклинориев образовывались мелководные терригенно-карбонатно-фтанитовые формации, включающие органогенно-обломочные известняки и существенно терригенные формации.

В среднем ордовике на территории каледонид Казахстана в результате интенсивных процессов скупивания в основном прекратилось накопление формаций ранней (океанической) стадии развития геосинклиналей. Их сменили андезитовая, олистостромовая и флишевая формации переходной стадии. Лишь на площади Тектурмасской котловины сохранялся обширный бассейн, расположенный между зонами интенсивного андезитового вулканизма в пределах Чингизского антиклинория (сарыбиданкская, баянская свиты O_2) и Степнякского синклинория (сагская серия). В пределах этого бассейна, как было показано выше, и в среднем ордовике происходило формирование на меланократовом основании яшмово-спилитовых и

туффиито-яшмовых ассоциаций, характерно при этом развитие спилитов повышенной щелочности и интенсивная вспышка кремненакопления.

Таким образом, подводя итог обзору формационных рядов и краткой истории развития вулканизма и седиментации в каледонидах Азии, можно заключить, что формации начальной (океанической) стадии развития здесь отличаются широким распространением и большим разнообразием. Это разнообразие отражает, с одной стороны, длительную эволюцию каледонского бассейна Азии в течение венда, кембрия и ордовика, с другой, — разнообразие тектонических структур, в которых могут образовываться формации ранней стадии развития складчатых областей.

Можно выделить несколько этапов эволюции каледонского бассейна Азии: 1) возникновение в венде линейных зон растяжения и деструкции континентальной коры, сформированной к концу рифея, особенно в западной части Центрального Казахстана, в пределах Байконурского типа структурно-формационных зон. Усиление в венде процессов растяжения в зонах Озерно-Алтайского типа с океаническим строением коры, видимо, унаследованным от докаледонского рифейского этапа; 2) образование в первой половине раннего кембрия обширного Казахстано-Монгольского бассейна с корой океанического типа; 3) распад в конце раннего кембрия палеоокеанического бассейна на отдельные котловины в результате возникновения вулканических поднятий с андезитовым вулканизмом центрального типа. Образование в пределах Конского типа структурно-формационных зон внутреннего Конско-Степнякского бассейна; 4) формирование в конце раннего—среднего ордовика Тектурмасского бассейна с корой океанического типа, окруженного областями проявления андезитового вулканизма в зонах новообразования континентальной коры.

Сравнение формационных рядов, анализ вулканизма, палеогеографии и фациальных обстановок накопления формаций позволяет выделить пять крупных типов тектонических структур, в которых образовывались формации начальных этапов развития каледонид Азии.

1. Крупные бассейны с корой океанического типа (палеоокеаны). Примером является венд-раннекембрийский Казахстано-Монгольский бассейн (Тектурмасская, Монголо-Алтайская, Озерная зоны). Наиболее характерна для этой структуры карбонатно-спилитовая формация, в которой преобладают спилитизированные толеитовые базальты и полностью отсутствует терригенный материал континентального происхождения.

2. Малые бассейны с корой океанического типа. Примером может быть Тектурмасский бассейн в среднем ордовике. Типичными являются яшмово-спилитовая (повышенной щелочности) и туффиито-яшмовая формации.

3. Линейные зоны деструкции с континентальной корой, в различной степени переработанной тектоническими процессами. Примером являются структурно-формационные зоны Байконурского типа. Комплексами-показателями этого типа структур являются яшмово-диабазовая, спарагмитовая и фтанитовая формации. Последняя отличается высокими содержаниями редких металлов и фосфора.

4. Внутренние бассейны с корой континентального типа, переработанной процессами деструкции и незначительными новообразованиями океанической коры. Примером служит Конско-Степнякский бассейн в кембрии—раннем ордовике (структурно-формационные зоны Конского типа). Главными формациями являются базальтовая и базальт-трахибазальт-трахидацитовая с преобладанием туфов, терригенно-яшмово-спилитовая и терригенно-фтанито-яшмовая.

5. Эпиконтинентальные бассейны, развивавшиеся на континентальном обрамлении бассейнов с океаническим и переходным типом строения коры и образующие их шельф. Строго говоря, эти структуры нельзя относить к каледонидам, так как их континентальная кора была сформирована в докембрии, а формации каледонского этапа образуют здесь на докембрийском гранитизированном основании осадочный

чехол. Наиболее типичны терригенная кварцево-аркозовая, карбонатная и кремнисто-карбонатная формации.

Кроме того, в пределах больших и малых бассейнов с корой океанического типа можно выделить: А) Зоны сочленения блоков с континентальными и океаническим типом строения коры, которые, по-видимому, следует рассматривать как их континентальные окраины (континентальный склон и подножие). Развитые здесь формации отличаются большим разнообразием. Состав их в значительной мере зависит от состава пород прилегающей континентальной суши. Характерны асимметричность строения формационного ряда, углубление условий осадкообразования в сторону центральной части палеоокеанического бассейна, широкое развитие турбидитов и большие мощности осадков. Типичны кремнисто-терригенная, терригенно-фтанито-яшмовая, кремнисто-карбонатная формации. Б) Окраинные бассейны, образовавшиеся в ходе развития палеоокеанов в результате возникновения вулканических поднятий (с субэвральным андезитовым вулканизмом), отделившихся от палеоокеанического бассейна ряд котловин. Наиболее типичными примерами являются Озерная зона и южная часть Шорско-Батеневской зоны в конце раннего—среднем кембрии. Окраинные бассейны чаще всего заполняются тефротурбидитами, сформированными из пирокластического и вулканотерригенного материала, сносимого с вулканических цепей, а также кремнистыми осадками (терригенно-кремнисто-туффитовая, вулканогенно-карбонатно-фтанитовая формации). В их пределах могут возникать зоны образования новой океанической коры и связанные с этим процессом спилитовые и спилито-кератофировые формации.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

СРАВНЕНИЕ КАЛЕДОНСКИХ БАССЕЙНОВ АЗИИ И СОВРЕМЕННЫХ СТРУКТУР С КОРОЙ ОКЕАНИЧЕСКОГО И ПЕРЕХОДНОГО ТИПОВ

Исключительно важным достижением, имеющим огромное значение для развития теории геосинклиналей, явилось установление в складчатых сооружениях континентов палеоаналогов коры океанического типа. Как следствие этого открытия возникла теория об океанической природе эвгеосинклиналей [Пейве, 1969]. Основные ее положения заключаются в том, что эвгеосинклинали развиваются на коре океанического типа и на ранних этапах своего развития представляют собой океаны. Древним аналогом океанической коры континентов является офиолитовая ассоциация. Предполагается, что вулканогенно-кремнистые отложения, слагающие верхнюю часть разреза офиолитовой ассоциации, соответствуют осадочному чехлу современных океанов, базальты и спилиты — второму слою океанической коры, а гипербазиты — третьему. Построенные в соответствии с этими идеями геодинамические модели применялись ко всем структурам эвгеосинклинального типа [Зоненшайн, Городницкий, 1977; Книппер, 1975; Тектоника..., 1980].

На первых этапах развития теории океанического происхождения геосинклиналей проводилось тождество между океаном и структурой с корой океанического типа. Однако к настоящему времени накопился значительный фактический материал, показывающий, с одной стороны, что отдельные эвгеосинклинальные прогибы различаются между собой по особенностям вулканизма [Фролова, Бурикова, 1977; Новикова, 1974; Хераскова и др., 1979; Геосинклинальная..., 1984; и др.], строению формационных рядов, истории развития. С другой стороны, были установлены существенные отличия в химическом составе вулканитов офиолитовой ассоциации многих эвгеосинклиналей и современных океанов [Фролова, Рудник,

1972; Колман, 1979; Хераскова и др., 1979], а также отсутствие в эвгеосинклиналях некоторых типов осадков, характерных для современных океанов. Появились представления о принципиальном структурном различии эвгеосинклинальных прогибов и современных океанов [Шлезингер, Яншин, 1981а, 1981б].

Эти материалы заставляют предполагать, что эвгеосинклинальные прогибы могут представлять собой структуры разного типа, возможно, существенно отличающиеся от океанических. Некоторые их разновидности были выделены в предыдущей главе. Накопившийся фактический материал делает необходимым более строгое сравнение древних бассейнов с корой океанического типа и подобных им современных структур (океанов, окраинных и внутренних морей, континентальных рифтов). Трудность при этом заключается в том, что не все выявленные при таком сравнении отличия могут рассматриваться как свидетельства принципиальных структурных различий. Многие из них, возможно, объясняются изменениями во времени процессов вулканизма и осадконакопления в связи с эволюцией состава мантии, гидросферы и атмосферы, развитием органического мира, а также латеральной неоднородностью Земли. Кроме того, современные структуры с корой океанического типа находятся в процессе развития и трудно предвидеть их дальнейшую судьбу: сохранят ли свое положение срединно-океанические хребты, превратятся ли океаны в дальнейшем в складчатые сооружения и т.д.

Существенные трудности при сравнении заключаются также в том, что современные структуры изучены еще очень фрагментарно. Отрывочны сведения о латеральных переходах осадочных и вулканогенных пород, строении базальтового слоя океанической коры, а также об эволюции вулканизма во времени.

Прежде чем перейти к сравнению, необходимо кратко охарактеризовать современные структуры с корой океанического типа. Среди них выделяются: океаны, окраинные моря и сопряженные с ними островные дуги, внутренние моря, континентальные рифты.

СОВРЕМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ С КОРОЙ ОКЕАНИЧЕСКОГО И ПЕРЕХОДНОГО ТИПОВ

Океаны. Включают два основных структурных элемента: срединно-океанические хребты, представляющие собой относительно узкие магматические активные зоны раскрытия, и пассивные плиты. В пределах срединно-океанических хребтов формируется второй базальтовый слой коры океанов. На плитах шириной в первые тысячи километров вулканизм проявлен локально, лишь в пределах сводово-глыбовых поднятий и линейных вулканических зон. В основном на плитах происходит формирование закономерно построенного осадочного чехла, залегающего на базальтовом слое океанической коры. Вблизи зон раскрытия осадочный чехол имеет четвертичный возраст, но по мере движения к континентальным окраинам время формирования чехла постепенно увеличивается и охватывает интервал от поздней юры или раннего мела до плейстоцена или голоцена (рис. 72, 73). Кроме того, по направлению к срединно-океаническим хребтам омолаживается возраст однотипных формаций. Эта закономерность иногда нарушается, особенно вблизи континентальных окраин благодаря возникновению более молодых зон разрушения океанической коры (например, Галапагосский рифт и др.). Мощность осадочного чехла не велика и не превышает 1—1,5 км, в большинстве своем составляя лишь 100—500 м. Лишь вблизи континентов, на континентальном склоне и подножии, особенно вблизи устьев крупных рек, мощность чехла возрастает во много раз за счет интенсивного привноса терригенной кластики с континентов. Так, в устье р. Ганг мощность осадков достигает 15, в устье р. Амазонки — 14 км [Геология океана, 1980].

Малая мощность осадочного чехла в океанах обусловлена их огромными

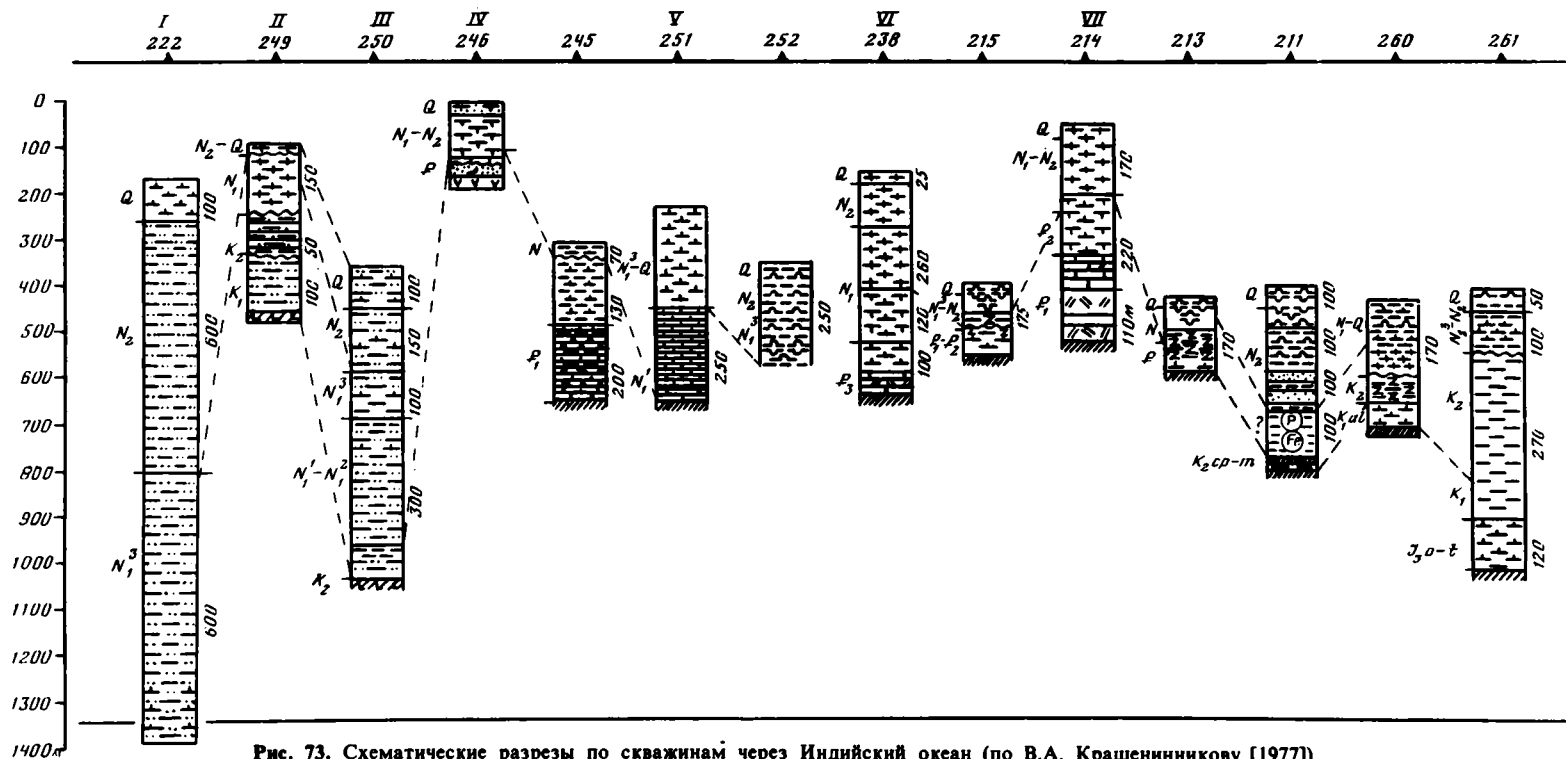


Рис. 73. Схематические разрезы по скважинам через Индийский океан (по В.А. Крашенинникову [1977])

Условные обозначения см. на рис. 72. I — Аравийское море, II — Восточное побережье Африки, III — Мозамбикская котловина, IV — поднятие Мадагаскар, V — Юго-Западный Индийский хребет, VI — Центрально-Индийский хребет, VII — Восточно-Индийское поднятие

размерами и большой глубиной. В результате терригенный материал континентального происхождения здесь чаще всего не достигает центральных частей акватории, осаждаясь в основном на континентальном склоне и подножии (пассивные окраины) или в окраинных морях (активные окраины). Интенсивное карбонатонакопление на ряде участков невозможно из-за глубины, превышающей уровень карбонатной компенсации. Вследствии концентрации вулканизма в пределах узких зон, а также незначительной роли при океаническом вулканизме туфового материала очень ограниченно развиты среди осадков чехла пирокласто-осадочные и вулканогенно-осадочные толщи (см. рис. 72, 73). Часто их место занимают рудоносные осадки, являющиеся продуктом эксгальационно-гидротермальной деятельности. В результате действия всех этих причин на большей части площади в океанах преобладают конденсированные осадки небольшой мощности — красные глубоководные глины, рудоносные осадки, железомарганцевые конкреции, пелагические известковые, диатомовые и радиоляриевые илы.

Характерной особенностью осадочного чехла океанов (табл. 20) является также обилие в нем послыльных размывов и перерывов в осадконакоплении, возникавших, по-видимому, вследствие деятельности придонных течений.

До недавнего времени предполагалось, что осадочный чехол резко обособлен от базальтового слоя океанической коры, в котором содержится лишь ничтожное количество прослоев осадочных пород, быстро исчезающих вниз по разрезу. В некоторой степени такое представление, по-видимому, обусловлено слабой изученностью базальтового слоя. Так, в скв. 332 на Срединно-Атлантическом хребте 300 м фундамента состоят из чередования лав с наннопланктоновым мелом и базальтовыми брекчиями. За некоторым исключением наблюдается закономерная смена снизу вверх по разрезу относительно мелководных отложений все более глубоководными, вплоть до абиссальных. Градиент изменения глубины по данным изучения органических остатков составляет 1500—4000 м [Крашенинников, 1977, 1978; Пушаровский, 1980; Богдлюбова, Тимофеев, 1978]. Развитие Атлантического океана от относительно небольших мелководных бассейнов в конце мезозоя до современного огромной и глубоководной акватории — исключительно характерная черта этой молодой океанической структуры, свидетельствующая о расширении и углублении океанов по мере развития процессов спрединга. Кроме того, относительно мелководные осадки (выше уровня карбонатной компенсации) постоянно формируются во всех океанах в областях срединно-океанических хребтов. При наращивании края океанической плиты они постепенно отодвигаются в области с более глубоководной седиментацией. По-видимому, такая закономерность будет выдерживаться до тех пор, пока не возникнет сводово-глыбовое поднятие или не изменит своего положения зона спрединга. В последних случаях картина усложнится.

Наиболее часто встречающаяся последовательность формаций (см. табл. 20) следующая (снизу вверх): карбонатная мелководная + карбонатная пелагическая ± черносланцевая ± кремнистая + терригенная гемипелагическая + терригенная пелагическая. На окраинах океанов существенное значение приобретают терригенная или карбонатно-терригенная турбидитная и олистостромовая формации; в зонах шельфа — мелководная терригенная и карбонатная. Особенности океанических формаций показаны в табл. 21.

Существенное влияние на осадконакопление в океанах, как на хребтах, так и на плитах имеет эксгальационно-гидротермальная деятельность. Результатом этой деятельности являются металлоносные осадки, содержащие более 10% Fe (в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал) в форме гетита, а также повышенные содержания Mn и ряда малых элементов; поля железомарганцевых конкреций и проявления баритовых конкреций, а также метасоматических фосфатных руд, сульфидных руд и т.д. В своем распространении на дне металлоносные осадки приурочены к срединным хребтам, крупным разломам и отдельным

Формации океанов (по материалам П.Л. Безрукова, И.О. Мурдмаа [1971], П.Л. Безрукова [1974], К.В. Боголепова, Б.М. Чикова [1976], И.В. Хворовой [1978], И.О. Мурдмаа [1979а,б], П.П. Тимофеева, В.В. Еремеева [1980])

Структурное положение	Формация	Характеристика формации			
		Мощность, км	Главные члены	Характерные признаки	Условия образования; генетические типы
1	2	3	4	5	6
Ложе океана	Глинистая пелагическая	До 0,1	Красные глины с цеолитами, железомарганцевые конкреции	Ничтожное количество терригенного материала, концентрированные осадки, окисленные осадки с повышенным содержанием Fe (> 5%) и Mn (> 0,5%), обилие перерывов	Абиссальные котловины с глубиной, превышающей уровень карбонатной компенсации, замедленное осадконакопление; полигенные осадки, образующиеся при растворении биогенных илов, преобразовании пеллов и гидротермальной деятельности
	Глинистая гемипелагическая	0,4—0,6	Зеленые, серые и красные глины, диатомовые и радиоляриевые илы, мел, известковые илы	Ничтожное количество терригенного материала, концентрированные осадки, обилие перерывов	Абиссальные котловины вблизи уровня карбонатной компенсации; биогенные осадки, полигенные красные глины
	Пелагическая карбонатная	До 1	Наннопланктонные, наннофорамениферовые и форамениферовые илы, мел	Обогащенность отдельных горизонтов Fe и Mn, горизонтальная слоистость	Приуроченность к основанию осадочного чехла, валы, сводово-глыбовые поднятия, батинальные котловины, срединно-океанические хребты; пелагические биогенные илы, эксгалационно-осадочные рудоносные осадки
Ложе океана, континентальное подножие	Черносланцевая	0,1—0,4	Черные, зеленовато-серые глины, аргиллиты с прослоями алевролитов, радиоляритов, диагенетических кремней, глинистых известняков	Обогащенность органическим веществом, пиритом, рядом микроэлементов; тонкая горизонтальная слоистость, ходы илоедов	Пассивные окраины океана, у подножия континентального склона, вблизи уровня карбонатной компенсации
Поднятия в океане, шельф	Карбонатная мелководная	0,5—3	Детритусовые и ракушечные известняки, глинистые известняки с остатками мелководной фауны	Горизонтальная и линзовидная слоистость, размыв и переотложение осадков	Сводово-глыбовые поднятия, валы, прибрежное мелководье; прибрежно-морские и мелководно-морские биогенные и кластические осадки
Ложе океана, континентальный склон	Карбонатная турбидитная	До 0,6	Шламовые известняки, карбонатные пески, алевроиты	Градационная отсортированность обломочного материала	Склоны внутриокеанических поднятий, подводных гор, барьерных рифов; отложения автоклетических потоков, обвалово-осыпные и оползневые накопления

Таблица 20 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Континентальный склон и подножие	Терригенная турбидитная	1,5—15	Пески, алевроиты, глины, редкие прослои карбонатных и кремнистых илов	Четкая градационная отсортированность материка, горизонтальная слоистость, асимметричное строение формационных тел, постепенно выклинивающихся в сторону океана	Долинно-всерные системы, отложения турбидитных, зерновых и пастообразных потоков, контурных течений
Ложе океана, континентальный склон	Олистостромовая	Различная	Глыбовые накопления, брекчи, пластовые отторженцы	Отсутствие сортировки, текстуры, строение линзовидное	Подножие крутых склонов; осипные и оползневые накопления; отложения пастообразных потоков

вулканам. Наибольшие их площади обнаружены в юго-восточной части Тихого океана, где они занимают около 10 млн. км². Большие площади, занятые металлоносными осадками, обнаружены вдоль срединных хребтов в Индийском океане [Boström, Peterson, 1969; Геология океана..., 1980]. Гидротермальные растворы выносят Si, Fe, Mn, V, Pb, Zn и др. Иногда устанавливается (по данным Г.П. Авдейко, на континентальном склоне Вьетнама) вынос по молодым разломам углеводородных газов, сероводорода и кремнезема.

Вулканическая деятельность в океанах концентрируется вдоль осей срединно-океанических хребтов. Базальты повсюду подстилают осадки на океанических плитах, образуя второй слой океанической коры мощностью около 1500 м. Кроме того, на океанических плитах существуют отдельные вулканические поднятия, цепи и гряды, а также одиночные вулканы. Имеются извержения трещинного и центрального типов. Трещинные приурочены к осевым частям срединно-океанических хребтов, в то время как большинство аппаратов центрального типа располагается в пределах океанических плит. Мощность потоков колеблется от первых метров до нескольких десятков метров. При трещинных излияниях преобладают шаровые или подушечные базальтовые лавы, в которых потоки состоят из массы округлых тел со стекловатой коркой закаливания размером от 10 см до 1 м. При подводной вулканической деятельности центрального типа наряду с пиллоу-лавами широкое развитие приобретают гиалокластиты и тонкие лавовые потоки мощностью в несколько сантиметров. Излияния базальтов сопровождаются гипабиссальной и интрузивной деятельностью.

Базальты океана — типично эффузивные породы с афировыми или редко — порфиоровыми структурами. Наиболее типичными минералами вкрапленников являются оливин и плагиоклаз. Клинопироксены и рудные встречаются реже, особенно в толеитовых разновидностях. Основная масса состоит из микролитов тех же минералов и стекла. Характерны гиалопилитовые, вариолитовые, интерстициально-офитовые структуры. Центральным частям мощных лавовых потоков свойственны долеритовые структуры.

Анализ проб базальтов со дна океанов и срединно-океанических хребтов, а также кернов бурения показал, что в океанах преобладают толеитовые базальты. Щелочные оливиновые базальты, пикриты, трахиты, дациты им резко подчинены.

Толеитовые слабодифференцированные базальты (см. табл. 4) принадлежат высокоглиноземистой и толеитовой сериям по Х. Куно. Щелочная оливин-базальтовая для них мало характерна [Золотарев, 1979]. На диаграммах АФМ четко выражена толеитовая тенденция дифференциации со сгущением точек в правой ветви параболы. Толеитовые базальты [Канн, 1973; Геология..., 1979; Золотарев,

1979] характеризуются пониженным содержанием К, Р, умеренным — Ti и относительно высоким — Са и темноцветных компонентов. Характерны очень высокие отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (8—30), а также низкие концентрации малых легких литофильных элементов с крупными ионами: Ва, Pb, Rb, Sr, Zr, Si, U, Th (см. табл. 4). Более изменчиво содержание глинозема, которое колеблется от 14 до 20, иногда достигая 21—22%.

Для океанических толеитов характерны низкие значения FeO^*/MgO в пределах 0,7—2,1. Причем значения $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,7\text{—}0,9$ характерны для базальтов, состав которых отвечает первичной магме, почти не претерпевшей кристаллизационной дифференциации [Shido et al., 1974; Frey et al., 1974]. Такие разности относительно редки. С низкими значениями FeO^*/MgO здесь коррелируются высокие содержания Cr_2O_3 , NiO, Al_2O_3 , весьма низкие содержания K_2O , TiO_2 и легких литофильных рассеянных элементов, а также редкоземельных элементов. Более характерными для океанических толеитов являются отношения $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1,1\text{—}1,5$, свидетельствующие о процессах фракционирования, предшествующих излиянию базальтовой магмы.

Щелочные оливиновые базальты океанов (см. табл. 4) отличаются более высокими содержаниями, %: K_2O ($> 0,4$), TiO_2 (> 2), P_2O_5 ($> 0,25$), а также более высоким отношением FeO^*/MgO (2—2,6) и большей степенью окисленности железа [$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (0,4)]. Содержания малых легких литофильных элементов превышают на порядок таковые в толеитовых базальтах. Некоторый рост содержания щелочей при уменьшении содержания SiO_2 приводит к недосыщенности щелочных базальтов SiO_2 и появлению в их нормативном составе помимо оливинов также фельдшпатоидов.

Толеитовые базальты в океанах сменяются щелочными на сводовых вулканических поднятиях типа Гавайских островов и на поднятиях типа Азорских островов [Луцицкий, 1971; Геология..., 1979]. Кроме того, в океанических базальтах увеличивается роль пород щелочной оливин-базальтовой серии в зонах, приближенных к континенту [Грачев, Поляков, 1985]. Так, в Атлантическом океане, по данным И.В. Луцицкого [1971], на островах вблизи Африканского континента (Мадейра, Канарские, Зеленого Мыса) и на западной окраине (Фернанду Ди Норокья, Тринидад) вулканы отличаются резко выраженным щелочным составом. В Тихом океане подобное увеличение щелочности, как будет показано ниже, наблюдается в вулканиках островных дуг и окраинных морей. Возможно, увеличение щелочности вулкаников вблизи континентальных массивов связано с процессами деструкции в океанах, вовлечением в массивы океанической коры фрагментов континентальной [Пушаровский, 1980].

Океанические щелочные базальты богаче кремнеземом и нередко магнием, чем их континентальные аналоги, но не отличаются по калиевости и железистости. Кислые дифференциаты базальтов в океанах встречаются в небольших количествах только на вершинах островов и около гребней срединно-океанических поднятий. Примером их являются вулканы островов Пасхи, Исландии, Вознесения [Луцицкий, 1973].

До недавнего времени характерной чертой океанических толеитовых базальтов считалось их петрохимическое однообразие. В последнее время благодаря данным глубоководного бурения стали обнаруживаться значительные отклонения в составе базальтов океанов от среднестатистических данных. Эти различия выявляют как региональную, так и структурную неоднородности разных порядков в Мировом океане. По-видимому, наибольшее значение имеют вариации состава базальтов Тихого и Атлантического океанов, возможно, отражающие разную историю развития этих глобальных структур. Так, по данным В.Г. Моисеенко и В.Г. Сахно [1982], вулканы Тихого океана отличаются от гомологов Атлантического океана более высоким потенциалом Na и Са во всех типах пород. По данным В. Мелсона с соавторами [Melson et al., 1976], базальты Тихого океана содержат несколько больше Fe и меньше Mg.

Существенное значение имеют также вариации составов вулканитов в зависимости от их структурного положения и частично возраста. Так, базальты абиссальных котловин (см. табл. 4), к сожалению, еще слабо изученные, нередко отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов [Hart, 1976; Нестеренко, 1980; Шека, Куренцова, 1981] более высоким содержанием Fe (FeO^* 12—13%), часто Ti (> 2%) и K при пониженной концентрации Mg (< 6%). По сравнению с современными базальтами срединно-океанических хребтов они характеризуются несколько более кислым плагиоклазом, часто титанистым пироксеном и повышенным (до 15% и более) содержанием рудных компонентов. Подобные разности базальтов распространены также на сводово-вулканических поднятиях в Тихом океане (Гавайское, Галапагос), асейсмичных хребтах (Кокос, Восточно-Индийский), на некоторых островах (Исландия) [Баскина, 1971; Геология..., 1979; Моисеенко, Сахно, 1982].

Выявлена в последнее время латеральная изменчивость базальтов в пределах отдельных структур. Так, по данным В.Г. Моисеенко и В.Г. Сахно [1982], в Восточно-Тихоокеанском поднятии базальты, слагающие верхние части рифтовых долин, относятся к плагиоклазовым толентам. На дне рифтовых долин преобладают оливиновые толенты, реже встречаются плагиоклазовые, известны также пикриты с высоким содержанием оливина.

По данным Л.П. Зоненшайна, Е.Г. Мирлина [1982], в Восточно-Тихоокеанском поднятии наблюдаются изменения состава базальтов в зависимости от скорости спрединга. В низкоскоростных хребтах преобладают лавы с умеренным содержанием (1,5%) Ti, в хребтах с высокой скоростью спрединга много лавовых покровов, отличающихся повышенным (до 2%) содержанием Ti.

Геохимические исследования базальтов океанов привели ряд исследователей [Николлс, Ислам, 1973; Gast, 1964; Меланхолина, Рудник, 1984] к заключению, что в мантийном веществе, являющемся источником базальтов, существуют региональные геохимические различия, поэтому в океане должны существовать и геохимические провинции, подобно тому, как это имеет место на континентах.

В целом для вулканизма океанов характерны изменения состава вулканитов по вертикали и латерали в направлении океан—континент по линии толентовый базальт—щелочной оливиновый базальт. Гораздо слабее выражены тренды дифференциации толентовый базальт—липарит или трахибазальт—трахилипарит. При этом в океанических базальтах, по данным Б.Г. Лутца [1980], на фоне повышающейся щелочности происходит увеличение содержания относительно легкоплавких V и Fe, тогда как содержания тугоплавких Mg, Cr, Ni снижаются.

Окраинные моря. Являются характерными структурами с корой океанического и переходного типов, развитыми преимущественно вдоль западной окраины Тихого океана. От океана они отделены системой островных дуг (рис. 74, 75). Последние возникают или на фрагментах континентальной коры, отделившейся от континента в результате спрединга, или развиваются на коре океанического типа, претерпевшей процессы скучивания [Марков и др., 1967; Руженцев и др., 1977]. Для островных дуг с момента их возникновения характерны непрерывные серии вулканитов с преобладанием пород среднего состава известково-щелочного ряда. Вулканы центрального типа характеризуются интенсивной эруптивной деятельностью и выносом больших масс пирокластического материала, осаждающегося большей частью в котловинах окраинных морей. Для островодужных вулканов характерна интенсивная гидротермальная деятельность, в частности распространение азотно-щелочных терм, выносящих большое количество SiO_2 (до 790 мг/л) [Богомолов и др., 1968; Tadashi, 1972]. С их деятельностью, по-видимому, связана повышенная кремнистость осадков в окраинных морях [Hein et al., 1979].

В островных дугах, возникших на коре океанического типа, ниже типично островодужных андезитовых комплексов, как правило, распространены существенно базальтовые и контрастные базальт-липаритовые серии, формирование которых происходило до образования островных дуг в океаническую стадию.

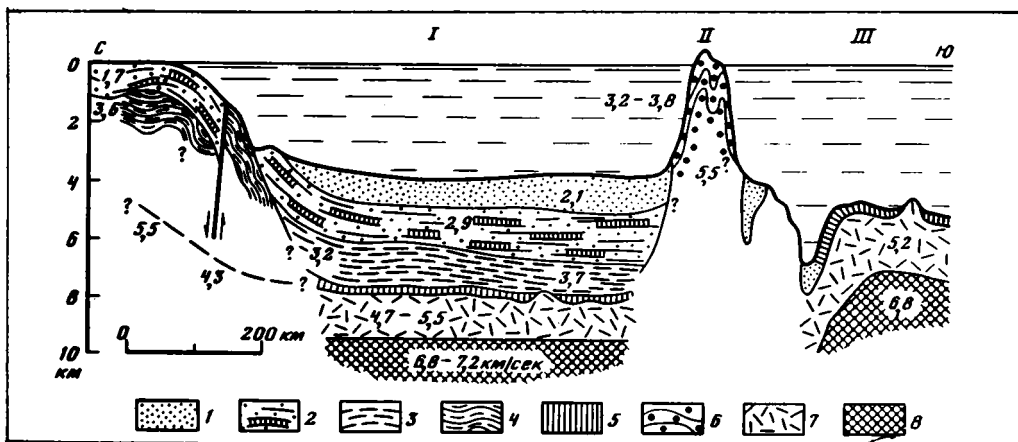


Рис. 74. Геологический разрез через Алеутскую островную систему (по [Sholl et al., 1975])

1 — турбидиты; 2 — терригенные пелагические осадки; 3 — терригенные осадки; 4 — флишевые толщи; 5 — пелагические отложения; 6 — осадочные, вулканические и плутонические породы островной дуги; 7 — породы второго слоя океанической коры; 8 — акустический фундамент. I — Берингоморская котловина, II — Алеутский хребт, III — Алеутский желоб

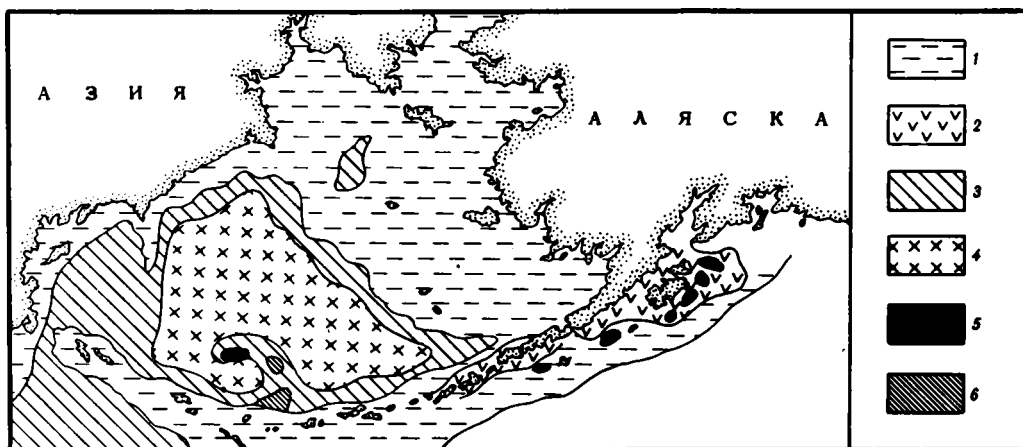


Рис. 75. Распределение типов донных отложений в Беринговом море [Гершанович, 1964]

1—6 — осадки: 1 — терригенные, 2 — вулканогенные, 3 — слабокремнистые (кремнегубковые и диатомовые), 4 — кремнистые (диатомовые), 5 — слабокарбонатные и карбонатные (ракушечные, фораминиферовые и др.); 6 — смешанные

Примером могут служить вулканы верхнего мела Курильских островов, ирунейской свиты верхнего мела Камчатки [Геосинклинальная..., 1984]. Уже на этой стадии развития островные дуги обычно выражены в рельефе дна океанического бассейна в виде поднятия, что доказывается появлением относительно мелко-водных фаций осадочных пород, в том числе рифогенных известняков или терригенных осадков с растительными остатками.

Особенностью базальтовых комплексов основания островных дуг по сравнению с базальтами океанических впадин и хребтов являются большая их дифференцированность, появление контрастных серий со значительным количеством дацитов и липаритов, увеличение доли пород щелочной оливин-базальтовой серии, появление базальтов с содержанием $K_2O > 1\%$ (см. табл. 4). По химическому составу эти базальты близки вулканикам примитивных островных дуг: характерна низкая титанистость ($TiO_2 < 1\%$) и фосфатность, мало изменяющаяся в зависимости от

содержания калия. Базальты и андезито-базальты контрастных вулканических комплексов отличаются резкими колебаниями содержаний окиси магния. Так, наряду с низкомагнезиальными (3,43%) имеются и высокомагнезиальные (10%) их разности. Возможно, частично это связано с явлениями кристаллизационной дифференциации магмы, приводящей к появлению дацитов и липаритов, резко обогащенных плагиоклазом, с одной стороны, и меланократовых базальтов — с другой. На диаграмме *АФМ* для вулканических комплексов основания островных дуг характерно смещение фигуративных точек в сторону левой щелочной ветви параболы. Особенно четко проявлен щелочной тренд дифференциации в контрастном базальт-липаритовом (спилит-кератофировом) ирунейском комплексе. По данным А.А. Цветкова [1982], шаровые базальты основания Алеутской дуги (см. табл. 4) отличаются от океанических базальтов более высокими содержаниями Ba, V и более низкими Ni, Cr.

Окраинные моря представляют собой более или менее обширные депрессии с плоским или расчлененным отдельными поднятиями дном, в различной степени выровненным осадками. Для них характерны глубины 3000—5000 м. Ровная поверхность ложа котловин в ряде случаев осложнена крупными поднятиями, имеющими разломно-блоковую структуру. Например, поднятие Ямато в Японском море или хр. Кюсю-Палау — в Филиппинском. К таким поднятиям нередко приурочена вулканическая [Сахно и др., 1976] и гидротермальная деятельность. Например, по данным М.И. Липкиной и И.Б. Цой [1980], в позднем миоцене в юго-западной части Ямато существовало фумарольное поле. Гидротермальные растворы, насыщенные барием и серой, проникали в диатомовые осадки, давая начало баритовым конкрециям. В окраинных морях, отличающихся меньшими размерами, чем океаны, по-видимому, существуют более благоприятные условия для формирования вулканогенно-осадочных комплексов пород, чем в океанах. Их созданию благоприятствует также вулканическая и гидротермальная деятельность в островных дугах.

Среди окраинных морей выделяется две разновидности. Окраинные моря типа Филиппинского выдвинуты в океан и отделены как от континента, так и от океана островными дугами. Другие, такие, как Японское приближены к континенту. Филиппинское и Японское моря существенно различаются между собой как по характеру осадконакопления, так и по химизму вулканогенных пород, слагающих второй слой их океанической коры. В окраинных морях, выдвинутых в океан, например Филиппинском, характер осадконакопления приближается к океаническому. Как и в океанах, здесь отсутствует в осадках обломочный материал континентального происхождения. Из-за значительной глубины котловин широкое развитие получают, особенно в четвертичное время, пелагические глинистые осадки. Как и в океанах, здесь имеются признаки повышения фациальной глубокководности осадков снизу вверх по разрезу (см. рис. 73, скв. 296). Отличия заключаются в увеличении мощности осадочного чехла из-за широкого распространения пирокластических осадков типа тефротурбидитов (хотя в наиболее глубоких частях мощность чехла не превышает нескольких сот метров).

Океаническая кора окраинных морей типа Филиппинского, по-видимому, образована в результате раздвига более древней океанической коры [Геология дна..., 1980]. Базальтовый слой океанической коры Филиппинского моря образован слабодифференцированной серией вулканитов с тенденцией к контрастности с модами в области базальтов, андезито-базальтов и дацитов. Преобладают породы толентовой серии, высокоглиноземистые и щелочные оливин-базальтовые им подчинены. В щелочной оливин-базальтовой серии отсутствуют породы с содержанием $K_2O > 1\%$. Эти базальты по химическому составу занимают промежуточное положение между базальтами срединно-океанических хребтов и базальтами островных дуг (см. табл. 4). Базальты абиссальной котловины Филиппинского моря близки океаническим толентовым базальтам по содержанию Fe и

Mg, но отличаются от них более низким содержанием Ti и более высоким — K. По этим признакам они ближе к островодужным базальтам. К вулканическим сериям из основания островных дуг они близки также по характеру дифференциации — появлению пород кислого состава и присутствию щелочного тренда на диаграммах *AFM*, характерного для пород щелочной оливин-базальтовой серии.

В окраинных морях, приближенных к континенту, резко возрастает (по сравнению с океанами и окраинными морями типа Филиппинского) мощность осадочного чехла из-за привноса терригенного материала с континента и пирокластического — с островных дуг. Так, в Японском море мощность осадочной толщи 2—4, в Беринговом — 3—10 км [Геология океана..., 1980]. Из-за большой своей мощности осадочная толща нигде целиком не вскрыта скважинами, поэтому не ясно, сохраняются ли здесь особенности строения чехла, характерные для океанов, в частности, наблюдается ли смена относительно мелководных отложений более глубоководными снизу вверх по разрезу или возможна более сложная картина.

Наиболее распространены следующие формации: туффито-карбонатно-терригенная, туффито-кремнисто-терригенная и гемипелагическая глинистая [Безруков, Мурдмаа, 1971; Боголепов, Чиков, 1976]. Две первые формации характеризуются сложным чередованием терригенных, вулканогенных и биогенных осадков: в бореальной зоне — кремнистых диатомовых (см. рис. 73), в субтропической и тропической зонах — карбонатных и кремнистых. Преобладание терригенных осадков, широкое развитие турбидитов и большие мощности сближают эти формации с приконтинентальными в океанах. Отличием является присутствие в отложениях окраинных котловин большого количества кремнистого и пеплового материала. Последний в основном имеет андезито-базальтовый и липарито-дацитовый состав. Формация гемипелагических глин распространена на глубинах, превышающих 4,5—5 км, характеризующихся слабым терригенным питанием. От собственно пелагических глин океанического ложа они отличаются примесью пеплового материала и более высокими скоростями накопления, присутствием прослоев кремнистых илов. В окраинных морях, приближенных к континенту, в настоящее время происходит накопление андезитовых формаций, а базальтовые комплексы океанической стадии развития имеют, по-видимому, в основном мезозойский возраст. О составе этих комплексов можно ориентировочно судить по вулканитам на островах Монерон и Улындо в Японском море [Васильковский, Евланов, 1978] (см. табл. 4). По химическому составу они отличаются от комплексов базальтов Филиппинского моря увеличением доли пород щелочной оливин-базальтовой серии и резким снижением доли пород толеитовой серии. Это находит отражение в увеличении количества как Na_2O , так и K_2O . Очень характерно снижение концентраций MgO и увеличение — Al_2O_3 . По низкому содержанию TiO_2 , высокому Al_2O_3 и умеренной железистости они близки к базальтам из основания островных дуг. Однако низкая магнезиальность и относительно большая щелочность сближает их с континентальными типами.

Континентальные рифты. Представляют собой узкие линейные зоны растяжения континентальной коры, ограниченные разломами. Процессы растяжения в этих структурах приводят к уменьшению мощности континентальной коры и образованию систем грабенов, при этом возможно возникновение океанической коры. Типичным примером континентальных рифтов с новообразованной океанической корой является Красноморский рифт. Предполагают, что образование океанов начинается с формирования структур такого типа [Тектоника..., 1980]. Континентальные рифты отличаются большим своеобразием процессов вулканизма и осадконакопления [Милановский, 1976; Континентальные..., 1981].

Мощность осадков, выполняющих рифты, составляет 3—4, иногда 5—7 км. Формационный ряд осадочных пород включает два комплекса. Нижний моласоидный, состоящий из продуктов разрушения бортов рифтового прогиба, представлен терригенными осадками (кварц, полевые шпаты), пестрыми по грану-

лометрическому составу, озерного, аллювиального, пролювиального, иногда ледникового генезиса. Типичны также лагунные и морские осадки кластические и карбонатные (в том числе содовые), кремнистые (диатомовые, опаловые), сульфидные, эвапоритовые. Эвапоритовая толща в Красном море (скв. 225—227) представлена чередованием ангидрита и галита с доломитизированными аргиллитами и черными углеродистыми аргиллитами с пиритом и повышенным содержанием ванадия.

При продолжающихся процессах растяжения мелководные осадки сменяются глубоководными, представленными серыми алевролитистыми глинами с наннопланктоном, включающими металлоносные осадки, обогащенные железом, марганцем, иногда сульфидами и баритом. Отложение хемогенных и металлоносных осадков происходит в условиях поступления гидротермальных растворов [Бутузова, Лисицина, 1983].

В строении рифтовых комплексов ведущую роль играют вулканогенные образования. По данным Эль-Хиннави [El-Hinnavi, 1964] и В.А. Кутолина [1969], в вещественном составе преобладают щелочные оливиновые базальты, которые сопровождаются разнообразными субщелочными, щелочными и кислыми дифференциатами — трахибазальтами, муджиритами, трахитами, нефелиновыми базальтами, фонолитами, риолитами. Для щелочных оливиновых базальтов характерны относительно низкие содержания SiO_2 и относительно высокие — MgO . По этим параметрам их превосходят лишь базальты сводово-глыбовых вулканических поднятий океанов.

По данным В.Г. Казьмина [1982], устанавливается зависимость между скоростью раскрытия рифта и составом вулканитов. Для рифтов с низкими скоростями раскрытия (западный рифт в Восточной Африке, Рейнский грабен) характерны вулканиты с повышенной щелочностью как калиевого, так и натриевого ряда. При умеренных скоростях доминируют щелочные базальты и трахиты, щелочные риолиты (Эфиопский, Кенийский рифты), при высоких скоростях (1—2 см/год; рифт Афар) — базальты промежуточного типа (щелочные оливиновые базальты); с началом океанического раскрытия (Красное море, см. табл. 1), независимо от скорости раскрытия, изливаются низкокальциевые толеитовые базальты, близкие океаническим. Одновременно с изменением состава от щелочных базальтов к толеитам происходит увеличение объема изверженного материала, т.е. на рифтовой стадии развития эволюция вулканизма происходит в направлении от щелочного оливин-базальтового к толеитовому. Характерна дву-modalность вулканических серий. На диаграммах *AFM* также отчетливо выявляются щелочная и толеитовая тенденции дифференциации.

Внутренние моря. Типичными примерами их являются Средиземное и Черное моря. Морфологически в них выделяются шельф, склон котловины, прорезанный многочисленными каньонами, шлейф котловины и абиссальная равнина. Глубина бассейнов достигает 5000 м (Эллинская впадина), но, как правило, не превышает 1500—2800 м. Подводными поднятиями, островами, полуостровами они могут разделяться на несколько котловин.

По строению земной коры они занимают промежуточное положение между океаном и континентом. Происхождение коры такого типа не вполне понятно, не ясен и ее состав. Одни исследователи считают их остаточными бассейнами палеоокеана Тетис, другие — новообразованными структурами [Артюшков и др., 1980; Росс, 1979; Биджю-Дюваль и др., 1979].

По особенностям строения и формационного выполнения внутренние моря сходны с окраинными морями, приближенными к континенту. Здесь очень велика мощность осадочного чехла. Так, в Средиземном море она 10—16, а в Черном — 4—8 км [Геология океана..., 1980]. В составе осадков преобладают терригенные обломочные накопления, снесенные по подводным каньонам с континентального обрамления и отложенные автокинетическими потоками. Существенное значение

приобретают подводно-оползневые накопления и гравитационные покровы. Характерно повышение фациальной глубинности осадков снизу вверх по разрезу. Специфической особенностью внутренних морей, связанной с их замкнутостью, изоляцией от океана, является распространение эвапоритовой формации и алевроглинистых осадков, обогащенных органическим углеродом и сероводородом.

Вулканические комплексы внутренних морей изучены слабо из-за большой мощности осадочного чехла. Об их составе ориентировочно можно судить по вулканитам, развитым на островах Средиземного моря. Более скудные знания у нас о вулканитах, распространенных во впадинах. Сведения о вулканических комплексах внутренних морей заимствованы нами из работы И.В. Лучицкого [1971] и А.Ф. Белоусова, А.П. Кривенко, З.Г. Поляковой [1982]. Исходя из приведенных этими авторами данных, можно заключить, что во внутренних морях ассоциации вулканогенных пород отличаются большим разнообразием. Здесь распространены как существенно базальтовые комплексы, тяготеющие к впадинам (например, четвертичные вулканиты банки Грэхэм, неогеновые Тирренского моря), так и ассоциации базальто-липаритового, липарито-базальтового и андезито-дацитового составов (например, четвертичные вулканиты Южно-Эгейской островной цепи), а также трахитоидно-базальтовые, включающие аггаитовые породы (например, четвертичные вулканиты о-ва Линос). Изредка встречаются малообъемные комплексы существенно кислых вулканитов (например, вулканиты надводной части о-ва Пантеллерия). На островах преобладают вулканы центрального типа, выбрасывающие большое количество пирокластического материала. Во впадинах, вероятно, имеются и трещинные излияния. С подводными вулканами центрального типа, их эксгалационно-гидротермальной деятельностью иногда связаны железистые осадки.

Базальты внутренних морей превосходят океанические по общей щелочности повышенным содержаниям SiO_2 . Однако наиболее характерной их чертой являются резкие колебания содержаний многих петрогенных окислов: TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , P_2O_5 (см. табл. 4), что говорит о большей дифференцированности этих комплексов. По мнению А.Ф. Белоусова с соавторами [1982], под впадинами внутренних морей фронт массового магмообразования, по-видимому, лишь в пределе поднимался в самые верхние горизонты мантии и кору, чаще оставаясь на глубинных уровнях. Это объясняет довольно высокую магнезиальность базальтов внутренних морей, а также их высокую титанистость и калиеность, относительно небольшое значение вулканитов кислого состава. Пониженный уровень содержания калия в базальтоидах и кислых вулканитах внутренних морей по сравнению с континентальными отражает более примитивный состав литосферы под внутренними морями, деградацию ее в результате растяжения континентальной коры и мантии под ней. В целом базальты внутренних морей, судя по имеющимся данным, наиболее близки базальтам окраинных морей, приближенных к континенту.

БАССЕЙНЫ С КОРОЙ ОКЕАНИЧЕСКОГО И ПЕРЕХОДНОГО ТИПОВ В КАЛЕДОНИДАХ АЗИИ

Как было показано, в каледонидах Азии на ранних этапах их развития выделяются по крайней мере четыре типа бассейнов с корой океанического и переходного типов, различающихся своими размерами, строением, характером вулканизма и составом осадочных формаций. Рассмотрим последовательно их особенности, а также черты сходства и различия с современными бассейнами.

Казахстано-Монгольский палеоокеанический бассейн. Эта структура в раннем кембрии занимала огромное пространство от Улутау-Северо-Тяньшанского поднятия на западе до Дзабханской зоны на востоке (см. рис. 24). На всей этой площади бассейн имел кору океанического типа. Лишь вблизи зон сочленения с континентальными блоками (Шорско-Батеневская, Ерементавская структурно-формационные зоны), возможно, существовала кора переходного типа. В океани-

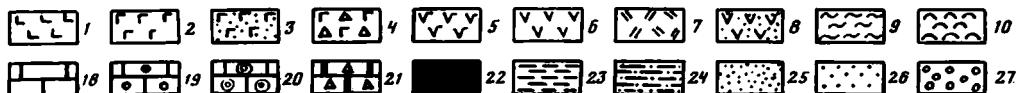
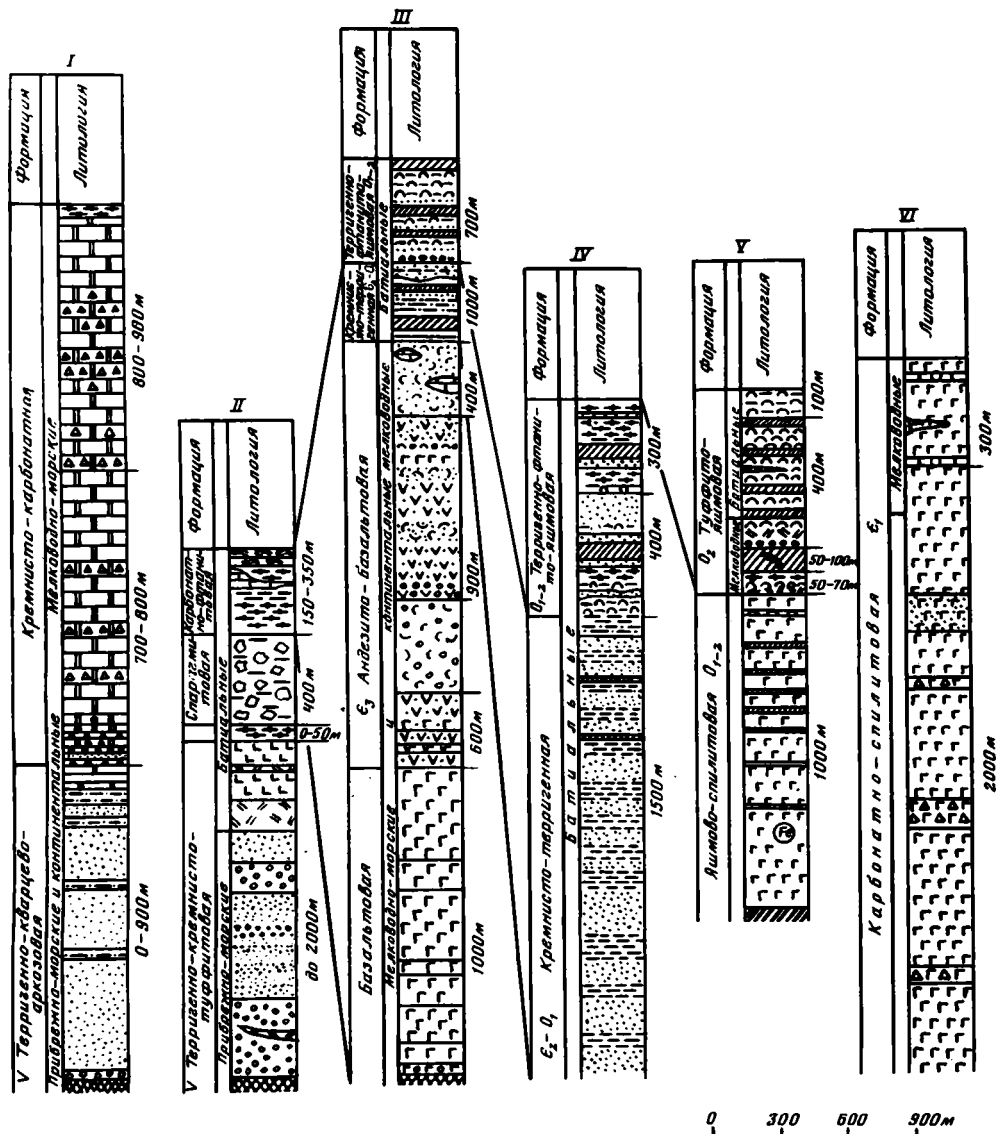


Рис. 76. Схема сопоставления разрезов раннегеосинклинальных формаций каледонид Азии

1 — диабазы, базальты; 2 — спилиты; 3 — туфы основного состава; 4 — лавовые брекчии основного состава; 5 — андезиты; 6 — андезито-базальты; 7 — лавы и туфы кислого состава; 8 — туфы среднего состава; 9 — зеленые сланцы по тегрогенным породам; 10 — кремнистые туфиты и туфопелиты; 11 — туфоконгломераты; 12 — кремнисто-глинистые сланцы; 13 — фтаниты и углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы; 14 — яшмы; 15 — кремни; 16 — окремненные доломиты; 17 — доломиты; 18 — известняки; 19 — онколитовые известняки; 20 — водорослевые известняки; 21 — карбонатные брекчии; 22 — фосфориты; 23 — аргиллиты, глинистые сланцы; 24 — алевролиты;



223

ческой коре четко выделяется базальтовый слой, представленный спилитовыми формациями, залегающий на меланократовом основании. Нижняя часть этого слоя почти не содержит осадочных пород. Последние появляются лишь вблизи континентальных окраин (например, спилито-фтанито-сланцевая формация). В верхней части базальтового слоя количество осадочных и пирокласто-осадочных пород заметно увеличивается. В этом видны определенные черты сходства Казахстано-Монгольского бассейна с современными океанами. Однако в Казахстано-Монгольском бассейне отсутствует четкое разделение на базальты и осадочный чехол, так как имеет место 200—500-метровая зона чередования базальтов и осадочных пород (рис. 76, разрезы Озерной зоны), выше которой вулканогенные породы не встречаются. Видимо, это связано с тем, что в этом бассейне не существовало системы срединных хребтов, характерных для современных океанов, а имелось множество магмоподводящих трещин. О их местонахождении можно судить по появлению в разрезах большого количества туфов и гиалокластитов, а также рифовых фаций осадочных пород. Предположительно зоны магмопроводящих трещин находились в Чингизской зоне, нагорье Хара-Хира, хр. Дарив, восточной части хр. Сэръ. Этим Казахстано-Монгольский палео-океанический бассейн существенно отличается от современных океанов и обнаруживает сходство с бассейном типа Филиппинского моря.

Как в большинстве современных структур с корой океанического типа, в осадочном чехле Казахстано-Монгольского бассейна наблюдается заметное увеличение глубины осадкообразования снизу вверх по разрезу (см. рис. 76, разрезы Озерной зоны Куртушубинского горста Западного Саяна). Характерно, так же как и в современных океанах, и в бассейнах типа Филиппинского моря, полное отсутствие в центральной части бассейна терригенных пород континентального происхождения, свидетельствующее о значительных его размерах. Заметное количество терригенного материала континентального происхождения, отложенного автокинетическими потоками, появляется лишь на континентальных окраинах (Ерементауская и Шорско-Батеневская структурно-формационные зоны, Западный Саян).

Мощность осадочного чехла в Озерной зоне составляет около 1500 м. При этом верхняя часть его (1000—1200 м) образована тефротурбидитами, привнесенными в бассейн из областей вулканических поднятий, возникших лишь во второй половине раннего кембрия. Там, где тефротурбидиты отсутствуют, например на северо-восточном склоне хр. Дариби, мощность осадочных пород, залегающих выше спилитов, не превышает первых сот метров. Вблизи континентальных окраин толщина осадочного чехла резко возрастает. Так, в Шорско-Батеневской зоне мощность карбонатных и карбонатно-терригенных отложений превышает 3000 м. Таким образом, мощности осадочного чехла в Казахстано-Монгольском бассейне имеют порядок, близкий к таковым в современных океанах и окраинных бассейнах, выдвинутых в океан. С последними их сближает также обилие в чехле пирокластоосадочных пород. Мощность осадочного чехла в Казахстано-Монгольском бассейне значительно меньше, чем во внутренних и окраинных морях, приближенных к континенту. Лишь позднее, на переходной стадии развития в позднем кембрии—тремадоке, этот бассейн заполняется мощным терригенным флишем (до 4000 м) [Вознесенская, Дергунов, 1982].

В современных океанах отчетливо проявляется скольжение стратиграфического объема формаций и омоложение их по направлению к срединно-океаническим хребтам (см. рис. 72, 73). Для Казахстано-Монгольского бассейна таких данных мало из-за недостаточно детальной стратиграфии нижнепалеозойских отложений. Однако в Озерной зоне по направлению к магмоподводящей структуре в окрестностях нагорья Хар-Хира возрастает стратиграфический объем спилитовой формации и омолаживается возраст терригенно-кремнисто-туфитовой. В восточной части хр. Чингиз известны спилитовые комплексы не только раннего

кембрия, но и среднего и верхнего. Также мало данных об увеличении стратиграфического объема осадочного чехла по направлению к континентальным окраинам в Восточном бассейне. Но большинство исследователей считают, что кремнисто-карбонатные толщи Шорско-Батеневской зоны имеют вендско- или поздне-рифейско-раннекембрийский возраст, в то время как в центральной части Озерной зоны, в окрестностях горы Цом-ула (хр. Сэрь) среди спилитов видимого основания разреза мы обнаружили прослой (0,3 м) яшм со спикулами губок не древнее кембрийского возраста.

Для осадочного чехла современных океанов весьма типично обилие перерывов в осадконакоплении, вызванное отсутствием седиментации на поднятиях и эродирующим воздействием придонных течений. Для осадочных пород Казахстано-Монгольского бассейна из-за недостаточно разработанной стратиграфии такие данные отсутствуют. Но, как было показано при описании терригенно-кремнисто-туффитовой формации, здесь широко развиты осадки контурных течений и автокинетических потоков, в которых присутствует обломочный материал внутрибассейнового происхождения. Это позволяет предполагать существование в осадочном чехле рассматриваемого бассейна перерывов и выпадений отдельных стратиграфических горизонтов.

Отличительной чертой современных океанов является их значительная глубина, достигающая в отдельных впадинах 6000—7000 м. Очень трудно оценить глубину Казахстано-Монгольского палеоокеанического бассейна. По всей вероятности, в первой половине раннего кембрия глубина его вряд ли превышала где-либо 500—1000 м. Об этом можно судить по распространению на поднятиях рифогенных известняков, а на склонах и частично в депрессиях — пористых спилитов, межшаровые пространства в которых выполнены пелитоморфным карбонатом. Лишь в южной части Озерной зоны (северо-восточный склон хр. Дариби) на этом стратиграфическом уровне встречены относительно глубоководные фации, представленные плотными спилитами шарового строения, межшаровые пространства в которых заполнены гялокластикой или яшмовидным кремнистым материалом.

Однако позднее, во второй половине раннего кембрия, глубина бассейна заметно увеличилась. Об этом свидетельствует резкое выклинивание карбонатных отложений, развитых на континентальных склонах, отсутствие в осадках терригенно-кремнисто-туффитовой формации Озерной зоны признаков карбонатности. Здесь лишь изредка встречаются маломощные прослои обломочных известняков, состоящих из кластики, привнесенной с мелководья контурными течениями. Косвенным указанием на значительную глубину бассейна в это время служит развитие на больших площадях дистальных тефротурбидитных накоплений с преобладанием туфопелитов.

Тем не менее в осадках Казахстано-Монгольского палеоокеана отсутствуют признаки и доказательства их накопления на абиссальных глубинах. Среди осадков отсутствуют такие, которые можно было бы сравнить с типичными глубоководными осадками современных океанов — пелагическими известковыми илами, красными глубоководными глинами, железомарганцевыми конкрециями. Из типичных осадков глубоководных частей современных океанов в Казахстано-Монгольском палеобассейне встречены в небольшом количестве (один прослой мощностью 1—2 м среди спилитов южнее хр. Хан-Хухэй) лишь рудоносные осадки, представленные гематитистыми яшмами.

Породы, слагающие чехол в центральной части Восточного палеобассейна (карбонатные породы, гялокластиты, пеплистые и гематитистые яшмы в верхах карбонатно-спилитовой формации, тефроиды и туфосилициты терригенно-кремнисто-туффитовой формации), более типичные для формаций, развитых в окраинных морях, выдвинутых в сторону океана. По-видимому, это сходство объясняется тем, что большая часть чехла сформировалась уже после возникновения вулкани-

ческих цепей островодужного типа и разделения Казахстано-Монгольского бассейна на ряд котловин.

Формации, развитые на континентальных окраинах Казахстано-Монгольского бассейна (кремнисто-карбонатная, кремнисто-терригенная турбидитная), имеют много общего с формациями континентальных окраин современных океанов. От близких формаций окраинных и внутренних морей они отличаются формой образованных ими тел. Турбидитные и карбонатные формации в окраинных и внутренних морях часто имеют покровный характер и развиты практически на всей площади акватории (см. рис. 74), в то время как в Казахстано-Монгольском бассейне и современных океанах они, за редким исключением, не прослеживаются далее континентального подножия. Асимметричность строения формационного ряда в них выражена более отчетливо.

В современных бассейнах существует крайнее недосыщение воды кремнеземом, поэтому преобладает его биогенная садка из обезличенного в воде фонда, подчиняющаяся климатической зональности [Лисицын, 1978]. В Казахстано-Монгольском же палеоокеаническом бассейне накопление кремнезема происходило в основном хемогенным или биогенно-хемогенным путем за счет кремнезема, выносимого при эксталяционно-гидротермальной деятельности на континентальных окраинах. Его накопление подчиняется структурной зональности бассейна. Четкая структурная приуроченность геосинклинальных кремнистых осадков подчеркивалась многими исследователями [Хворова, 1968, 1979, 1980а, б; Григорьев, Золотарев, 1979; и др.]. Поэтому трудно сравнить условия накопления современных диатомовых радиоляриевых илов с древними биогенно-хемогенными.

Причины таких изменений условий седиментации недостаточно ясны. Возможно, они обусловлены процессами эволюции Земли, в частности изменением состава гидросферы в результате расцвета диатомовых и исчезновением спилитовых формаций, с которыми парагенетически связано геосинклинальное кремненакопление. Возможно, имеет значение и большая глубоководность современных океанов. Так, по мнению И.В. Хворовой [1980б], в результате углубления современных бассейнов по сравнению с палеоокеаническими оказались разобщенными по вертикали источники выноса кремнезема гидротермами, в большом количестве установленные в настоящее время в современных океанах, и поверхностная 500-метровая зона обитания радиолярий, фиксирующих кремнезем. Если последний процесс действительно способен оказать влияние на осаждение кремнезема, то некоторое его воздействие возможно и в Казахстано-Монгольском палеобассейне. Как уже говорилось, для центральных, очевидно наиболее глубоководных частей его, кремненакопление не характерно. Оно тяготеет к континентальным окраинам и сочетается с относительно мелководным карбонатакоплением (см. рис. 10).

Обстановка накопления туфосилицитов в Казахстано-Монгольском бассейне имеет много общего с обстановкой накопления кремнисто-туфитовых и туфово-диатомовых осадков в окраинных морях [Гершанович, 1964; Безруков, Мурдмаа, 1971; Hein et al., 1979], где на осадконакопление оказывает влияние андезитовый вулканизм в островных дугах. В обоих случаях тонкий пепловый материал является благоприятной питательной средой для развития организмов с кремневым скелетом. Дополнительным источником кремнезема могут быть азотные щелочные термы, сопровождающие островодужный вулканизм.

Таким образом, обстановка кремненакопления в Казахстано-Монгольском бассейне обладала рядом специфических особенностей. Однако здесь имелись и некоторые аналоги с современным кремненакоплением. Так, наблюдаемая пространственная разобщенность базальтового вулканизма и кремненакопления сближает его с океанским. Совместное осаждение кремнезема и пеплового материала в сочетании с андезитовым вулканизмом в Казахстано-Монгольском палеобассейне сходно с кремненакоплением в окраинных морях.

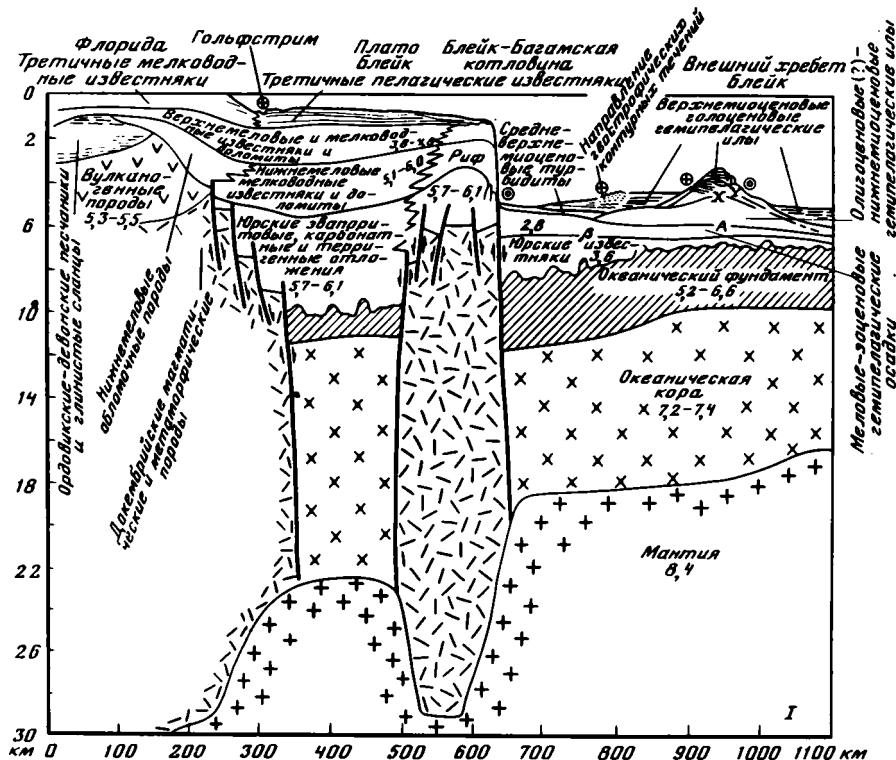


Рис. 77. Схематический структурный разрез платформ Флорида, плато Блейк, Блейк-Багамской котловины, внешнего хребта Блейк [Шеридан, 1978]

Цифры на схеме — скорости прохождения волн

Карбонатонакопление на континентальных окраинах Казахстано-Монгольского палеобассейна имеет много общего с карбонатонакоплением на континентальных окраинах западной части Атлантического океана, например, на Багамских островах, плато Блейк и др. (рис. 54, 77). Близка интенсивность карбонатонакопления, присутствуют сходные генетические типы карбонатных отложений. Но среди собственно океанских осадков карбонатные отложения распространены значительно шире, чем в центральных частях Казахстано-Монгольского палеоокеанического бассейна, где практически отсутствуют пелагические известняки. По-видимому, хотя бы частично это связано с понижением в мезозое—кайнозое уровня карбонатной компенсации в связи с сокращением в атмосфере содержания углекислого газа.

Современное карбонатонакопление связано с климатической зональностью и тяготеет к аридным областям экваториальной зоны [Лисицын, 1978]. Мы имеем мало данных о климате в венд-кембрийскую эпоху, однако есть все основания полагать, что и здесь аридный климат был наиболее благоприятен для карбонатонакопления, особенно доломитообразования. Например, в пользу сухого жаркого климата на северо-восточной континентальной окраине Казахстано-Монгольского бассейна, где максимально развиты карбонатные толщи, говорит широкое развитие на примыкающей Сибирской платформе разновозрастных красноцветных и соленосных отложений.

Обломочная седиментация в Казахстано-Монгольском палеоокеаническом бассейне имеет много общего с обломочной седиментацией в современных океанах. В обоих случаях терригенный материал континентального происхождения,

отложенный различными автокинетическими потоками, тяготеет к континентальным окраинам, а в центральных частях бассейнов отсутствует. Здесь имеются лишь обломочные породы, возникшие за счет размыва внутрибассейновых поднятий.

Сравнивая особенности базальтового вулканизма Казахстано-Монгольского бассейна с современным океанским, можно сказать следующее: сходство заключается в одинаковом типе подводных трещинных излияний слабо дифференцированной базальтовой магмы, а также в тенденциях изменения и характере крупноплощадной зональности составов в Казахстано-Монгольской бассейне и современных базальтов на линии океан—континент. Отличия обусловлены спилитизацией древних базальтов, возникшей, по-видимому, из-за обогащенности магматических расплавов летучими компонентами. Следствием этих процессов является большое количество щелочей и некогерентных элементов (Sr, Ba), более низкие содержания в них Mg и тугоплавких когерентных элементов (Cr, Ni). Кроме того, в Казахстано-Монгольском палеобассейне на континентальных окраинах более широко развиты вулканиты кислого состава и вообще отсутствуют щелочные вулканиты.

В целом, как уже говорилось в гл. II, толентовые базальты центральной части Казахстано-Монгольского бассейна (Озерной зоны) по химическому составу и геохимическим особенностям существенно отличаются от океанических, несмотря на значительное петрохимическое разнообразие последних. Они занимают промежуточное положение между океаническими и континентальными типами. Больше сходства обнаруживается с базальтами Филиппинского моря. Причины таких существенных отличий состава базальтового слоя океанической коры Казахстано-Монгольского палеоокеанического бассейна от современных океанов вызваны, по-видимому, большей интенсивностью дегазации мантии в нижнем палеозое, меньшим тепловым потоком, меньшим температурным градиентом, существовавшими в верхней мантии под Казахстано-Монгольским палеоокеаническим бассейном по сравнению с современными океанами. В этих предположениях можно опираться на данные Л.Н. Когарко и И.Д. Рябчикова [1978], указывающие на то, что при меньшей степени плавления мантийного субстрата интерстициальный расплав должен быть обогащен водой и некогерентными элементами, такими, как K, Rb, Ba, Sr, V, P, что характерно для многих спилитовых формаций Казахстано-Монгольского бассейна.

Таким образом, подводя итог обзору особенностей строения, седиментации и вулканизма Казахстано-Монгольского палеобассейна в сравнении с современными бассейнами с корой океанического типа, следует заключить, что эта структура весьма своеобразна и отличается от всех современных бассейнов. Огромные размеры площади с океаническим типом строения коры, четко выраженные континентальные склоны, подводный толентовый магматизм, отсутствие на большой площади терригенного материала континентального происхождения, закономерности строения осадочного чехла и его мощность заставляют считать, что палеобассейн наибольшее сходство имеет с современными океанами и с окраинными морями, выдвинутыми в океан. При сравнении с современными океанами (система типа континент—Южно-Китайское море — Филиппинское море), наибольшее значение имеет одинаковый тип подводных трещинных излияний базальтовой магмы и сходство крупноплощадной зональности составов вулканитов в Казахстано-Монгольском бассейне и вулканитов на линии океан—континент. Эти особенности отражают сущность процессов формирования океанической коры, а отличия в химическом составе вулканитов могут быть и обусловлены процессами эволюции Земли и верхней мантии. Коренным образом отличен Казахстано-Монгольский бассейн от внутренних морей (типа Черного и Средиземного) как по формационному выполнению и мощности осадочного чехла, так и по особенностям распределения терригенного материала континентального происхождения.

Тектурмасский бассейн. Он возник (см. рис. 71, 76) в конце раннего кембрия или в ордовике, видимо, в результате деструкции более древней океанической коры Казахстано-Монгольского палеоокеанического бассейна в тылу Чингизского вулканического поднятия, в котором в это время проявился преимущественно андезитовый вулканизм центрального типа. Фрагменты этой новообразованной океанической коры сохранились в Тектурмасском, Северо-Балхашском и Майкаин-Кызылтасском антиклинориях Тектурмасской структурно-формационной зоны (яшмово-спилитовая формация итмурундинской, карамурунской, базарбайской и майкаинской свит и связанные с ней гипербазиты). В океанической коре четко выделяется базальтовый слой, залегающий на серпентинитовых меланжах и габбровых брекчиях более древней океанической коры. Базальтовый слой представлен низкомagneзиальными спилитами повышенной щелочности, по составу имеющими сходство с базальтами окраинных морей, приближенных к континенту (см. табл. 4). Сходство с вулканитами окраинных морей подчеркивается появлением небольшого количества лав и пепловых туфов кислого состава. Повышенная щелочность спилитов как и базальтов окраинных морей, видимо, связана с вторичной рифтогенной природой Тектурмасского бассейна и близостью континентальных блоков земной коры — Улутау-Северо-Тяньшанского и Джунгаро-Балхашского.

Среди спилитов изредка встречаются маломощные (0,5—5 м) линзы яшм и туфосилицитов. На контакте яшм и спилитов обычно присутствуют железистые породы, сходные с рудоносными осадками океанов (см. рис. 15). Сами яшмы по геохимическим особенностям также близки рудоносным осадкам океанов. Количество прослоев яшм увеличивается по направлению к континентальному склону бассейна — в Северо-Балхашском антиклинории, а также Ерементауской структурно-формационной зоне, где яшмово-спилитовой формации по возрасту соответствуют кремнисто-терригенная и спилито-терригенная формации (зонгарская и сатыбайская свиты) и частично терригенно-фтанито-яшмовая. Иногда среди спилитов в Тектурмасском антиклинории встречаются маломощные прослои кварц-полевошпатовых и граувакковых песчаников континентального происхождения. Количество их увеличивается по направлению к Ерементауской структурно-формационной зоне.

Преобладание в базальтовом слое Тектурмасского бассейна низкомagneзиальных спилитов повышенной щелочности, появление в центральных частях бассейна вулканитов кислого состава и прослоев песчаников континентального происхождения существенно отличает его как от описанного выше Восточного бассейна, так и от современных океанов. Гораздо больше сходства имеется с окраинными морями, приближенными к континенту.

Спилиты по довольно четкой границе сменяются отложениями туффито-яшмовой формации, образующими осадочный чехол этого бассейна с корой океанического типа. Этим Тектурмасский бассейн отличается от Казахстано-Монгольского, в котором почти нигде нет четкого разделения на базальтовый слой и осадочный чехол. Возможно, это связано с рифтогенной природой Тектурмасского бассейна и существованием лишь одной зоны растяжения.

В осадочном чехле Тектурмасского бассейна отчетливо проявлено увеличение глубины осадкообразования снизу вверх по разрезу (см. рис. 20, 76, описание туффито-яшмовой формации), отражающее углубление бассейна по мере развития процессов растяжения, как и в современных бассейнах с корой океанического типа. Мощность осадочного чехла в Тектурмасском бассейне не превышает 400—600 м. Лишь на его континентальном склоне в Ерементауской структурно-формационной зоне мощность разновозрастных осадков увеличивается до 1500—2000 м. Малая мощность осадочного чехла сближает Тектурмасский бассейн с современными океанами и окраинными морями, выдвинутыми в океан, и свидетельствует о его значительных размерах, возможно, большой глубине.

Континентальный склон Тектурмасского бассейна (Ерементавская структурно-формационная зона) в значительной мере унаследован от более древнего Казахстано-Монгольского бассейна. Здесь в среднем ордовике, как и в кембрии—раннем ордовике и в большинстве современных бассейнов, развиты формации с большим количеством терригенных пород, отложенных автокинетическими потоками (спилито-терригенная и кремнисто-терригенная формации сатыбайской и зонгарской свит Атасуйского антиклинория, майкульская свита Джалаир-Найманской зоны). Кроме того, существенное развитие получает терригенно-фтанито-яшмовая формация (ерементавская серия, каратасская, монадырская свита). В последней (см. гл. VI) наряду с терригенными турбидитами присутствуют кремнистые породы. При этом если в центральных частях бассейна развиты лишь яшмы, то на континентальном склоне наряду с яшмами получают развитие кремни и фтаниты. Количество последних увеличивается в верхней части континентального склона. Этим подчеркивается асимметричность строения формаций, характерная для склоновых образований.

Как уже говорилось, в современных океанах происходит омоложение возраста формаций по направлению к зонам спрединга. Это явление характерно и для Тектурмасского бассейна, выясненное в последнее время благодаря детальным стратиграфическим работам М.З. Новиковой, и Н.А. Герасимовой [1984]. Так, в центральной части Тектурмасского бассейна туффито-яшмовая формация (базарбайская свита) имеет раннекарадокский возраст. Распространенная в этом же районе, но в другой тектонической пластине, туффито-яшмовая формация (тектурмасская и зонгарская свиты) не моложе лланвирна. В то же время родственная терригенно-фтанито-яшмовая формация, развитая на континентальном склоне бассейна, имеет уже аренгский возраст. Это подтверждает спрединговую природу Тектурмасского бассейна.

Как и в осадочном чехле современных океанов, так и в Тектурмасском бассейне, вероятно, существуют перерывы в осадконакоплении, по которым могут выпадать отдельные стратиграфические горизонты. Об этом можно судить по обилию эдафогенного обломочного материала (кремнеобломочных пород), возникших при размыве синхронных осадков.

Для современных океанов и многих окраинных морей характерна значительная глубина. Очень трудно оценивать глубину палеобассейнов. По-видимому, можно утверждать, что в Тектурмасском бассейне в конце времени накопления туффито-яшмовой формации она была достаточно большой. Об этом можно судить по малой мощности осадочного чехла, широкому развитию в верхней части туффито-яшмовой формации туфопелитов, представляющих собой дистальные части автокинетических потоков тифогенного материала, по исчезновению в центре бассейна карбонатных пород, присутствующих в небольшом количестве на континентальном склоне. Однако, как и в Восточном бассейне, здесь отсутствуют какие-либо доказательства отложения осадков на абиссальных глубинах.

Специфической чертой осадочного чехла Тектурмасского бассейна, отличающей его как от Казахстано-Монгольского, так и от всех известных современных бассейнов, за исключением, может быть, окраинных, является чрезвычайно широкое распространение в нем кремнистых формаций и биогенно-хемогенных кремнистых пород в них. Уже говорилось (см. гл. IV), что это связано, вероятно, с чрезвычайно интенсивным выносом кремнезема при спилитовом вулканизме повышенной щелочности. Возможно, этому способствовала также гидротермальная деятельность в зонах андезитового вулканизма. Не исключено также, что биогенная садка кремнезема облегчалась небольшой глубиной Тектурмасского бассейна в начальный период накопления туффито-яшмовой формации и совмещением по вертикали областей высачивания гидротерм и зоной обитания радиолярий и губок.

Кроме чисто кремнистых пород, в осадочном чехле Тектурмасского бассейна,

особенно в его верхней части, широко распространены туфосилициты. Их возникновение связано с интенсивным выносом тефры при андезитовом вулканизме. Этот признак характерен и для Казахстано-Монгольского палеоокеанического бассейна, и для современных окраинных морей.

Таким образом, сравнение Тектурмасского бассейна с Казахстано-Монгольским палеоокеаническим и современным бассейнами с корой океанического типа показывает, что он имеет ряд специфических особенностей. В отличие от Казахстано-Монгольского палеоокеанического бассейна он обладает гораздо большим сходством с современными окраинными морями, чем с современными океанами, по составу базальтового слоя океанической коры, обилию кремнистых осадков и туфосилицитов, присутствию в центральных частях бассейна терригенного материала континентального происхождения. С океаном его роднит океанический тип строения коры, четко выраженный осадочный чехол, его малая мощность и распространение рудоносных железистых осадков.

От внутренних морей Тектурмасский бассейн коренным образом отличается и по формационному выполнению и по мощности осадочного чехла.

Конско-Степнякский бассейн. Он возник (см. рис. 24, 71) в конце раннего кембрия в результате деформации континентальной коры Улугтау-Северо-Тяньшанского массива докембрийской складчатости в пределах Конской структурно-формационной зоны и существовал как структура с корой океанического и переходного типов до среднего ордовика. Формации этого бассейна автором почти не изучались. Однако их своеобразие вызывает необходимость кратко остановиться на сравнительной характеристике данного бассейна хотя бы для того, чтобы подчеркнуть его отличия от Казахстано-Монгольского и Тектурмасского бассейнов и показать разнообразие структур в пределах каледонид Азии.

Конско-Степнякский бассейн развивался параллельно с Казахстано-Монгольским, затем с Тектурмасским бассейнами и сообщался с ними преимущественно в южной части Конской структурно-формационной зоны. Кроме того, он соединялся с Байконурским рифтогенным прогибом в районе Ишимской Луки. Как уже говорилось, деформация континентальной коры в пределах Западного бассейна осуществлялась в два этапа — в раннем—среднем кембрии и раннем ордовике. Деструктивные процессы кембрийского времени, по-видимому, не привели к образованию океанической коры на сколько-нибудь значительной площади.

В результате развития здесь базальт-андезито-базальтовые и базальт-трахибазальт-трахидацитовые формации [Минервин, 1972; Новикова, 1974] нередко содержат значительное количество пород кремнекислого состава, отличаются повышенной щелочностью и нигде не ассоциируют с гипербазитами, т.е. в кембрии здесь отсутствует собственно офиолитовая ассоциация. Среди вулканитов туфы преобладают над лавами, в лавах редки шаровые структуры. В ряде мест устанавливается стратиграфическое налегание базальтов на гранитизированные породы докембрия [Минервин, 1972; Борисенко, 1982]. При этом в базальтах появляются горизонты, содержащие обломки кварцитов докембрия. Эти особенности коренным образом отличают Конско-Степнякский бассейн от Казахстано-Монгольского и Тектурмасского, а также от большинства современных структур с корой океанического типа, за исключением рифтовых и внутренних морей.

В Конско-Степнякском бассейне вулканогенные формации нижнего—среднего кембрия сменяются андезито-базальтовой формацией верхнего кембрия или верхнего кембрия—тремадока (акколкинская и аксуйская свиты), отличающейся преобладанием туфов и туффитов, существенно грубообломочным составом, красноцветностью, обликом, близким к молассам. Туфогенный материал в нем имеет андезито-базальтовый, редко дацитовый состав. Эта формация близка по составу и облику к формациям, образующимся в переходную стадию развития земной коры параллельно с развитием андезитового вулканизма на вулканических поднятиях. Однако имеется не меньшее сходство с нижним грубообломоч-

ным комплексом современных континентальных рифтов. Сочетание вулканитов повышенной щелочности и грубообломочных молассоидных мелководных толщ, появление местами металлоносных кремнистых осадков сближает кембрийский Конско-Степнякский бассейн с бассейнами континентальных рифтов.

В начале аренига происходит постепенное углубление бассейна, возможно, из-за усилившихся процессов растяжения и накопления кремнисто-терригенной существенно турбидитной формации (кокдомбакская свита). Обломочный, преимущественно кварцевый материал этой формации образуется за счет разрушения бортов бассейна. Терригенные породы континентального происхождения развиты на всей площади бассейна, что говорит о его относительно небольших размерах в это время. Дальнейшее растяжение приводит к раздвигу континентальной коры и образованию океанической. В результате во второй половине аренигского времени происходит накопление существенно спилитовой формации (сазинская свита), ассоциирующей с гипербазитами. Среди спилитов присутствуют прослои яшм и кварцевых песчаников. Присутствие последних говорит о том, что процессы растяжения не привели к образованию значительных пространств с океаническим типом строения коры.

Одновременно со спилитовой происходит накопление терригенно-фтанитово-яшмовой формации (кушекинская, ишкеольмесская, ирадырская, монадырская и каратасская свиты), развитой на более широкой площади, практически на всей территории Конской структурно-формационной зоны. Она перекрывает также выступы докембрийского фундамента внутри бассейна (Ишкеольмесское поднятие) и на границе с Ерементавской структурно-формационной зоной. Намечается углубление фаций в сторону центральной части бассейна — замещение фтанитов яшмами, исчезновение карбонатных пород, сокращение количества кварцевых песчаников (см. рис. 71). Появление спилитов в сочетании с большим количеством кремнистых пород делает похожим Конско-Степнякский бассейн на Тектурмасский, особенно в его краевых, приближенных к континенту частях. Однако отсутствие в Конско-Степнякском бассейне четкого разделения на базальтовый слой и осадочный чехол, большая мощность (2000—3000 м) осадочных пород, а также широкое распространение на всей площади бассейна терригенных пород континентального происхождения говорят о гораздо меньших его размерах, о значительном влиянии на его развитие и состав формаций континентальных блоков земной коры. Все это не позволяет сравнивать Конско-Степнякский бассейн в раннем—среднем ордовике ни с океанами, ни с окраинными морями, выдвинутыми в океан. Гораздо большее сходство у него имеется с окраинными морями, приближенными к континенту, или с внутренними морями.

Байконурский бассейн. Он заложен в венде (см. рис. 10, 24, 71) в результате деструкции континентальной коры в пределах Сырдарьинско-Улутау-Северо-Тяньшанского массивов докембрийской складчатости, затем существовал как довольно изолированная часть Конско-Степнякского бассейна до среднего ордовика. Судя по отсутствию в этом регионе выходов пород меланократового основания, деструктивные процессы не привели к появлению новообразованной океанической коры. По-видимому, Байконурский бассейн развивался в основном на коре континентального типа, в той или иной мере переработанной деструктивными процессами. Отличительными особенностями этого бассейна, позволяющими выделять его в особый тип, является своеобразие формационного ряда, а также его четкая линейность, грабенообразность, реконструируемые по первичной форме тел, выполняющих эту структуру формаций.

Для нижней части формационного ряда (см. рис. 76) характерны мелководность осадков, их грубообломочный состав и облик, близкий молассам, а также присутствие базальтов повышенной калийности и титанистости, сходных с вулканитами континентальной щелочной оливин-базальтовой формации. Не трудно видеть, что эта часть формационного ряда очень сходна с нижним комплексом

осадков континентальных рифтов. Верхняя часть формационного ряда образована относительно глубоководными конденсированными карбонатными, кремнистыми и глинистыми осадками, обогащенными углеродом, фосфором, сульфидами, рядом редких металлов, в том числе ванадием, молибденом и марганцем. Иногда присутствуют залежи сульфатов, представленные баритом. Как было показано при описании карбонатно-фтанитовой формации, в накоплении этих осадков, по всей вероятности, большую роль играли эксгалационные процессы (проникновение по конседиментационным зонам проницаемости восстановленных флюидов мантийного происхождения). Эта часть формационного ряда Байконурского бассейна благодаря преобладанию конденсированных рудоносных осадков, в накоплении которых существенное значение имели эксгалационные процессы, наиболее сходна с верхним комплексом континентальных рифтов. Отличия заключаются в более широком распространении углеродистых пород и несколько иной металлогенической специализации рудоносных осадков. Причины этих различий нельзя пока объяснять однозначно. Возможно, они связаны со структурной спецификой Байконурского бассейна. Однако не исключено, что они вызваны латеральной неоднородностью мантии Земли и приуроченностью Байконурского бассейна к особой металлогенической провинции. Ведь и современные континентальные рифты довольно существенно различаются между собой по составу вулканитов и осадков. Кроме того, вполне вероятно эволюция во времени состава мантийных флюидов в связи с процессом дегазации Земли.

По набору формаций, особенно по широкому распространению углеродистых пород и большой мощности осадков Байконурский бассейн имеет некоторое сходство с внутренними морями. Однако такому сопоставлению препятствует очень четкая линейная грабенообразная форма Байконурского бассейна, чрезвычайно отличающаяся от округлой котловинной формы внутренних бассейнов. Таким образом, сравнительный анализ особенностей строения, вулканизма, формационных рядов различных структур с корой океанического и переходного типов, существовавших в течение венда, кембрия и ордовика на территории каледонид Азии, показал разнообразие древних бассейнов и их значительные отличия от современных. Наиболее существенным из них, возможно, определяющим все другие, особенно закономерности вулканогенно-осадочного осадконакопления, представляется отличие в составе базальтов. Не исключено, что особый состав магматических выплавок обуславливался особым тектоническим режимом. Однако если петрохимические различия базальтов океанической коры объяснить процессами эволюции Земли и состава ее мантии, то среди каледонских бассейнов можно выделить палеоаналоги современных структур: океана, окраинного и внутреннего морей, а также континентальных рифтов. Очень важно отметить, что между этими древними палеоаналогами наблюдается картина, близкая современной в тенденциях изменения всех признаков строения, состава осадков и вулканитов. Возможно, сходство тенденций изменения имеет большее значение, чем абсолютное сходство, на которое могли оказать влияние процессы эволюции, а также первичная неоднородность Земли.

Проведенное исследование формаций каледонид Азии, типичных не только для рассматриваемого региона, но и для складчатых областей вообще, позволил прийти к следующим основным выводам, имеющим значение как для развития современной теории геосинклиналей, так и для понимания древних процессов осадконакопления и вулканизма.

1. Выделено восемь типов формационных рядов, характеризующих соответствующие им структурно-формационные зоны в каледонидах Азии и показывающих структурную неоднородность этой области уже в начале своего развития.

2. Выделены пять типов структур или бассейнов, в которых накапливались геосинклинальные формации: палеоокеан, малый океанический бассейн, внутреннее море, континентальный рифт и эпиконтинентальное шельфовое море. Каждая структура характеризуется определенным типом строения коры, формационными рядами, а также отличается особенностями вулканизма и осадконакопления.

3. Каледонские структуры существенно отличаются от современных аналогов как некоторыми особенностями строения, так и спецификой осадконакопления и вулканизма. Наиболее существенным отличием, во многом определяющим все другие, является специфика базальтового вулканизма. Базальты каледонского палеоокеана по сравнению с базальтами современных океанов менее магнезиальные, обеднены хромом, никелем и обогащены калием, стронцием и барием. Это позволяет утверждать, что базальты океанической коры каледонского палеоокеана обладали специфическим составом и формировались при иных физико-химических параметрах, чем базальты океанической коры современных океанов.

4. Состав раннегеосинклинальных базальтов существенно отличается от состава базальтов современных структур с корой океанического типа. Однако тенденции латерального изменения химического состава вулканитов в пределах каледонского палеоокеана, так же как в ряду каледонские палеоокеан—малый океанический бассейн—внутренний бассейн—континентальный рифт, сходны с закономерностями изменения состава вулканитов в современных структурах океанов и их окраин. Этим доказываются определенные черты сходства между рассмотренными геосинклинальными бассейнами и современными океанами с их окраинами. Сходство этих тенденций позволяет выявлять древние аналоги современных структур.

5. На геосинклинальное осадконакопление существенное влияние оказывали эндогенные процессы. Образование фтанитов (углеродисто-кремнистых сланцев), по-видимому, генетически связано с проникновением по разломам, ограничивающим рифтогенные структуры, глубинного мантийного восстановленного флюида. Наиболее высокие концентрации редких металлов во фтанитах приурочены к зонам дислокаций, служащих путями проникновения мантийного флюида. Кремнезем яшм является конечным продуктом дифференциации магм, извержение

которых привело к накоплению спилито-диабазовых формаций повышенной щелочности. Фосфориты и алюмофосфаты имеют эксгальационно-осадочный генезис и парагенетически связаны с накоплением фтанитов. Однако обилие кремнезема подавляло накопление фосфатов; крупные их концентрации приурочены к зонам конседиментационных дислокаций на палеошельфах и верхних частях континентальных склонов, в зонах накопления кремнисто-карбонатных формаций.

6. Отличия состава вулканитов и осадков Казахстано-Монгольского палеоокеана и современных океанов, возможно, не столь велики, как выявленные при анализе венд-нижнепалеозойских формационных комплексов каледонид Казахстана, Алтае-Саянской области и Западной Монголии, так как в построениях, принятых в работе, не учтено частичное (или весьма значительное?) уничтожение палеоокеанической коры и палеоокеанического чехла в результате процессов скупивания или субдукции. В современной структуре каледонид лучше всего сохранились формационные комплексы континентальных окраин. Комплексы центральных частей бассейнов очень фрагментарны.

- Авдеев А.В., Альперович Е.В., Вознесенский В.Д. и др. Нижнепалеозойские отложения Северо-Западного Прибалхашья//Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 50—51.
- Анкинович С.Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1961. Ч. 1. 272 с.
- Анкинович С.Г., Анкинович Е.А. Вещественный состав ванадиеносного горизонта в Каратау//Тр. Каз. горно-металлург. ин-та. 1959. N 18. С. 49—68.
- Антонюк Р.М. Вулканогенно-кремнистые формации позднего протерозоя и кембрия востока Центрального Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1974. 26 с.
- Антонюк Р.М., Ляпичев Г.Ф., Маркова Н.Г. и др. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана//Геотектоника. 1977. N 5. С. 71—82.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Механизм образования глубоководных впадин внутренних морей Средиземноморского пояса//Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 5—9.
- Афоничев Н.А., Кошкин В.Я., Михайлов А.Е. и др. О возрасте уртыджальской серии Центрального Казахстана//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N 7. С. 90—93.
- Бабичев Е.А., Борисенко В.И., Великовская Э.М. и др. Раннегеосинклинальные кремнисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонского этапа развития Центрального Казахстана//Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977. С. 91—115.
- Бабурич Л.М., Викулова Л.П., Демин Б.Г. и др. Геохимические параметры и физико-химические условия формирования гидротермальных систем//6-й Симпоз. Междунар. ассоц. по генезису руд. месторождений: Тез. докл. Тбилиси, 1982. С. 10—11.
- Баскина В.А. Вулканизм Исландии//Сов. геология. 1971. N 1. С. 94—107.
- Безруков П.Л. Осадочные формации Индийского океана и их связь с тектоникой//Геотектоника. 1974. N 1. С. 3—17.
- Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Осадочные формации океанов//История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 107—127.
- Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 330 с.
- Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М.: Наука, 1969. 283 с.
- Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканические формации. Новосибирск, 1982. 280 с. (Тр. ИГиГ; Вып. 500).
- Белоусов А.Ф., Налетов Б.Ф., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1974. 211 с.
- Беннисон Дж., Райт А. Геологическая история Британских островов. М.: Мир, 1972. 320 с.
- Берзин Н.А. Меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы// Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 104—129.
- Берман Б.И. Криптовулканическая мобилизация и ее роль в создании рудоносных комплексов// Сов. геология. 1973. N 1. С. 24—36.
- Биджю-Дюваль Б., Летузе Ж., Монтадер Л. и др. Геология бассейнов Средиземного моря// Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т. 3. С. 41—70.
- Боголепов К.В., Чиков Б.М. Геология дна океанов. М.: Наука, 1976. 247 с.
- Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П. Состав органического вещества "черных сланцев" котловины Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал// Литология и полез. ископаемые. 1978. N 5. С. 3—17.
- Богомолов Г.В., Плотникова Н.Н., Титова Е.А. Кремнезем в термальных и холодных водах. М.: Наука, 1968. 112 с.
- Борисенко В.И. Геология раннегеосинклинального каледонского комплекса Ишкеольмесского антиклинория о сопредельных областей северо-востока Центрального Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1982. 23 с.
- Борисенко В.И., Герасимова Н.А., Зайцев Ю.А. и др. О стратиграфии нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых толщ Центрально-

- го Казахстана//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54. Вып. 5. С. 54—66.
- Боровиков Л.И.** Нижний палеозой Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. М., 1955. 250 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 5).
- Боровиков Л.И.** Фосфориты в Атасуysком районе Центрального Казахстана//Разведка и охрана недр. 1960. N 5. С. 11—13.
- Борукаев Ч.** Очерк докембрия Австралии//Вопросы тектоники докембрия континентов. Новосибирск, 1970. С. 198—232. (Тр. ИГиГ; Вып. 129).
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крью К.** Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М.: Мир, 1970. 348 с.
- Броков Г.Н., Балицкий Д.К., Бучарская Г.С., Ярошевич В.М.** Литология и сингенетическая металлогения вулканогенно-осадочного комплекса верхнего докембрия и нижнего палеозоя Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Красноярск, 1970. 153 с. (Тр. СНИИГГИМС; Вып. 101).
- Броков Г.Н., Балицкий Д.К., Ярошевич В.М.** Кремниевые породы верхнего докембрия и кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. Красноярск. 1972. С. 5—20. (Тр. СНИИГГИМС; Вып. 122).
- Бродская Н.Г.** Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука, 1974. 199 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 258).
- Бубнов С.Н.** Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960. 232 с.
- Булыго Л.В., Ившин Н.К.** Стратиграфия. Кембрийская система: Селетинский синклиниорий и Ишкеольмесский антиклиниорий//Геология СССР: Центральный Казахстан. М.: Недра, 1972. Т. 20. Кн. 1. С. 100—104.
- Булыго Л.В., Ившин Н.К., Конева С.П.** О выделении мoberгелловых слоев в Селетинском синклиниории (Центральный Казахстан)//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1981. N 5. С. 48—50.
- Бутузова Г.Ю., Лисицына Н.А.** Металлоносные осадки глубоководных впадин Красного моря (геохимические особенности и характер распределения рудного вещества)//Литология и полез. ископаемые. 1983. N 3. С. 16—32.
- Бушинский Г.И.** Древние фосфориты Азии. М.: Наука, 1966. 92 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 149).
- Васильковский Н.П., Евланов Ю.Б.** Подводные структуры, расположенные к западу от Хоккайдо и Южного Сахалина: Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 156 с.
- Велинский В.В.** Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1968а. 153 с.
- Велинский В.В.** О неупорядоченных альбитах в спилитах//Геология и геофизика. 1968б. N 4. С. 118—124.
- Виноградов В.И., Хераскова Т.Н., Петрова С.Н.** О генезисе стратиформных месторождений барита в кремнистых формациях Казахстана//Литология и полез. ископаемые. 1978. N 2. С. 112—123.
- Владимирский Г.М., Задорожная Н.Н.** Стратиграфия нижнекембрийских отложений (Чингиская свита) юго-западной части Западного Саяна//Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967. С. 200—207.
- Вознесенский В.Д.** Стратиграфия допалеозойских отложений Атасу-Монитинского водораздела//Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 85—89.
- Вознесенская Т.А., Дергунов А.Б.** Строение и тектоническое положение среднекембрийско-тремадоксских отложений Западной Монголии//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 4. С. 79—94.
- Волин А.В.** Брекчии скольжения и тиллиты в связи с проблемой оледенения и перемещения полюсов//Материалы к совещ. "Общ. закономерности геол. явлений". Л., 1966. Вып. 1. С. 31—46.
- Геология дна Филиппинского моря.** М.: Наука, 1980. 261 с.
- Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана.** М.: Наука, 1979. 415 с.
- Геология океана: Геологическая история океана.** М.: Наука, 1980. 464 с.
- Геология и полезные ископаемые Джезказганского рудного района/Под ред. Ш.Е. Есенова, Ю.А. Зайцева.** М.: Недра, 1975. 283 с.
- Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика).** М.: Наука, 1984. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
- Герасимова Н.А.** Строение и некоторые особенности формирования нижнеордовикских кремнисто-терригенных отложений Атасуysкого антиклинория (Центральный Казахстан)//Материалы IV науч. конф. аспирантов и молодых ученых. М.: Изд-во МГУ, 1977. (Сер. геол.; Т. 1). Рукопись деп. в ВИНТИ 15.08.77, N 3263—77 деп.
- Герасимова Н.А., Демидов В.Г., Розанов С.Б.** О фосфатоносности нижнеордовикских кремнисто-терригенных отложений Атасуysкого антиклинория (Центральный Казахстан)//Вест. МГУ. Сер. 4, Геология. 1978. N 1. С. 97—101.
- Герасимова Н.А., Дубинина С.В., Зардиашвили Н.И.** О возрасте кремнисто-терригенного комплекса Атасуysкого антиклинория (Центральный Казахстан)//Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. N 1. С. 151—154.
- Гершанович Д.Е.** Донные отложения центральных и восточных областей Берингова моря//Тр. Всесоюз. ин-та морск. рыбн. хоз-ва и океанографии. 1964. Т. 53. С. 22—31.
- Грачев А.Ф., Поляков А.И.** Кайнозойский рифтовый магматизм: тектонические и петрохимические закономерности//Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985. с. 109—121.
- Григорьев В.Н.** Эффузивно-кремнистая формация офиолитового пояса Малого Кавказа//Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 60—81. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).
- Григорьев В.Н., Золотарев Б.П.** Сравнение геосинклинального и океанического осадкона-

- копления и вулканизма//Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 206—218. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).
- Гудфеллау У.Д. Геохимия стратифицированных свинцово-цинковых месторождений в осадочных вмещающих породах, бассейн Сельвин, территория Юкон, Канада//VI симпозиум. Междунар. ассоц. по генезису руд. месторождений: Тез. докл. Тбилиси, 1982. С. 24—25.
- Дегенс Е.Т. Геохимия осадочных образований. М.: Мир, 1967. 229 с.
- Дергунов А.Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. 215 с.
- Дергунов А.Б. Строение каледонид и развитие земной коры в Западной Монголии и Алтае-Саянской области//Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 183—193.
- Дергунов А.Б., Луvsанданзан Б., Коробов М.Н., Хераскова Т.Н. Стратиграфия венд-нижнекембрийских отложений в хребте Хан-Хухэй//Геология и геофизика. 1983. N 3. С. 20—28.
- Дергунов А.Б., Луvsанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980а. 195 с.
- Дергунов А.Б., Луvsанданзан Б., Палей И.П., Хераскова Т.Н., Хюпиннен Т.П. О соотношении карбонатных венд-кембрийских отложений с более древними образованиями Западной Монголии//Геотектоника. 1980б. N 6. С. 42—48.
- Дергунов А.Б., Хераскова Т.Н. Особенности вулканизма в ранней стадии развития каледонид (Центральный Казахстан и юг Сибири)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. N 5. С. 35—53.
- Детищенко Л.А. Новые данные об органическом веществе формации черных углеродисто-кремнистых сланцев//Изв. АН КиргССР. 1978. N 3. С. 8—15.
- Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов//Геология и геофизика. 1975. N 2. С. 11—15.
- Еганов Е.А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 228 с.
- Жаутиков Т.М., Кленина Л.Н., Журавлева И.Т., Родионов С.С. Новые данные об археоцитах нижнего кембрия хребта Чингиз. Новосибирск: Наука, 1976. С. 127—141. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 296).
- Заварицкий В.А. Спильито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1946. 83 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. 24; Вып. 71).
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 480 с.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана и проблема байкальской складчатости//Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977. С. 67—90.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1979. Т. 14. 250 с.
- Звонцов В.С. О некоторых чертах строения и развития Атасу-Тектурмасского антиклинория//Тр. ИГиН КазССР. 1971. Т. 22. С. 93—102.
- Звонцов В.С. Ранне- и среднепалеозойские кремнисто-базальтовые формации Центрального Казахстана и их тектоническая позиция//Тектоника и магматизм Казахстана. Алма-Ата, 1973. С. 21—40. (Тр. ИГиН АН КазССР; Т. 32).
- Золотарев Б.П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией//Геотектоника. 1979. N 1. С. 22—35.
- Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его применение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Наука, 1972. 240 с.
- Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Ст. 1. Ранне- и среднепалеозойские реконструкции//Геотектоника. 1977. N 2. С. 3—23.
- Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Строение океанических рифтовых зон//Континентальный и океанический рифтогенез: Тез. докл. М., 1982. С. 32—34.
- Зубцов Е.И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. Вып. 1. С. 42—56.
- Иванов С.Н., Нечухин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Принципы изображения и анализа тектоники вулканических поясов//Глубинное строение, магматизм и металлоносность Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976. С. 24—26.
- Ивашин Н.К., Гречушкин П.М., Заравняева В.К., Копятевич Р.А. Материалы к созданию уточненной стратиграфической схемы кембрия Бошкельского региона (Центральный Казахстан)//Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 1. С. 125—132.
- Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн//Тр. совмест. сов.-монг. н.-и. геол. экспедиции. М.: Наука. 1973. Вып. 6. 167 с.
- Ильин А.В. О южном шельфе Сибирского континента в позднем докембрии и кембрии//Геология и геофизика. 1979. N 8. С. 10—19.
- Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии и кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.
- Казьмин В.Г. Развитие рифтов и вулканизм//Континентальный и океанический рифтогенез: Тез. докл. М., 1982. С. 28—30.
- Каледа Г.А. Основные черты эволюции кремнистого осадконакопления//Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 371—393.
- Кани Дж.Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана//Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 154—168.
- Катков Ю.Н. О методике геохимических исследований//Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1963. Т. 45. Вып. 2. С. 16—20.

- Келлер Б.М. Спарагмитовая формация байкальской эпохи складчатости//Геологические формации. Л., 1968. С. 59—60.
- Келлер Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. М.: ВИНТИ, 1973. Т. 5. 120 с.
- Книппер А.Л. О происхождении тиллитоподобных конгломератов Южного Улуту (Центральный Казахстан)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. N 4. С. 66—75.
- Книппер А.Л. Тектоника Байконурского синклинория (западная часть Центрального Казахстана)//Изв. вузов. Геология и разведка. 1963. N 7. С. 3—15.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Кубы). М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).
- Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в магматических процессах//Геохимия. 1978. N 9. С. 1293—1321.
- Колман Р.К. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
- Колясников Ю.А. Проблема происхождения спилитов и особенности спилитизации базальтов Корякского нагорья//Тихоокеан. геология. 1982. N 2. С. 45—51.
- Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. 483.
- Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие магмы с трансмагматическими флюидами//Геохимия, минералогия, петрология: Докл. сов. геологов на 25-й сес. МГК. М.: Наука, 1976. С. 320—328.
- Королев В.Г. Палеогеологическая обстановка формирования нижнекембрийской черносланцевой и фосфоритоносной формации Тянь-Шаня//Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе, 1979. С. 34—35.
- Королев В.Г., Максумова Р.А., Мамбетов А.М. Венд и томтоотский ярус нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане//Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 1. С. 141—144.
- Косовская А.Г., Шутлов В.Д. "Эмбриональная" континентализация океанической коры//Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 48—55.
- Кошелева И.А., Дорохов И.Л. Геохимическая характеристика интрузивных комплексов северо-восточной части Токрауского синклинория (Центральный Казахстан)//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1965. N 5. С. 69—76.
- Красильщиков А.А. Тиллитоподобные породы Северо-Восточной Земли//Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Л., 1967. С. 36—62.
- Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики. М.: Недра, 1972. 151 с.
- Краськов Л.Н. Стратиграфия и трилобиты кембрийских отложений хребта Кендыктас (Южный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1976. 18 с.
- Крашенинников В.А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан)//Вопр. микропалеонтологии. 1977. Вып. 19. С. 124—227.
- Крашенинников В.А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны)//Вопр. микропалеонтологии. 1978. Вып. 21. С. 42—161.
- Кроуэлл Дж. Отложения с рассеянными мегакластами как показатели климата//Пробл. палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 69—83.
- Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая//Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1963. Вып. 13. С. 7—68.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Куно Х. Серии изверженных пород//Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1964. Т. 2. С. 107—121.
- Кутюлин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М.: Наука, 1969. 142 с.
- Липкина М.И., Цой И.Б. Конкреции барита на дне Японского моря//Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. N 4. С. 1002—1005.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 391 с.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. Тиллиты и тиллитоподобные образования//Стратиграфия СССР, верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. с. 566—577.
- Луцц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
- Луцицкий И.В. Основы палеовулканографии. М.: Наука, 1971. Т. 1. 470 с.; Т. 2. 380 с.
- Луцицкий И.В. О кислых магматических породах океанов//Геотектоника. 1973. N 5. С. 22—34.
- Ляпичев Г.Ф. Типы структурно-формационных комплексов и мегакомплексов//Металлогения Казахстана. Алма-Ата, 1977. С. 9—31.
- Манская С.М., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. 315 с.
- Маракушев А.А. Проблема спилитов: (По поводу сборника "Spilites and spilitic rocks")//Геология и геофизика. 1975. N 9. С. 153—157.
- Марков М.С., Соловьева И.А., Чехович В.Д. Островные дуги и становление "гранитного слоя" земной коры//Геотектоника. 1967. N 1. С. 57—76.
- Маркова Н.Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпах-Далы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 364 с.
- Маркова Н.Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1977. 120 с.
- Меланхолина Е.И., Рудник Г.Б. Вещественный состав океанической коры на северо-западе Тихого океана (по данным бурения, драгирования и изучения глубинных ксенолитов)//Строение дна Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. С. 127—156.
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 297 с.
- Минервин О.В. Докембрий. Даркайнагачский антиклинорий и южное обрамление Кокчетав-

- ского массива//Геология СССР: Центральный Казахстан. М.: Недра, 1972. Т. 20. С. 57—59.
- Миртов Ю.В., Цыкин Р.А., Валушенич Э.А., Александров К.И. Марганценозные формации нижнего кембрия и верхнего докембрия (синия) Западной Сибири//Осадочные формации Сибири. Новосибирск, 1964. С. 110—118.
- Михайлов А.С., Смайлсын А.О., Светлицкий Н.И., Суховерхова М.В. Геолого-геохимические особенности некоторых фосфоритоносных формаций Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1970. С. 33—71. (Тр. СНИИГГИМС; Вып. 48).
- Мкртычян А.К. Фосфоритоносная вулканогенно-осадочная формация Кузнецкого Алатау//Геология и геофизика. 1966. N 2. С. 39—48.
- Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 191 с.
- Моссаковский А.А., Дергунов А.Б. Каледониды Казахстана и Центральный Азия: Тектоническая структура, история развития и палеотектоническая обстановка//Геотектоника. 1983. N 2. с. 16—33.
- Мурдмаа И.О. Распространение формаций и их стратиграфическое положение//Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979а. С. 7—13.
- Мурдмаа И.О. Условия накопления осадочных формаций//Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979б. С. 167—185.
- Нестеренко Г.В. Ферробазальты дна океана//Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис: Тез. докл. М., 1980. С. 45—46.
- Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана. Алма-Ата, 1972. Ч. 1. 240 с.
- Никитчин П.А. О находке ультраосновных вулканитов в Западной Туве//Краткие тез. к 3-й конф. по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой обл. Новосибирск, 1972. С. 82—85.
- Николаев Г.Д., Ислам М.Р. Геохимические исследования базальтов и ассоциирующих с ними пород дна океана//Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 75—90.
- Новикова М.З. Эволюция состава нижнепалеозойских базальтов Степнякского синклинария (Северный Казахстан)//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1974. N 6. С. 90—93.
- Новикова М.З. Эволюция раннепалеозойского геосинклинального вулканизма Степнякского синклинария (Северный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1975. 29 с.
- Новикова М.З., Борисенко В.И., Буяковская К. и др. Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Ишкельмесского и Еремантау-Ниязского антиклинориев//Проблемы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980. Кн. 1. С. 85—101.
- Новикова М.З., Герасимова Н.А., Дубинина С.В. Конодонты из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья//Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. N 6. С. 1449—1450.
- Новикова М.З., Рязанцев А.В., Дубинина С.В. О возрасте акдымской серии Еремантау-Ниязского антиклинория (Центральный Казахстан)//Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. N 2. С. 453—455.
- Окамото Г., Окура Т., Гото К. Свойства кремнезема в воде//Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 196—209.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого//Геотектоника. 1969. N 4. С. 5—23.
- Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В. и др. Проблема внутриматериковых геосинклиналей//XXIV сес. МГК: Докл. сов. геол. Probl. 3. Тектоника. М.: Наука, 1972. С. 27—37.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Кнунпер А.Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс//Докл. АН СССР. 1971. Т. 196. N 3. с. 657—659.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса//Сов. геология. 1976. N 12. С. 7—25.
- Петрова М.А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях//Тр. МГРИ. 1958. Т. 32. С. 47—56.
- Петтиджен Ф., Поттер Л., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с.
- Поплаво Е.М., Иванова В.В., Орехов В.С., Тарасов Ю.А. Особенности металлоносности горючих сланцев и некоторые предположения об их генезисе//Геохимия. 1978. N 9. С. 1411—1418.
- Пупышев Н.А. Новые данные по стратиграфии вендских и кембрийских отложений Атасу-Моинтинского водораздела//Допалеозой и палеозой Казахстана. М.: Наука, 1974. Т. 1. С. 145—151.
- Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Пуцаровский Ю.М. Тектонические движения в океанах//Геотектоника. 1978. N 1. С. 3—18.
- Пуцаровский Ю.М. Проблемы тектоники океанов//Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 123—175.
- Радченко О.А., Коперина В.В. Применение термического анализа к изучению рассеянного органического вещества пород//Докл. АН СССР. 1960. Т. 135. N 3. С. 713—716.
- Росс Д. Черное море//Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т. 3. С. 14—27.
- Ротараш И.А., Клепиков Н.А., Гредюшко Е.А. Нижнепалеозойские олистостромы Чингиз-Тарбагатайского антиклинория//Геотектоника. 1980. N 4. С. 52—62.
- Руженцев С.В., Марков М.С., Некрасов Г.Е., Блябжеский С.Г. Краевые моря геосинклинальных областей//Геотектоника. 1977. N 5. С. 95—114.
- Руттен М.Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 445 с.

- Салин Б.А. Кембрийская система: Кендыктас и Чу-Балхашский район//Геология СССР: Южный Казахстан. М.: Недра, 1971. Т. 40. Кн. 1. С. 86—93.
- Самыгин С.Г. Комплексы меланократового основания//Тектоника Казахстана: (Объяснительная записка к тектонической карте 2 500 000 масштаба). М.: Наука, 1982. С. 31—35.
- Сахно В.Г., Вржосек А.А., Моисеенко В.Г. Особенности состава лав дна окраинных морей//Изверженные породы Востока Азии. Владивосток, 1976. С. 19—30.
- Светлицкий Н.И. Вулканогенно-кремнистая фосфатонная формация//Тр. СНИИГГИМС. 1970. Вып. 48. С. 71—85.
- Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Ограниченное вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 117 с.
- Слободской Р.М. Элементоорганические соединения и эндогенное рудообразование//Сов. геология. 1978. N 3. С. 54—67.
- Смилкстын А.О., Суховерхова М.В. Вулканогенные породы в некоторых разрезах кремнисто-карбонатной фосфатитонной формации Батеневского кража и Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Недра, 1969. С. 136—142. (Тр. СНИИГГИМС. Сер. литология и геохимия; Вып. 91)
- Смирнова Н.А., Пупышев Н.А. О корреляции нижнепалеозойских отложений Центрального Казахстана по радиоляриям. Л.: Недра, 1975. С. 63—66. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 226).
- Соколова Е.А. Распределение марганца и фосфора в различных типах пород усинской свиты (нижний кембрий Кузнецкого Алатау)//Докл. АН СССР. 1960. Т. 135. N 3. С. 717—719.
- Соколова И.Б., Ширягина Л.Н. Сванбергит в массиве вторичных кварцитов Жорга//Изв. АН КазССР, Сер. геол. 1971. N 5. С. 70—71.
- Спиридонов Э.М. Геосинклинальные базитовые комплексы северо-востока Центрального Казахстана и их металлогения//Проблемы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980. Кн. 1. С. 102—121.
- Строкин Ю.А. Глубинное строение каледонского фундамента в пределах Карсакпайского поднятия по геофизическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1974. 25 с.
- Тектоника Северной Евразии: (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980. 220 с.
- Тимофеев П.П., Еремеев В.В. Мезозойско-кайнозойские осадочные формации восточной части Атлантического океана (по материалам глубоководных скважин 41 рейса б/с "Гломар Челленджер")//Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. С. 145—166.
- Токмачев С.Г., Кузнецовский А.Г., Палец Л.М. Характерные черты стратифицированных формаций//Геология и металлогения Сарытумской зоны. Алма-Ата, 1976. С. 29—51.
- Филипповская Т.Б., Шевнин А.Н., Дубакина Л.С. Ванадиевые гранаты и гидрогранаты из нижнепалеозойских углито-кремнистых сланцев Ишимской Луки (Северный Казахстан)//Докл. АН СССР. 1972. Т. 203. N 5. С. 1173—1176.
- Фосфориты и апатиты Сибири. М.: Наука, 1980. 232 с.
- Фролова Т.И., Бурикова Н.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.
- Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Толентовые базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1972. N 5. С. 26—41.
- Харланд В.Б. Схема структурной истории Шпицбергена//Геология Арктики. М.: Мир, 1964. С. 11—77.
- Хворова И.В. Кременнакопление в геосинклинальных областях прошлого//Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. Т. 1. С. 9—136. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 135).
- Хворова И.В. Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их формирования//Литология и полез. ископаемые. 1974. N 2. С. 36—48.
- Хворова И.В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей // Литология и полез. ископаемые. 1978. N 4. С. 3—23.
- Хворова И.В. Парагенезисы кремнистых пород в герцинских геосинклиналях // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 38—59.
- Хворова И.В. Вулканизм и осадкообразование // Литология в исследованиях Геологического ин-та АН СССР. М.: Наука, 1980а. С. 9—55.
- Хворова И.В. Эвгеосинклинальное кременнакопление и его отличие от океанического // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. М.: Недра, 1980б. С. 92—95.
- Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Григорьев В.Н. и др. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика). М.: Наука, 1984. 222 с. (Тр. ГИН; Вып. 396).
- Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Золотарев Б.П. и др. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М.: Наука, 1978а. 225 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 311).
- Хворова И.В., Золотарев Б.П., Гусарева А.И. Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1972. N 6. С. 26—41.
- Хворова И.В., Пушкина З.В., Вознесенская Т.А., Гордеева С.Н. К методике изучения тонкозернистых пород из туфовых толщ палеозоя // Литология и полез. ископаемые. 1978б. N 3. С. 96—103.
- Хейнрих Э. Урансодержащие морские черные сланцы: Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 605 с.
- Херасков Н.П. Геология и генезис восточно-башкирских марганцевых месторождений // Во-

- просы литологии и стратиграфии СССР: Памяти академика А.Д. Архангельского. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 328—348.
- Херасков Н.П.* Геологические формации (опыт определения) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. 27. Вып. 5. С. 31—52.
- Херасков Н.П.* Тектоника и формации // Избр. тр. М.: Наука, 1967. 404 с.
- Херасков Н.Н.* Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 117 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 329).
- Хераскова Т.Н.* Строение и условия образования известняково-кремнистой фосфатноносной формации Байконурского синклинория // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1971. Вып. 4. С. 27—40.
- Хераскова Т.Н.* Раннегеосинклинальные формации Байконурского синклинория (Улуту, Центральный Казахстан) // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 4. С. 39—50.
- Хераскова Т.Н.* Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. Вып. 337. С. 5—37.
- Хераскова Т.Н.* Комплексы начальных стадий раскрытия океанических структур // Тектоника Казахстана: (Объяснительная записка к тектонической карте 1:2500000 масштаба). М.: Наука, 1982. С. 25—31.
- Хераскова Т.Н., Антонюк Р.М.* Комплексы океанической стадии // Тектоника Казахстана: (Объяснительная записка к тектонической карте 1:2500000 масштаба). М.: Наука, 1982. С. 36—46.
- Хераскова Т.Н., Дергунов А.Б., Луевсанданзан Б.* Венд-нижнекембрийские формации Западной Монголии // Вopr. геологии Монголии. Улан-Батор, 1983. С. 32—56.
- Хераскова Т.Н., Новикова М.З., Зардиашвили Н.И.* Особенности состава раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Центрального Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 6. С. 47—61.
- Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г.* Комплексы континентального склона // Тектоника Казахстана: (Объяснительная записка к тектонической карте 1:2500000 масштаба). М.: Наука, 1982. С. 46—50.
- Холодов В.Н.* О металлогении венда и кембрия Евразии. Ст. 2. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 4. С. 29—44.
- Холодов В.Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 279 с.
- Хольтедаь У.* Геология Норвегии. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. Т. 1. 424 с.; 1958. Т. 2. 395 с.
- Хоментовский В.В.* Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 270 с.
- Хотин М.Ю.* Вероятный источник кремнезема геосинклинальных кремнистых формаций // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 3. С. 100—122.
- Ху Шу Юнь.* Изучение кембрийских отложений в районе Курук-Тага // РЖ. № 2. Геология/ВИНИТИ. 1960.
- Цветков А.А.* Магматические породы раннего этапа развития Алеутской островной дуги и связанная с ними рудная минерализация // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982. С. 72—86.
- Челидзе Д.Г.* О причинах связи спилитов и силлитов // Докл. АН СССР, 1977. Т. 237. № 2. С. 431—432.
- Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллонды // Проблемы докембрийских оледенений. М.: Наука, 1978. 202 с.
- Шараськин А.Я., Закарпадзе Г.С., Дмитриев Ю.И.* и др. Петрология вулканогенных пород // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 106—148.
- Шатский Н.С.* О марганценовых формациях и о металлогении марганца. Ст. 1: Вулканогенно-осадочные марганценовые формации // Изв. АН СССР. 1954. № 4. С. 3—37.
- Шатский Н.С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Совещ. по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 7—100.
- Шатский Н.С.* Рифейская эра и байкальская складчатость // Избр. тр. М.: Наука, 1963. Т. 1. С. 600—619.
- Шеридан Р.* Атлантическая континентальная окраина Северной Америки // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 82—101.
- Шлезингер А.Е., Янишин А.Л.* Тектоническая неоднородность дна Мирового океана // Сов. геология. 1981а. № 7. С. 41—55.
- Шлезингер А.Е., Янишин А.Л.* Соотношение основных (рифейско-фанерозойских) структур земной коры // АН СССР. Сер. геол. 1981б. № 1. С. 3—20.
- Штейнберг Д.С.* О химической классификации эффузивных горных пород // Магматические формации, магматизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. С. 49—54.
- Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 109 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 278).
- Щека С.А., Куренцова Н.А.* Магматические комплексы океанов // Сов. геология. 1981. № 1. С. 67—76.
- Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 242 с.
- Bertine K.K., Keene J.B.* Submarine barite-opal rocks of hydrothermal origin // Science. 1975. Vol. 188. № 4184. P. 150—152.
- Boström K., Peterson M.N.A.* The origin of aluminium-poor ferromanganese sediments in areas of high heat flow on the East Pacific rise // Mar. Geol. 1969. Vol. 7. № 5. P. 427—447.
- Bouma A.H.* Sedimentology of some flied deposits: A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam; N.Y.: Elsevier, 1962. 168 p.
- Churkin M.J.* Paleozoic marginal ocean basin-volcanic arc systems in the Cordilleran Fold Belt //

- Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ. 1974. N 19. P. 269—291.
- El-Hinnawi E.* Petrochemical characters of African volcanic rocks. 1. Ephiopia and Red Sea Region (including Yaman Aden) // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1964. H. 3. S. 65—81.
- Frey F.A., Bryan W.B., Thompson G.* Atlantic Ocean floor: Geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the DSDP // Geophys. Res. 1974. Vol. 79. N 35. P. 5507—5527.
- Gast P.W., Tilton C.R., Hedge C.* Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough Islands // Science. 1964. Vol. 145. N 3637. P. 1181—1185.
- Hart R.A.* Chemical variance in deep ocean basalts // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.). 1976. Vol. 34. P. 5269—5276.
- Hein J.R., Danner W.R., Siever R.* Bulletin du programme international de corrélation géologique: Les dépôts siliceux // Nature et ressource. 1979. Vol. 15. N 2. P. 27—34.
- Melson W.G., Vallier T.L., WRIGHT T.L. et al.* Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian Ocean sea-floor spreading centres // The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin. Wash. (D.C.). 1976. P. 215—221.
- Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin of ophiolites // J. Geol. 1975. Vol. 83. N 2. P. 249—281.
- Schneider E.D.* Sedimentary evolution of rifted continental margins // Mem. Geol. Soc. Amer. 1973. N 132. P. 2151—2169.
- Scholl D.W., Marlow M.S., Buffington E.C.* Summit basins of Aleutian Ridge, North Pacific // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1975. Vol. 59. N 6. P. 799—816.
- Shido F., Miyashiro A., Ewing M.* Basalts and serpentinite from the Puerto Rico Trench, Petrology // Mar. Geol. 1974. Vol. 16. N 4. P. 191—203.
- Tadashi A.* Океан каракы // J. Balneol. Soc. Jap. 1972. Vol. 23. N 3/4. P. 1123—1147.
- Tucker M.E.* Replaced evaporites from the Late Precambrian of Finnmark, Arctic Norway // Sediment. Geol. 1976. Vol. 16. N 3. P. 193—204.
- Tuttle O.F., Jahns R.H., Luth W.C. et al.* Laboratory study of some problems concerning the origin of the leucocratic rocks and their role in the evolution of the Earth's crust // Upper mantle project US progress report. Amsterdam. 1967. P. 2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Краткий очерк геологического строения каледонид Азии	6
Глава вторая	
Вулканогенные формации	
Группа спилито-диабазовых и спилито-кератофировых формаций	13
Карбонатно-спилитовая формация Озерной зоны Монголии	16
Спилито-фтанито-сланцевая формация структур Западного Саяна	41
Спилито-кератофировая формация Даггандельской зоны Монголии	47
Карбонатно-спилитовая формация нижнего кембрия Чингизского мегантиклинория	49
Яшмово-спилитовая формация Тектурмасского и Северо-Балхашского антиклинориев	52
Базальт-трахибазальт-трахидацитовая формация	60
Яшмово-диабазовая формация Калмыккульского синклиниория	61
Главные особенности вулканогенных раннегеосинклинальных формаций	64
Глава третья	
Кремнистые формации	69
Группа яшмовых формаций	69
Туффито-яшмовая формация Тектурмасского антиклинория	70
Главные особенности и условия образования туффито-яшмовой формации	85
Группа кремнисто-туффитовых формаций	88
Терригенно-кремнисто-туффитовая формация Озерной зоны Монголии	89
Терригенно-кремнисто-туффитовая формация Калмыккульского и Байконурского синклиниориев	102
Главные особенности группы кремнисто-туффитовых формаций	115
Группа фтанитовых формаций	116
Карбонатно-фтанитовая формация Байконурского синклиниория	116
Терригенно-фтанитовая формация Сарытумского антиклинория	126
Вулканогенно-карбонатно-фтанитовая формация антиклинория Кузнецкого Алатау	130
Главные особенности фтанитовых формаций (тип фтанитовых формаций)	133
Группа терригенно-фтанито-яшмовых формаций	139
Терригенно-фтанито-яшмовая формация Атасуйского антиклинория	139
Терригенно-фтанито-яшмовая формация Ишкеольмесского антиклинория	145
Главные особенности терригенно-фтанито-яшмовых формаций	149
Главные особенности кремнистых формаций	150
Глава четвертая	
Карбонатные формации	152
Группа кремнисто-карбонатных формаций	152
Кремнисто-карбонатная формация Актауско-Джунгарского массива	152
Кремнисто-карбонатная формация Шорско-Батеневского поднятия и Кузнецкого Алатау	156
Главные особенности карбонатных формаций	160
Глава пятая	
Терригенные формации	162
Группа терригенных кварцево-аркозовых формаций	163
Терригенная кварцево-аркозовая формация Актауско-Джунгарского массива	163
Главные особенности терригенной кварцево-аркозовой формации	168

Группа спарагмитовых формаций	170
Спарагмитовая формация Байконурского синклинория	170
Спарагмитовая формация Сарытумского антиклинория	181
Спарагмитовая формация Актауско-Джунгарского массива	182
Главные особенности спарагмитовых формаций	183
Группа аллохтонных терригенных формаций	186
Кремнисто-терригенная формация Центрального Казахстана	186
Главные особенности терригенных формаций	193
 Глава шестая	
Типы формационных рядов и основные этапы развития каледонских бассейнов Азии	194
 Глава седьмая	
Сравнение каледонских бассейнов Азии и современных структур с корой океанического и переходного типов	208
Современные структуры с корой океанического и переходного типов	209
Бассейны с корой океанического и переходного типов в каледонидах Азии	221
 Заключение	234
Литература	236

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
Outline of the geological structure of Asian Caledonides	6
Chapter two	
Volcanogenic formations	
A group of spilite-diabase and spilite-keratophyre formations	13
The carbonate-spilite formation of the Ozernaya zone in Mongolia	16
Spilite-phthanite-schist formation of Wertern Sayan structures	41
Spilite-keratophyre formation of the Daggandel zone in Mongolia	47
Carbonate-spilite formation of the Lower Cambrian Chingiz meganticlinorium	49
Jasper-spilite formation of the Tekturmas and Northern Balkhash anticlinoria	52
Basalt-trachybasalt-trachydacite formation	60
Jasper-diabase formation of the Kalmykkul synclinorium	61
Chief features of the volcanogenic formations	64
Chapter three	
Siliceous formations	69
The group of jasper formations	69
Tuffite-jasper formation of the Tekturmas anticlinorium	70
Chief features and conditions of development of tuffite-jasper formation	85
The group of siliceous-tuffite formations	88
Terrigenous siliceous-tuffite formation of the Ozernaya zone in Mongolia	89
Terrigenous siliceous-tuffite formation of the Kalmykkul and Baikunur synclinoria	102
Chief features of the group of siliceous-tuffite formations	115
The group of phtanite formations	116
Carbonate-phtanite formation of the Baikunur synclinorium	116
Terrigenous phtanite formation of the Sarytum anticlinorium	126
Volcano-carbonate-phtanite formation of the Kuznets Alatau anticlinorium	130
Chief features of phtanite formations (the type of phtanite formations)	137
The group of terrigenous-phtanite-jasper formations	139
Terrigenous-phtanite-jasper formation of the Atasu anticlinorium	139
Terrigenous-phtanite-jasper formation of the Ishkeolmes anticlinorium	145
Chief features of terrigenous phtanite-jasper formations	149
Chief features of siliceous formations	150
Chapter four	
Carbonate formations	152
(the group of siliceous-carbonate formations)	152
Siliceous-carbonate formation of the Aktau-Djungarian massif	152
Siliceous-carbonate formation of the Shoria-Batani upland and Kuznets Alatau	156
Chief features of carbonate formations	160
Chapter five	
Terrigenous formations	162
The group of terrigenous quartz-arkose formations	163
Terrigenous quartz-arkose formation of the Aktau-Djungarian massif	163
Chief features of terrigenous quartz-arkose formation	168

The group of sparagmite formations	170
Sparagmite formation of the Baikonur synclinorium	170
Sparagmite formation of the Sarytum anticlinorium	181
Sparagmite formation of the Aktau-Djungarian massif	182
Chief features of spatagmite formations	183
The group of allochthonous terrigenous formations	186
Siliceous-terrigenous formation of Central Kazakhstan	186
Chief features of terrigenous formations	193
Chapter six	
Types of formation series. Major stages of development of Asian Caledonian basins	194
Chapter seven	
Comparison of Asian Caledonian basins and modern structures with the oceanic and transitional types of the crust	208
Modern structures with the oceanic and transitional types of the crust	209
Basins with the oceanic and transitional types of the crust in the caledonides of Asia	222
Conclusions	234
References	236

**Татьяна Николаевна
Хераскова**

**ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЕ
ФОРМАЦИИ
КАЛЕДОНИД
АЗИИ**

Труды, вып. 386

**Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом
Академии наук СССР**

**Редактор А.Н. Белов
Редактор издательства М.А. Яценко
Художественный редактор В.Ю. Кученков
Технический редактор О.В. Аредова
Корректор Н.И. Харламова**

**Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе**

ИБ № 35005

**Подписано к печати 07.07.86. Т – 15118
Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 20,2. Усл.кр.-отт. 20,4. Уч.-изд.л. 23,3
Тираж 650 экз. Тип. зак. 492
Цена 3 р. 60 к.**

**Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12**

Зр. 60 к.

6/4/