

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

72

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ  
И ВУЛКАНИЗМ  
В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ  
БАССЕЙНАХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

72

# ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ И ВУЛКАНИЗМ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БАССЕЙНАХ

Труды, вып. 337



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1979



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

## SEDIMENTATION AND VOLCANIC ACTIVITY IN GEOSYNCLINAL BASINS

*Transactions, vol. 337*

Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. — М.: Наука, 1979. (Труды ГИН; Вып. 337).

В работе на примере Центрального Казахстана, Южного Урала, Малого Кавказа, Сахалина и Камчатки рассмотрены вулканогенно-осадочные формации различных фанерозойских геосинклиналей, относящиеся преимущественно к ранним стадиям их развития. Выбраны объекты разного возраста (палеозой, мезозой) и положения (внутриконтинентальные и океанические). Отражено два направления исследований: одно — посвящено вопросам седиментации, второе — петрохимии вулканических пород. Особое внимание уделено кремненакоплению.

Работа рассчитана на геологов широкого профиля, особенно ведущих исследования в складчатых областях, а также литологов и петрологов.

Табл. 24. Ил. 100. Библ. 187 назв.

Редакционная коллегия

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),  
*В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, чл.-кор. П.П. Тимофеев*

Ответственный редактор

*П.П. Тимофеев*

Editorial board

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),  
*V. G. Gerbova, V. A. Krashennnikov, P. P. Timofeev*

Responsible editor

member corresp. *P. P. Timofeev*

## ВВЕДЕНИЕ

Геосинклинальные отложения, включающие сложные комплексы осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических образований, всегда привлекали внимание исследователей разнообразием типов пород и характером их сочетаний. Эти отложения явились удобным объектом для разработки принципов выделения формаций, изучения их сочетаний в вертикальных и латеральных рядах, и на этой основе установления типов тектонических структур [Шатский, 1954; Херасков, 1952]. В последнее время геосинклинальные формации привлекают особое внимание в связи с тем, что широкое распространение получили представления об океанической природе геосинклинальных зон континентов [Пейве, 1969; Пейве и др., 1972]. Эта идея возникла в связи с прогрессом в изучении океанов и появлением новых данных о структуре офиолитовых поясов континентов. В основе нового понимания этих поясов лежит единая последовательность близких комплексов пород в разрезе океанической коры и типичной офиолитовой ассоциации. В обоих разрезах снизу вверх выделяются: 1 - перидотит-габбро-амфиболитовый комплекс (третий геофизический слой в океанах, меланократовый фундамент в геосинклиналиях), 2 - комплекс основных эффузивов и 3 - комплекс глубоководных пелагических отложений.

Гипотеза об океанической природе геосинклиналей требует для своего обоснования решения многих вопросов, касающихся состава, строения и происхождения пород каждого из упомянутых комплексов, и в первую очередь в сравнительном аспекте (океан - геосинклиналь). В связи с этим необходимо пересмотреть уже накопленный фактический материал и расширить под определенным углом зрения исследования в разных геосинклиналиях и разных зонах океанов.

Проблема офиолитов включает ряд самостоятельных разделов. Одним из них является изучение становления и развития геосинклинальных бассейнов, включая седиментацию и вулканизм. Уже сейчас очевидно, что в разных случаях геосинклинальный процесс протекал неодинаково, в частности скорость и характер перерождения структур с океаническим типом коры в структуры с корой переходного и континентального типа были разными [Пейве и др., 1976].

Очевидно также, что нельзя "протоокеаны", существование которых улавливается во многих геосинклинальных системах, сопоставлять с океаном вообще как гидрографическим понятием. Известно, что в океанах существуют участки с разной корой.

Авторы настоящей работы в течение ряда лет на разных объектах занимались изучением формаций ранних этапов развития фанерозойских геосинклиналей. Основные исследования проводились в пределах офиолитовых поясов, однако в большей или меньшей мере изучались и смежные геосинклинальные зоны, что дало возможность лучше понять специфику вулканизма и осадконакопления в офиолитовых поясах.

На различных примерах показаны особенности раннегеосинклинальной седиментации и вулканизма. Почти во всех случаях широкое развитие имеют кремнистые породы, в частности яшмы, которые издавна считаются характерным

членом офиолитовой ассоциации и относятся к пелагическим образованиям. Кремнистым ассоциациям и условиям их формирования уделено в работе большое внимание. При этом удалось определить некоторые тенденции эволюции кремненакопления, определить соотношения кремне- и карбонатакопления. Во многих геосинклиналях, даже на ранних этапах, существенной частью отложений являются терригенные осадки. Они несут наибольшую информацию о гидродинамике бассейна, рельефе дна, составе размывающихся участков и вместе с вулканогенными комплексами являются единственными свидетелями, с помощью которых можно попытаться восстановить характер коры и историю ее преобразования в пределах геосинклинальных областей.

Распространенность терригенных ассоциаций на ранних этапах развития геосинклиналей различна. Весьма значительна их роль в геосинклинальных областях Тихоокеанского кольца. Поэтому им уделено большое внимание в работах, касающихся верхнепалеозойских — мезозойских отложений Восточного Сахалина и меловых отложений Камчатки. Особое внимание в работе уделено сравнению вулканических комплексов разных геосинклиналей и некоторых зон океанов. Петрохимия геосинклинальных и океанических вулканических комплексов рассмотрена во многих работах советских и зарубежных петрологов [Маракушев, Перчук, 1975; Маракушев, 1975; Miyashiro, 1975; и др.], проводилось в общем виде сравнение этих комплексов, и были высказаны точки зрения об условиях их образования. Дальнейшее развитие работ в этом направлении должно идти по пути более детального изучения отдельных вулканических комплексов, приуроченных к определенным структурным зонам геосинклинальных областей и океанов. Для проведения сравнения необходим одинаковый или очень близкий подход к характеристике каждого комплекса, что авторы и пытались сделать при обработке имеющегося фактического материала.

В настоящей работе проведено сравнение вулканических комплексов Южно-Уральской, Мало-Кавказской, Камчатской и Восточно-Сахалинской геосинклиналей (главным образом их офиолитовых поясов) с вулканическими комплексами таких характерных структурных зон океанов, как Срединно-Атлантический хребет, сводовые и глыбовые поднятия восточной части Тихого океана, Курильская островная дуга. Сравнение проводилось по распространенности отдельных вулканических серий, а также по степени и характеру дифференцированности как отдельных серий, так и всего эффузивного комплекса в целом. Для этого использовалась по каждому комплексу случайная выборка минимум из нескольких десятков химических анализов отдельных образцов пород. Представляется, что этот метод позволяет дать хотя и приближенную, но наиболее объективную характеристику. Большое внимание при изучении каждого комплекса уделялось величине общей щелочности пород, соотношению между Na и K, а также таким показателям, как магнезиальность, железистость и титанистость пород. Как известно, именно эти показатели входят в число наиболее информативных в отношении температур и давлений и других параметров формирования магм. Сразу следует отметить весьма интересный факт проявления щелочного вулканизма во многих изученных геосинклинальных областях.

Наряду с перечисленными главными направлениями, развиваемыми в последующих разделах, авторами в той или иной мере затронуты и более частные вопросы геологического строения районов и стратиграфии, без которых общие выводы были бы бездоказательны.

Учитывая специфику имеющегося материала по каждому району, авторы не могли придерживаться канонизированной формы описания. Не вдаваясь пока в дискуссионные вопросы тектонического строения при описании отдельных регионов, авторы в некоторых случаях сохранили наиболее принятую в районе схему выделения и названия отдельных структурно-фациальных зон.

При характеристике тех или иных ассоциаций авторами наряду с заимствованием из опубликованных работ было использовано много оригинальных анализов, выполненных в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР.

## КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Кремнистые формации Центрального Казахстана привлекательны для исследования благодаря разнообразию своего состава, богатому комплексу полезных ископаемых, разнообразию парагенезов с другими формациями. Задачей работы являлось изучение конкретных кремнистых ассоциаций, их латерального ряда, закономерностей изменения в зависимости от положения в тектонической структуре. Особое внимание уделено условиям накопления раннегеосинклинальных кремнистых формаций, связанных с ними полезных ископаемых, а также связи геосинклинального кремненакопления с вулканизмом.

### ПОЛОЖЕНИЕ КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ

Казахстанская геосинклинальная область уже в начале своего развития характеризовалась значительной неоднородностью строения и существованием регионов, различающихся типом тектонического развития. Тектоническая неоднородность нашла отражение в структурно-формационной зональности. Анализ тектонического положения кремнистых формаций проведен на основе сравнения вертикальных формационных рядов, характеризующих эти структурно-формационные зоны.

Сравнение формационных рядов проводилось по нескольким признакам: по составу вулканогенных членов и интенсивности вулканизма, по составу терригенной составляющей, карбонатности формационного ряда и, наконец, по типу кремнистых пород, преобладающих в составе кремнистых формаций, и по составу полезных компонентов, ассоциирующихся с кремнистыми формациями.

В венде-нижнем палеозое Центрального Казахстана можно выделить пять структурно-формационных зон, различающихся типом формационного ряда и составом кремнистых формаций (табл. 1). В смежных структурно-формационных зонах могут быть сходные формации, как правило, отличающиеся по возрасту. Это отражает эволюцию палеотектонических структур — некоторое смещение во времени их контуров — и может быть использовано для выявления фациальных переходов между отдельными формациями, так как структурно-формационные зоны в настоящее время разделены крупными разрывными нарушениями и непосредственно фациальные замещения формаций почти никогда установить не удастся.

Первый тип формационного ряда характерен для сводовых частей геосинклинальных поднятий и срединных массивов. Примером может служить Актауско-Джунгарский срединный массив, антиклинорий Малого Каратау (рис. 1).

Так, для северной части Актауско-Джунгарского срединного массива (см. табл. 1, ряд 1) характерна следующая последовательность формаций. На докембрийском складчатом фундаменте резко несогласно (рис. 2), выполняя отдельные депрессии тектонического происхождения, залегает базальная терригенная формация. В ее составе преобладают аркозовые и кварцевые песчаники. Подчиненное положение занимают конгломераты и алевролиты. Это мелководные прибрежно-морские накопления с крупной волнистой слоистостью. Базаль-

Таблица 1.

Положение кремнистых формаций нижнего палеозоя в формационных рядах структурно-формационных зон каледонид Центрального Казахстана

Характерные формационные ряды				
Геосинклинальные поднятия и срединные массивы, сопоставимые с континентальным шельфом (Актауско-Джунгарский срединный массив, антиклинорий Малого Каратау)	Краевые части геосинклинальных прогибов, примыкающие к срединным массивам, сопоставимые с континентальными окраинами			Центральные части эвгеосинклинальных прогибов, сопоставимые с окраинными морями (Тектурмасский, Чингизский антиклинорий)
	Терригенные эвгеосинклинали, сопоставимые с подвижной частью шельфа (Байконурский синклиний, антиклинорий Большого Каратау, склоны Чуйского, Бурунтавского поднятий)	Краевые части эвгеосинклинальных прогибов, сопоставимые с континентальным склоном (Ишке-Ольмесский антиклинорий, горы Кендыктас, Атауский антиклинорий)	Краевые части эвгеосинклинальных прогибов, сопоставимые с континентальным подножием (Джзалаир-Найманская зона, горы Узунжал)	
I	II	III	IV	V
Граувакковая O <sub>2-3</sub>	Граувакковая флишоидная O <sub>2-3</sub>			
Карбонатно-кремнистая (черносланцевая) O <sub>1-2</sub>	Терригенно-яшмово-фтанитовая O <sub>1-2</sub>	Граувакковая флишоидная O <sub>2</sub>	Граувакковая флишоидная O <sub>2</sub>	Яшмово-туффитовая O <sub>2</sub>
		Андезитовая O <sub>2</sub>		
Кремнисто-карбонатная рифогенная фосфатоносная PR <sub>3</sub> <sup>4</sup> - E <sub>2</sub>	Карбонатно-кремнистая (черносланцевая) фосфатоносная и ванадиеносная	Граувакковая O <sub>1-2</sub>	Яшмово-базальтовая	Яшмово-базальтовая O <sub>2</sub>
		Базальт-андезито-базальтовая E <sub>2-3</sub>	Яшмово-терригенная E <sub>3</sub> -O <sub>1</sub>	Яшмово-базальтовая, трахибазальтовая O <sub>1-2</sub>
		Базальт-трахибазальт-трахидацитовая E <sub>2-3</sub>		
		Терригенно-фтанито-яшмовая E <sub>1-2</sub>	Туффито-яшмовая E <sub>1</sub> -O <sub>1</sub>	
		Яшмово-базальтовая E <sub>1-2</sub>		
		Терригенно-яшмово-фтанитовая E <sub>1-2</sub>		
	Спарагмитовая PR <sub>3</sub> <sup>4</sup>	Кристаллический фундамент		Яшмово-базальтовая, трахибазальтовая E <sub>1-2</sub>
Базальная терригенная (кварцево-аркозавая) PR <sub>3</sub> <sup>4</sup>	Терригенно-кремнистая (черносланцевая) фосфатоносная и ванадиеносная PR <sub>3</sub> <sup>4</sup>			Офиолитовая (меланократовый фундамент)
Кристаллический фундамент	Базальная вулканогенно-терригенная PR <sub>3</sub> <sup>4</sup>			
	Кристаллический фундамент			

ная терригенная формация вверх по разрезу и частично по простиранию (по периферии поднятия) замещается кремнисто-карбонатной фосфатоносной формацией, состоящей преимущественно из карбонатных пород — онколитовых, строматолитовых известковистых доломитов и доломитов, карбонатных брекчий, хемогенных доломитов. Кремнистые породы — черные, темно-бурые, ржаво-желтые кремни и фтанитоиды образуют маломощные прослои, горизонты кремнистых стяжений и приурочены к нижней и верхней частям формации. Пачки пород, включающие горизонты кремней и фтанитоидов, обладают повышенной фосфатоносностью, заключают пласты фосфоритов. Базальная терригенная и кремнисто-карбонатная фосфатоносная формации наиболее характерны для подобных структурно-формационных зон. Выше лежит карбонатно-кремнистая (чернослан-

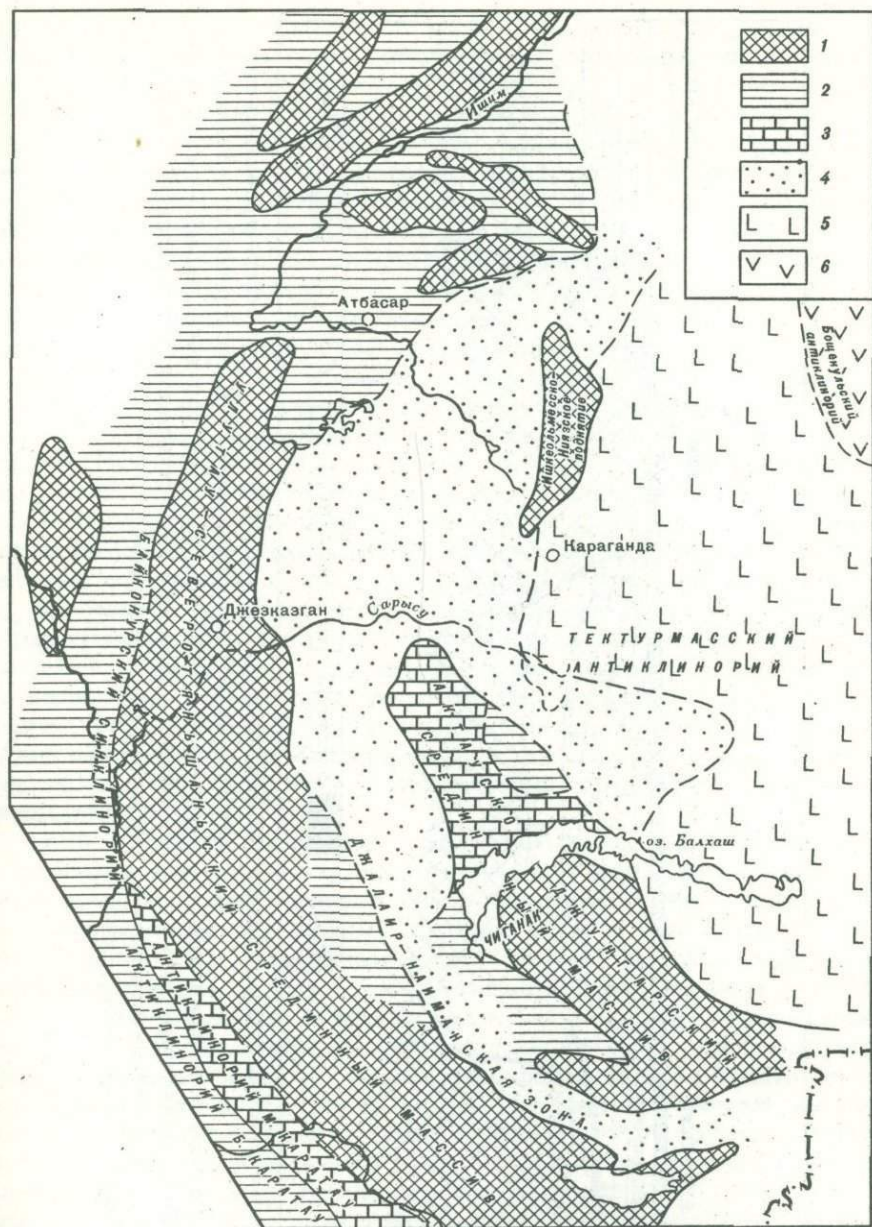


Рис. 1. Схема современного распространения формаций кембрия Центрального Казахстана. Составлена с использованием материалов Ю.А. Зайцева [Зайцев, Хераскова, 1977].

1 - выходы докембрийского складчатого основания; 2-6 - зоны распространения формаций: 2 - кремнисто-карбонатной рифогенной, 3 - карбонатно-кремнистой (черносланцевой), терригенно-кремнистой (черносланцевой), 4 - терригенно-фтанитовой, терригенно-яшмово-фтанитовой, яшмово-терригенной, 5 - яшмово-базальтово-трахибазальтовой, туффито-яшмовой, 6 - дацитово-андезито-базальтовой

цевая) формация, которая здесь очень маломощна и развита не повсеместно. Она более характерна для краевых частей геосинклинальных прогибов, примыкающих к срединным массивам. Граувакковая формация венчает этот ряд. Она типична для поздней стадии развития всей Казахстанской геосинклинали и в той или иной мере присутствует в виде конечного члена формационного ряда и в других структурно-формационных зонах.

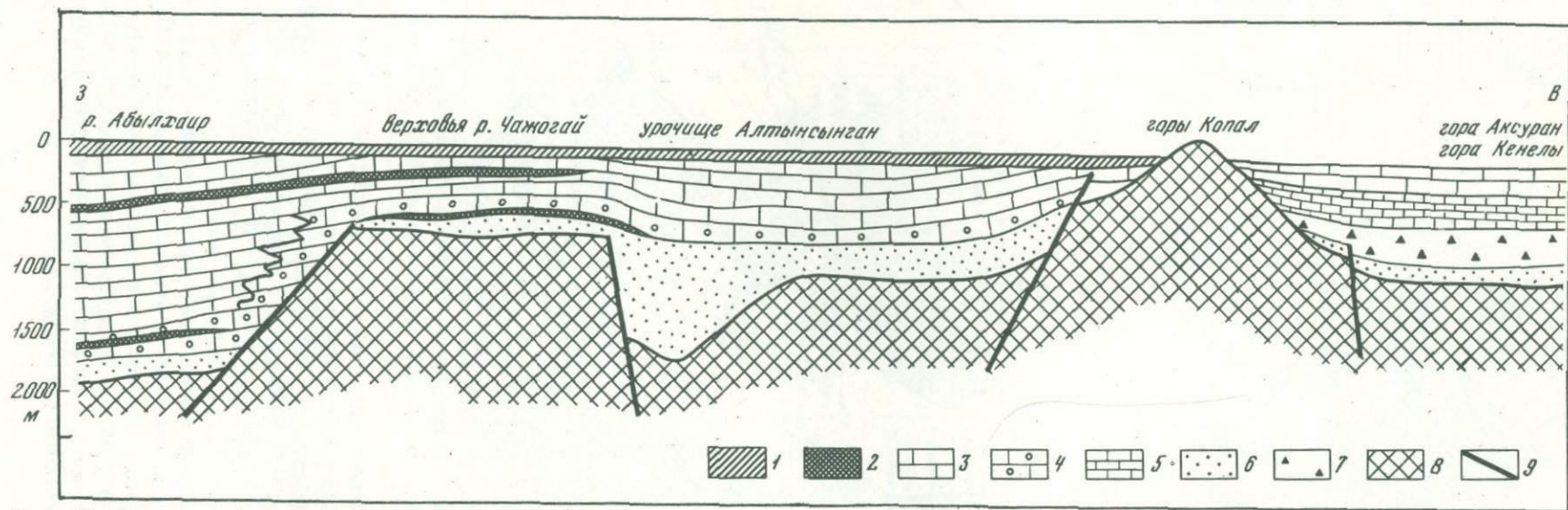


Рис. 2. Фациальный профиль через Актау-Моинтинский срединный массив

1 — карбонатно-кремнистая (черносланцевая) формация нижне-среднего ордовика; 2—4 — кремнисто-карбонатная рифогенная фосфатная формация венда — среднего кембрия: 2 — горизонты кремней, 3 — доломиты и известковистые доломиты, 4 — микрофитоли-

товые и известковистые доломиты; 5 — кремнисто-карбонатно-терригенная фосфатноносная формация среднего кембрия; 6 — базальная терригенная (кварцево-аркозовая) формация венда; 7 — спарагмитовая формация венда; 8 — рифейские отложения (кварциты, сланцы, порфиroidы); 9 — разломы

Второй тип формационного ряда (см. табл. 1) наблюдается в прилегающих к срединным массивам структурно-формационных зонах типа прогибов, выделяемых обычно как криптогеосинклинали, лептогеосинклинали, терригенные эвгеосинклинали. Примером может служить разрез Байконурского синклинория, антиклинория Большого Каратау, склонов Чуйского, Бурунтавского поднятий (см. табл. 1, ряд II). Наиболее характерен формационный ряд Байконурского синклинория [Зайцев, Хераскова, 1971; Хераскова, 1976] (рис. 3). Главной особенностью этого формационного ряда является широкое развитие в нижних формациях (базальная вулканогенно-терригенная, спарагмитовая формации) терригенных образований, среди которых преобладают подводные селевые и турбидитные приразломные накопления, резко выклинивающиеся в сторону геосинклинальных поднятий и срединных массивов. Обломочный материал, большей частью грубый, местного сиалического происхождения. Грубообломочные накопления часто имеют молассоидный облик. Вулканыты базальтового состава в этих формациях появляются спорадически и отличаются повышенной титанистостью ( $TiO_2$  - 2,5-4,9%) и щелочностью, в том числе повышенным содержанием калия ( $K_2O$  - 1-2%). Эти формации обладают сходством с так называемыми грабеновыми формациями [Schneider, 1973]. Выше по разрезу развиты две сходные формации, верхняя карбонатно-кремнистая и нижняя терригенно-кремнистая, отличающиеся лишь количественным соотношением главных типов пород. Наибольшим развитием пользуется карбонатно-кремнистая формация. Главными членами ее являются фтаниты, ванадиеносные сланцы, углистые, пелитоморфные известняки, а в краевой части, примыкающей к срединному массиву, онколитовые известняки. Пластовые тела фосфоритов, как правило, отсутствуют, имеются лишь горизонты с конкрециями. Получают распространение руды ванадия и бария. Характерно резко замедленное осадконакопление. Карбонатно-кремнистая формация, соответствующая всему кембрию, имеет мощность лишь 300-450 м.

Третий тип формационного ряда (см. табл. 1, ряд III) развит в структурно-формационных зонах, представляющих собой краевые части эвгеосинклинальных прогибов. Примером может служить восточное крыло Ишке-Ольмесского антиклинория и несколько более молодой (нижнеордовикский, по последним данным Н.А. Герасимовой и С.Б. Розанова) формационный ряд Ата-суйского антиклинория. Характерной особенностью этого формационного ряда является резкое увеличение мощности отложений в целом. Широкое развитие получают формации, включающие песчаные полимиктовые накопления, среди которых преобладает материал сиалического происхождения. Однако отмечаются и продукты размыва внутренних поднятий - кремнеобломочный материал. Карбонатные породы в составе формаций отсутствуют или образуют маломощные линзы. Вулканогенные образования базальтового состава часто достигают значительной мощности. Среди них различаются породы нормального гелеитового ряда и повышенной щелочности и титанистости. В кремнистых формациях преимущественное развитие получают ассоциации терригенно-кремнистые, в которых наряду с фтанитами и различными углисто-кремнистыми сланцами появляются яшмы.

Во взятом для примера разрезе восточного крыла Ишке-Ольмесского антиклинория (см. табл. 1, ряд III), по данным О.В. Минервина, В.И. Борисенка [Бабичев и др., 1977], в формационном ряду выделяются две терригенно-кремнистые формации: в нижней преобладают фтаниты и прослеживаются лишь отдельные горизонты яшм (терригенно-яшмово-фтанитовая формация), в верхней - яшмы, фтаниты им подчинены (терригенно-фтанито-яшмовая формация). Кремнистые породы сочетаются с пестроокрашенными глинистыми сланцами, углисто-глинистыми сланцами и кварцевыми песчаниками. Интересно отметить, что во фтанитах резко сокращается содержание ряда микроэлементов, в первую очередь V. В повышенном количестве содержится, по данным Э.М. Спиридонова, лишь Mo. Наблюдается увеличение мощности кремнистых формаций к осевой части прогибов за счет увеличения прослоев глинистых сланцев и пачек полимиктовых песчаников. Крайним выражением такого рода изменений является формационный ряд четвертого типа.

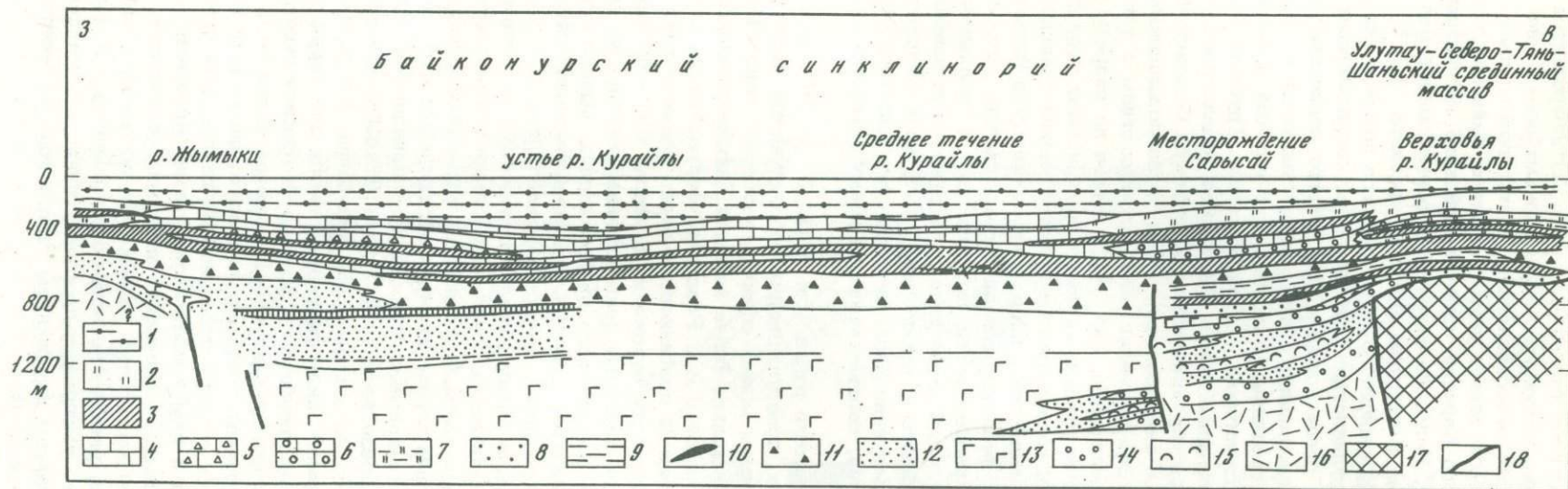


Рис. 3. Фациальный профиль через Байконурский синклиналий

1 - терригенно-кремнистая (яшмово-фтанитовая) формация нижнего-среднего ордовика; 2-10 - терригенно-кремнистая (черносланцевая) формация венда и карбонатно-кремнистая (черносланцевая) формация кембрия; 2 - кремнисто-глинистые сланцы, 3 - фтаниты, углисто-глинисто-кремнистые ванадиеносные сланцы, 4 - известняки, 5 - карбонатные брекчии, 6 - микрофитолитовые известняки, 7 - баритоносные углисто-кремнисто-

глинистые и углисто-карбонатно-глинисто-кремнистые сланцы, 8 - кварцевые песчаники и гравелиты, 9 - углисто-глинистые сланцы, 10 - фосфориты и алюмофосфаты; 11-15 - спарагмитовая и базальная вулканогенно-терригенная формации венда: 11 - тиллоиды, 12 - полимиктовые песчаники, 13 - базальты и диабазы, 14 - конгломераты, 15 - туфопесчаники, туфалевролиты, туфосилициты; 16 - порфировая формация верхнего рифея; 17 - метаморфический комплекс протерозоя; 18 - разломы

Четвертый тип формационного ряда развит в узких структурно-формационных зонах, также соответствующих краевым частям эвгеосинклинальных прогибов. Примером может служить формационный ряд Джалаир-Найманской зоны, Чулийских гор, южного обрамления Тектурмасского антиклинория (см. табл. 1, ряд IV). Так, в составе формационного ряда Джалаир-Найманской зоны [Салин, 1971] преобладают граувакковые, часто флишеидные отложения, по-видимому, в основной массе представляющие собой конусы выноса песчаных потоков, частично турбидитные образования. Существенно-кремнистых формаций здесь нет. Имеются лишь отдельные маломощные горизонты яшм и силицитов среди граувакковых песчаников или среди вулканогенных формаций базальтового состава.

Пятый тип формационного ряда характерен для осевых частей эвгеосинклинальных прогибов. Примером может служить формационный ряд Тектурмасского, восточного склона Еремантауского, северо-восточного склона Чингисского антиклинория. Так, в Тектурмасском антиклинории в основании формационного ряда залегает яшмово-базальтовая, трахибазальтовая формация. Возможно, она залегает на меланократовом фундаменте, фрагменты которого обнаруживаются сейчас лишь в серпентинитовом меланже. Вулканиды яшмово-базальтовой, трахибазальтовой формации образуют, по данным Н.И. Зардиашвили, М.З.Новиковой, контрастно-дифференцированную серию, в составе которой преобладают базальты, отличающиеся высоким содержанием калия ( $K_2O - 1,5-2,5\%$ ), титана ( $TiO_2 - 1,5-2\%$ ) и низким - магния ( $MgO - 3-5\%$ ) [Звонцов, 1973; Бабичев и др., 1977]. В резко подчиненном количестве распространены трахиандезито-базальты, трахиандезиты, трахидациты. Выше залегает туффито-яшмовая формация (рис. 4). В ее составе преобладают яшмы и пещистые яшмы. Фтаниты если и появляются в виде маломощных прослоев, то не содержат повышенных количеств микроэлементов, характерных для фтанитов черносланцевых формаций. Иногда с ними здесь ассоциируются железомарганцевые руды. В яшмово-базальтовой и туффито-яшмовой формациях обломочный материал в преобладающем количестве имеет автохтонное происхождение - это кремнеобломочные породы с примесью обломков базальтов и габброидов. Аллохтонный сиалический материал присутствует в очень незначительном количестве.

Имеется еще шестой тип формационного ряда, свойственный Бошекульскому, юго-западному склону Чингисского антиклинория (см. рис. 1). Для среднего кембрия - начала ордовика здесь характерна дацито-андезито-базальтовая формация и вулканогенно-осадочные формации, с ней связанные (бошекульская серия, ержанская, торткудукская свиты), а сам формационный ряд может сравниваться с формационным рядом островных дуг.

Выявленные закономерности строения формационных рядов, их относительное расположение с учетом типа подстилающего фундамента, генезиса некоторых отложений позволяют установить основные особенности раннегеосинклинальных палеотектонических структур и сравнить их со структурами современных океанов, окраинами континентов, краевыми морями, островными дугами, абиссальными равнинами и т.д. Многие особенности этих структур: строение, характер вулканизма, тип осадков - выявлены в последнее время при океанографических исследованиях и обобщены в статье А.В.Пейве с соавторами [1976]. Геосинклинальные прогибы и отдельные их части во многом обладают сходством с теми или иными зонами современных океанов. Обнаруживаются аналогии в типе вулканизма, способе накопления терригенных и карбонатных пород, наблюдаются сходные парагенезы пород. О полном сходстве говорить нельзя, но некоторые параллели можно проводить. Это позволяет использовать данные по современным океанам для реконструкции геологических процессов прошлого.

Если сравнить схематический профиль, построенный через Казахстанскую геосинклиналь (рис. 5), с разрезом континентальной окраины Атлантического типа, по Дж. Дьюи и Дж. Берду [1974б] (рис. 6), то можно уловить аналогию. Так, срединные массивы и геантиклинальные поднятия в венде - кембрии обнаруживают сходство со структурой континентального шельфа.

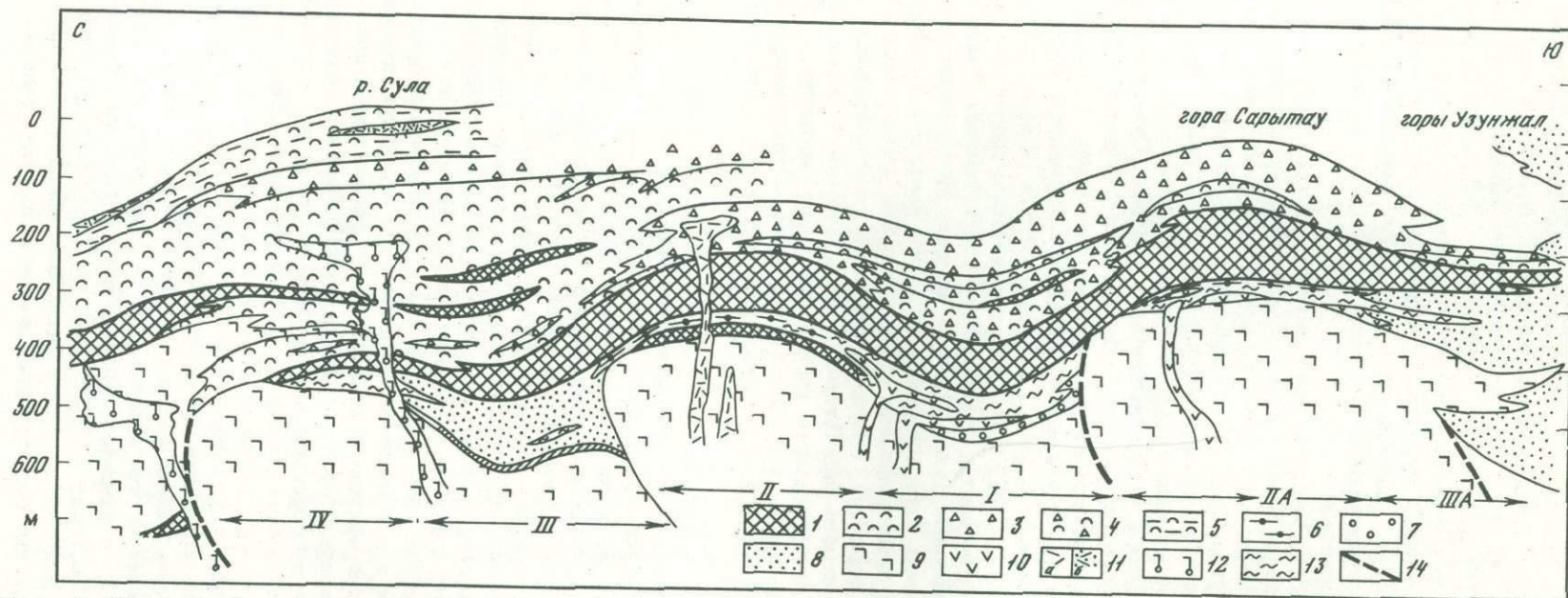


Рис. 4. Фациальный профиль через Тектурмаский антиклинорий  
 1 - яшмы; 2 - туфосилициты; 3 - кремнеобломочные породы со скудным цементом; 4 - кремнеобломочные породы с обильным цементом; 5 - туфоалевролиты, туфопесчаники; 6 - фтаниты и фтанитоиды; 7 - конгломераты; 8 - полимиктовые и граувакко-

вые песчаники; 9 - базальты, трахизабальты, щелочные и оливковые базальты; 10 - трахиандезиты, трахиандезит-базальты; 11 - трахидациты (а) и их туфы (б); 12 - диабазовые субвулканические брекчии; 13 - слабокремнистые туффиты; 14 - предполагаемые разломы; римские цифры - типы разрезов



Рис. 5. Схема строения Казахстанской геосинклинали в кембрии

1–7 – формации кембрия: 1 – кремнисто-карбонатная рифогенная, 2 – карбонатно-кремнистая (черносланцевая) и терригенно-кремнистая (черносланцевая), 3 – терригенно-фтанито-яшмовая и терригенно-яшмово-фтанитовая, 4 – туффито-яшмовая, 5 – яшмово-терригенная, 6 – яшмово-базальтовая грахибазальтовая, 7 – дацито-андезито-базальтовая; 8 – горизонты яшм среди яшмово-базальтовой грахибазальтовой и яшмово-терригенной формаций; 9–11 – грабенные формации венда: 9 – спаргмитовая, 10 – вулканогенно-терригенная, 11 – базальная терригенная (кварцево-аркозовая); 12 – докембрийское складчатое основание; 13 – предполагаемые разломы

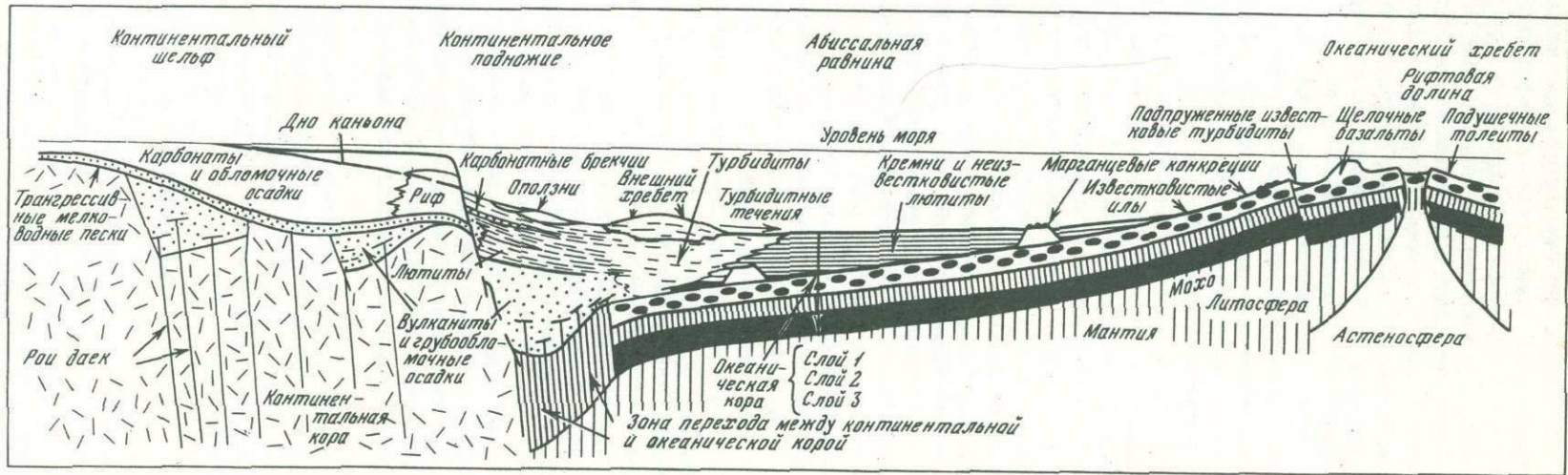


Рис. 6. Схема строения континентальной окраины атлантического типа, по Дж. Дьюи, Дж. Берду [19746]

Структурно-формационные зоны, охарактеризованные формационным рядом второго типа, можно сравнить с наиболее подвижной внешней частью континентального шельфа, примыкающей к континентальному склону или окраинным морям, с зоной, где, по современным представлениям, могут сохраняться грабенные формации, накапливающиеся в раннюю стадию заложения геосинклинального прогиба, когда преобладает растяжение. Для этих формаций, по данным Е. Шнайдера [Schneider, 1973], а также А. В. Пейве и других [1976], характерен грубообломочный состав и облик, близкий к молассам, а также вулканы повышенной щелочности.

Структурно-формационные зоны с формационным рядом третьего и четвертого типа по преобладанию мощных терригенных накоплений, среди которых преобладают турбидитные образования и отложения песчаных потоков, могут быть сопоставлены со структурами континентального склона и подножия.

Структурно-формационная зона, характеризующаяся пятым типом формационного ряда, отличается большим своеобразием. Слагающие ее формации накапливались на меланократовом основании. В осадочной составляющей формаций почти отсутствует аллохтонный терригенный материал сиалического происхождения, что заставляет предполагать их накопление на значительном удалении от континента. Контрастно-дифференцированные вулканы в пределах этой зоны отличаются повышенной калийностью, титанистостью и обнаруживают некоторое сходство с вулканами океанических поднятий, имеющих утолщенную кору. Близкие формационные комплексы в древних геосинклиналях предлагается выделять в комплекс зрелой океанической коры [Пейве и др., 1976]. Тектоническая позиция этой структурно-формационной зоны может быть определена по ее положению среди других зон между континентальным блоком и островной дугой (см. рис. 1), что дает основание сопоставлять ее с абиссальной равниной окраинного морского бассейна, в которую почти не поступал аллохтонный терригенный материал сиалического происхождения (см. рис. 6).

Таким образом, в грубой схеме можно представить разрез Казахстанской геосинклинали от краевой зоны, сопоставимой с областью континентального шельфа, к ее центральной части, близкой по строению к окраинному морю, затем к островной дуге. Одновременно намечается и латеральный ряд кремнистых формаций. По своей сути он близок к латеральному ряду кремнистых формаций, установленному Н. С. Шатским [1955]. Для мелководной части шельфа характерна кремнисто-карбонатная фосфатоносная формация, в глубоководной части шельфа она сменяется черносланцевыми ванадиеносными и фосфатоносными формациями. Кремнистые формации шельфовой зоны соответствуют отдаленно-кремнистым формациям Н. С. Шатского. На континентальном склоне и подножии появляются терригенно-кремнистые и кремнисто-терригенные формации, в составе которых присутствуют слабометаллоносные фтаныты, силициты, яшмы. Для окраинного морского бассейна характерны яшмовые формации и яшмово-базальтовые-трахибазальтовые. Фтаныты очень редки и неметаллоносны. С этими формациями могут быть связаны железомарганцевые руды.

Полученный латеральный ряд выявляет закономерности распространения естественных, наблюдаемых в Казахстане парагенезов и ассоциаций пород, главными членами которых являются силициты различного состава. Сходные ряды формаций имеются в Кузнецком Алатау, Горной Шории, на Тянь-Шане и Урале.

## ХАРАКТЕРИСТИКА КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Намеченные особенности состава и строения кремнистых формаций в зависимости от их положения в структурно-формационных зонах каледонид Центрального Казахстана выделяются более четко при длительном рассмотрении конкретных формаций. Здесь нет возможности описать все выделенные типы кремнистых формаций, поэтому представляется целесообразным ограничиться рассмотрением лишь некоторых, наиболее характерных и изученных автором типов.

## Кремнесодержащие формации геоантиклинальных поднятий и срединных массивов

### Кремнисто-карбонатная формация

Кремнисто-карбонатная формация широко распространена в пределах геоантиклинальных поднятий и срединных массивов. Примером может служить тамдинская серия Малого Каратау, бешташская свита Таласского хребта, басагинская и кызылжарская свиты Актауско-Джунгарского срединного массива. За пределами Казахстана эта формация была описана Э.А. Егановым [1968] на Шорско-Батеневском поднятии (большая часть енисейской серии).

Автором строение этой формации детально изучалось на Актау-Моинтинском поднятии (северной части Актауско-Джунгарского срединного массива), где она распространена в западной и северо-западной части - Чажогайской структурно-фациальной зоне [Авдеев и др., 1971]. Кремнисто-карбонатной формации здесь соответствует басагинская свита верхов венда - нижнего кембрия и кызылжарская свита среднего кембрия.

Главными членами формации являются доломиты, известковистые доломиты тонкослоистой и массивной текстуры, 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, закономерно увеличиваясь от центральной части Актау-Моинтинского поднятия (см. рис. 2) (горы Котырмас, верховья рек Сарыбулак, Чажогай) к его периферии на запад, северо-запад и север (р. Абылхаир, горы Кызылтау, район родника Когедей).

Вниз по разрезу кремнисто-карбонатная формация постепенно сменяется базальной терригенной формацией, а на ее размытой поверхности залегает карбонатно-кремнистая (черносланцевая) формация нижнего-среднего ордовика. На восток, юго-восток - в Шундинской структурно-фациальной зоне, по А.В. Авдееву с соавторами [1971], нижней части кремнисто-карбонатной формации соответствует спаргамитовая формация (толща тиллоидов копальской свиты), а верхней - кремнисто-терригенно-карбонатная фосфатоносная толща (аксуранская свита среднего-верхнего кембрия), которая по особенностям строения и состава сходна и с кремнисто-карбонатной формацией, и с черносланцевыми формациями, являясь как бы связующим звеном между ними.

Среди карбонатных пород в составе формации преобладают доломиты. По данным рентгеновской дифрактометрии, количество доломита в породах изменяется от 70 до 100%, соответственно кальцита - от 0 до 30%. Наибольшее количество чистых доломитов отмечено на водоразделе рек Чажогай и Абылхаир в разрезах, где формация достигает максимальной мощности. Часть доломитов имеет вторичное происхождение. Особенно четко процессы доломитизации устанавливаются в разностях с онколитами и катаграфиями. Здесь в равномерно-зернистом доломитовом агрегате по расположению углистых и пелитовых частиц часто видны лишь "тени" органогенных структур. При этом контуры органогенных образований секутся зернами доломита.

В верхней и нижней частях формации среди карбонатных пород появляются желваки и горизонты кремней, а в зоне перехода к черносланцевым формациям - горизонты фтанитоидов. Кремни черные, серые, палевые, ржаво-желтые и бурые, иногда тонкослоистые (если залегают среди тонкослоистых карбонатных пород), кавернозные, в пустотах порою содержатся желто-бурое мучнистое фосфатное вещество. По данным полуколичественного спектрального анализа<sup>1</sup>, содержание  $P_2O_5 > 1\%$ . Мощность горизонта кремней 0,5-10 м.

<sup>1</sup> Полуколичественные спектральные анализы здесь и далее выполнены в спектральной лаборатории Центрально-Казахстанского геологического управления, частично - в Степной поисково-съёмочной экспедиции.

Строение кремнисто-карбонатной формации закономерно меняется снизу вверх. Нижнюю часть ее образует биостром онколитов и катаграфий, имеющий сложное строение. Отдельные пласты доломитов, мощностью 0,3–3 м, состоящие из онколитов и катаграфий, чередуются с тонкослоистыми известняками и доломитами, известковыми доломитами и доломитовыми брекчиями. По-видимому, возвышение биострома над остальной частью дна бассейна было незначительным, а склоны его – пологими. Однако в отдельных участках (например, в районе гор Кытыртас) уклоны достигали 5–10°, что обусловило образование косой слоистости. Очевидно, такие уклоны возникали вблизи местных поднятий, у внутреннего края биострома (см. рис. 2). В этих же участках резко увеличивается количество карбонатных брекчий, которые, вероятно, фиксируют период осушения биострома и его разрушение.

Внутри биострома и на его поверхности имеются небольшие биогермы столбчатых строматолитов. В наиболее прогнутых частях бассейна количество биогенных разностей карбонатных пород несколько уменьшается, они встречаются лишь в виде отдельных горизонтов среди кристаллических доломитов.

Накопление средней части формации происходило в условиях более интенсивного прогибания, что сопровождалось углублением бассейна и почти полным исчезновением онколитовых и строматолитовых доломитов. Накапливаются массивнослоистые доломиты, известковые доломиты, реже известняки. Лишь в нижней части этой пачки Н.А. Пупышев [1974] отмечает биогермы столбчатых строматолитов.

Верхняя часть формации, отвечающая кызылжарской свите, вновь представлена более мелководными фациями. Появляются песчаные известняки, известковистые брекчии, тонкослоистые известняки и доломиты со следами многочисленных размывов, взмучиваний и взрыхлений осадка. Роль известняков увеличивается в относительно маломощных разрезах. Там, где мощность формации достигает 1500 м (р. Абылхайр), она сложена лишь доломитами.

Данные о геохимических особенностях пород кремнисто-карбонатной формации практически отсутствуют. Имеются лишь две небольшие группы спектральных полуколичественных анализов, одна – из доломитов, другая – из бурых кремней, развившихся по доломитам. Из рассмотрения лучевых диаграмм<sup>1</sup>, построенных по результатам этих анализов (рис. 7), видно, что доломиты чрезвычайно бедны микроэлементами. Их окремнение, помимо привноса кремнезема, сопровождается привносом, правда незначительным, Zn, Ni, Co, Cr, V, Sc, Y, Yb и довольно значительным – Mo. Пачки карбонатных пород, заключающие горизонты кремней, обладают повышенной фосфатноспособностью, иногда заключают маломощные пласты фосфоритов. По данным Н.А. Пупышевой, максимальное содержание  $P_2O_5$  в карбонатных породах достигает 17,5%.

В других регионах (Малый Каратау) в этой формации заключены месторождения фосфоритов. Наибольшее количество фосфатопоявлений приурочено к склонам частных палеоподнятий, а также связано, по-видимому, с прогрессирующим обмелением бассейна. Так, наиболее богатые фосфатопоявления в кремнисто-карбонатной формации Актау-Моинтинского поднятия приурочены к наиболее маломощным разрезам кызылжарской свиты с большим количеством карбонатных брекчий, прослоями песчаных известняков, со следами многочисленных размывов (разрез в верховьях р. Чажогай). В раз-

<sup>1</sup> Лучевые диаграммы построены по методу, предложенному для рудных элементов Ю.П. Капковым [1963] и разработанному для литофильных элементов сотрудниками Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ [Кошелева, Дорохов, 1965]. Радиус окружности равен кларкам элементов в земной коре, по А.П. Виноградову [1962]. По радиусам откладывались в логарифмическом масштабе средние арифметические содержания микроэлементов. В правой половине окружности помещены элементы фемафильные (связанные в основном с фемическими минералами и породами основного состава), в левой – фельсифильные (связанные преимущественно с фельсическими минералами и породами кислого состава); n – количество проб в выборке.

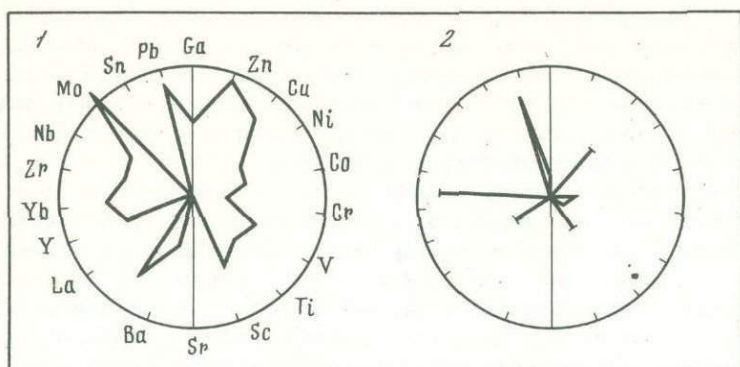


Рис. 7. Лучевые диаграммы содержаний микроэлементов в доломитах и кремнях кремнисто-карбонатной формации (копальская свита)

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

резах, соответствующих более глубоким частям бассейна, фосфатность исчезает (разрез по р. Абылжаир).

Кремнисто-карбонатная формация по латерали замещается карбонатно-кремнистой (черносланцевой). Такое замещение происходит, по-видимому, в более погруженных участках дна, примыкающих к континентальному склону, например в Шундинской зоне Актауско-Джунгарского поднятия, к югу от антиклинория Малого Каратау (в Большом Каратау). Этой тесной связью с кремнистыми формациями объясняются и повышенная кремнистость доломитов, и присутствие отдельных горизонтов кремней в кремнисто-карбонатной формации. Кремнистые породы здесь, вероятно, являются аллофильными членами - как бы "отголоском" мощнейшего процесса кремнеаккумуляции, происходившего в смежных структурно-формационных зонах.

## Кремнистые формации терригенных эвгеосинклиналией

### Карбонатно-кремнистая (черносланцевая) ванадиеносная и фосфатноносная формация

Эта формация широко распространена в терригенных эвгеосинклиналиях Казахстана, сопоставляемых нами с внешней частью шельфа, примыкающей к континентальному склону. К этой формации могут быть отнесены образования коктальской, шинсайской, домбралинской, кокбулакской и кулунтауской свит. В качестве эталонной нами принята коктальская свита кембрия Байконурского синклинория (см. рис. 1).

Главными членами этой формации [Хераскова, 1971, 1976] являются различные углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые, углисто-глинистые сланцы и фтаниты, углистые пелитоморфные доломитистые известняки и известняки, онколитовые известняки. Второстепенные, но обязательные члены формации - фосфориты и алюмофосфаты, редко образующие самостоятельные тела, чаще встречающиеся в виде конкреций и горизонтов конкреций в кремнистых сланцах. Из второстепенных, необязательных членов присутствуют кварцевые песчаники, карбонатно-глинистые, кварцево-серицитовые сланцы, баритовые породы. Нижняя граница формации почти всегда резкая. Формация трансгрессивно залегает на спарагмитовой формации, а в пределах Улугтау-Северо-Тянь-Шаньского срединного массива - на всех более древних отложениях докембрия. Лишь в участках, где карбонатно-кремнистая формация залегает на сходной по составу терригенно-кремнистой (черносланцевой) формации, нижняя граница первой формации нечеткая. Вверх по разрезу карбонатно-кремнистая формация постепенно сменяется терригенно-яшмово-фтанитовой формацией.

Кремнистые породы отличаются высоким содержанием кремнезема (80–90%). В углистых разностях закисное железо преобладает над окисным. В светлых – наблюдается обратная картина. Содержание других компонентов определяется в основном количеством глинистой примеси, преимущественно гидрослюдистой. Содержание углистого вещества, степень изменения которого соответствует антрацитовому этапу, составляет 0,5–3%.

Углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы распространены наиболее широко в зонах, примыкающих к поднятиям – на востоке, в зоне сочленения с Улутай-Северо-Тянь-Шаньским поднятием (см. рис. 3), и на крайнем западе. Им свойственна темно-серая и черная окраска, тонкослоистая и сланцевая текстура. Они состоят из агрегата кварца криптозернистой, мелкозернистой и микрогранобластовой структуры, в различной степени пигментированного тонкораспыленным углеродистым веществом с примесью гидрослюды, серицита, иногда хлорита. В углисто-кремнистых сланцах примесь гидрослюды и серицита незначительна и присутствует главным образом на поверхностях напластования тонких (1–2 мм) углисто-кремнистых слоев. В углисто-глинисто-кремнистых сланцах наблюдается чередование углисто-кремнистых и углисто-гидрослюдистых слоев мощностью 1–2 мм, реже чередуются разности углисто-гидрослюдисто-кремнистые и углисто-кремнисто-гидрослюдистые. Мощность слоев 0,2 – 2 см. В сланцах, развитых главным образом в зоне сочленения Байконурского синклинория со смежным Улутай-Северо-Тянь-Шаньским срединным массивом, обнаруживаются повышенные содержания ряда микроэлементов и обильная (до 10%) вкрапленность пирита. Сланцы содержат фосфатные конкреции размером 1,5–7 см.

Фтаныты "ленточно" переслаиваются со слабоуглистыми серыми и безуглистыми палевыми кремнистыми породами или ритмично чередуются с углисто-глинисто-кремнистыми сланцами. В отличие от сланцев они не содержат примеси глинистого вещества и характеризуются более грубой (1–5 см) пластовой отдельностью, иногда со стилолитовыми поверхностями сочленения. Лишь на поверхности напластования иногда имеются примазки ванадиеносной слюды. Для фтанытов характерны полосчатые текстуры, обусловленные неравномерным распределением углистого вещества. Фтаныты 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 фтанытами. Это светло-серые, желтоватые, розоватые массивные породы, состоящие из микрогранобластового агрегата кварца с примесью серицита. Отличаются от фтанытов слабой углистостью или отсутствием примеси углистого вещества, отсутствием остатков радиолярий, преобладанием окисного железа над закисным, отсутствием фосфатных конкреций. Микроэлементы содержатся в ничтожных количествах.

Карбонатные породы представлены преимущественно известняками серого и темно-серого цвета, обусловленного примесью углистого вещества. Лишь очень редко встречающиеся доломиты окрашены в коричнево-бурый цвет. Встречены тонкослоистые и массивные разности карбонатных пород, с тонкокристаллической, пелитоморфной и оолитовой структурой. 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-Тянь-Шаньскому срединному массиву, содержат повышенные количества бария (1–3%), фосфора (0,5–3%).

Углисто-глинистые пиритоносные сланцы встречаются в тонком ритмичном чередовании с фтанытами, переслаиваются с углисто-кремнистыми сланцами или слагают довольно мощные самостоятельные пачки в зоне, примыкающей к Улутай-Северо-Тянь-Шаньскому срединному массиву. Это – чер-

ные из-за примеси углистого вещества ( $C_{орг.}$  3,5-4,5%) тонкосланцеватые породы с шелковистым блеском или матовые, землистые. На поверхности они обычно сильно выветрены и превращены в белые, желтоватые каолиновые породы. Состоят сланцы из гидрослюд, серицита с небольшой примесью хлорита и кварца. Пирит в виде мелких кристалликов рассеян в породе, содержание его может достигать 10%. Структура микролепидобластовая. В сланцах наблюдаются повышенные содержания некоторых микроэлементов.

Кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые баритоносные сланцы распространены на восточном крыле Байконурского синклиория в зоне, примыкающей к Майтубинскому антиклинорию. На поверхности они сильно выветрены и представлены белыми и пестроокрашенными разностями, пронизанными тонкими прожилками кварца и барита. В скважинах, по данным Б.Б. Голубева, это черные тонкослоистые породы с большим количеством очень мелких зерен пирита.

Слоистость обусловлена чередованием тонких слоев, где в различных соотношениях присутствуют мельчайшие зерна кварца, пелитоморфный карбонат, гидрослюды, серицит, хлорит и углистое вещество. Типичным аутигенным минералом является турмалин (до 2-3%). Преобладание того или иного компонента создает разновидности сланцев, определяемых как углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые, карбонатно-глинистые, карбонатно-кремнистые и т.д. В сланцах отмечается повышенное содержание Р — до 8000 г/т, Ва — до 4000-15 000, Sr — до 1000, V — до 1500, Mo — 500-600 г/т.

Некоторые разности глинисто-кремнистых сланцев образовались, по-видимому, при окремнении пепловых туфов. Они состоят из криптокристаллического агрегата кварца и серицита (15-20%). Последний образует кучные скопления, представляющие собой, вероятно, псевдоморфозы по плагиоклазу. Иногда можно наблюдать "тени" рогульчатых, теперь гранулированных обломков размером 0,05 мм. В этих разностях обычно присутствует лейкоксенизированный рудный минерал.

В зоне разлома, разделяющего Байконурский синклиорий 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 и эпигенетические баритовые конкреции.

Кварцевые песчаники встречаются в виде маломощных (от нескольких сантиметров до 0,5 м) прослоев среди глинистых разностей сланцев. Песчаники серые и светло-серые. Преобладают крупно- и грубозернистые песчаники с размером зерен 0,5-1 мм; реже встречаются мелкозернистые. Песчаники отличаются слабой отсортированностью, быстрым изменением гранулометрии по простиранию, преимущественно хорошей окатанностью зерен. Состав их почти мономинеральный — кварцевый. Лишь в песчаниках из основной формации имеются единичные обломки кварцитов, кварцево-серицитовых сланцев верхнего рифея. Из аксессуарных минералов характерен циркон. Цемент базального типа, реже пленочный кварцевый регенерационного типа и кварцево-серицитовый с микрогранолепидобластовой структурой.

Кварцево-фосфатные породы охристо-желтые, очень крепкие, каверзные, толстоплитчатые, неравномерно ожелезненные. Они сложены микрозернистым 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 ( $CaAl[OH]_6[SiO_4][PO_4]$ ) или сходный с ним минерал. Содержание фосфатного ангидрита, по данным химического анализа, составляет 28%. Кварцево-фосфатные породы образуют маломощную линзу в верхней части формации, в зоне сочленения Байконурского синклиория и Улугау-Северо-Тянь-Шаньского срединного массива. Гораздо шире развиты кремнистые метасоматиты по этим породам. Они очень близки последним по

внешнему облику, но целиком сложены тонкозернистым кремнистым агрегатом с неравномерно распределенными окислами железа. Содержание Р в метасоматитах, по данным спектрального анализа, редко превышает 1-3%.

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

### *Краткая геохимическая характеристика кремнистых пород*

Породы карбонатно-кремнистой формации, главным образом фтаниты, углисто-глинисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы, отличаются исключительно высокими содержаниями ряда микроэлементов, достигающими нередко рудных концентраций (рис. 8). Как правило, они обогащены V, Mo и Ba, к которым могут добавляться Cr, Zn, Pb, Ag и др.

Наиболее высоки концентрации микроэлементов в углисто-глинисто-кремнистых ванадиеносных сланцах (см. рис. 8, № 1-2). Содержание V в них достигает 6000-10 000 (1400)<sup>1</sup> г/т; Pb - до 2000 (80), Cr - до 1000 (120-280), Ag - до 15 (0,2), Ba - до 20 000 (7000) г/т. Фтаниты близки к углисто-глинисто-кремнистым сланцам (см. рис. 8, № 3, 4, 6), но отличаются в целом более низкими, хотя часто превышающими кларковые, содержаниями микроэлементов: V - до 4000-6000 (1000) г/т, Cr - до 60 (16) Ag - до 5 (1,5) г/т. Богаты микроэлементами и переслаивающиеся с углисто-кремнистыми породами углисто-глинистые сланцы (см. рис. 8, № 5). Однако в них, наряду с повышенным количеством V - до 1000-6000 г/т, Cr - до 3000, Zn - до 300, Ba - до 30 000, Mo - до 80, Pb - до 3000 г/т, содержатся в повышенном количестве Ca и Sc.

Средние содержания микроэлементов во фтанитах мало изменяются на площади. Однако максимальные значения, вплоть до рудных концентраций, известны лишь в зоне сочленения Байконурского синклиория с Улутай-Северотянь-Шаньским срединным массивом (см. рис. 3). В этой же зоне распространены ванадиеносные углисто-глинисто-кремнистые сланцы, залежи баритов и фосфоритов.

Обычной формой сочетания пород внутри формаций является переслаивание и ритмичное чередование. Эти сочетания создают ряд ассоциаций, или парагенезов, пород, типичных для данной формации. Главные из этих парагенезов следующие:

1. Ленточное переслаивание фтанитов и углисто-глинисто-кремнистых сланцев. Мощность прослоев - 1-10 см.
2. Ритмичное чередование пиритоносных углисто-глинистых, углисто-кремнистых сланцев. Мощность отдельных ритмов - 1,5-5 м.
3. Тонкое переслаивание пиритоносных углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев (ванадиеносные сланцы). Мощность прослоев - 0,1-1 см.
4. Неравномерное переслаивание фтанитов и тонкослоистых углистых известняков. Мощность прослоев - 15-20 м, редко - 1-2 м.
5. Неравномерное переслаивание углисто-глинисто-кремнистых сланцев и онколитовых известняков. Мощность прослоев - 5-20 м, преобладают сланцы.

В Байконурском синклиории карбонатно-кремнистая формация построена симметрично (см. рис. 3). Это связано с существованием поднятий вдоль западного края прогиба и на вотоке, в зоне его сочленения с Улутай-Северотянь-Шаньским срединным массивом. На крыльях поднятий формация почти целиком сложена кремнистыми породами, содержащими маломощные прослои мелко-

<sup>1</sup>Здесь и далее в скобках указаны средние значения содержания микроэлементов.

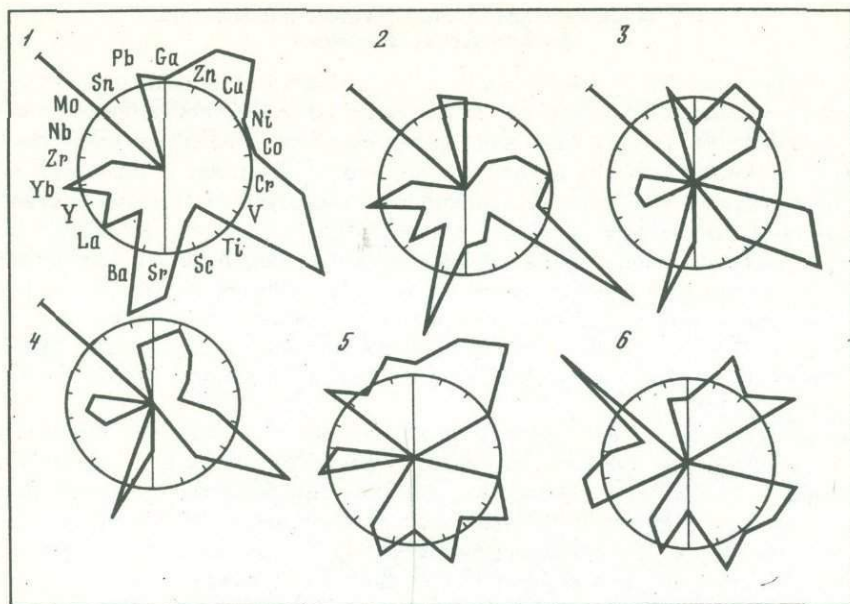


Рис. 8. Лучевые диаграммы содержаний микроэлементов во фтанитах, углисто-глинисто-кремнистых и углисто-глинистых сланцах карбонатно-кремнистой (черносланцевой) формации

1-5 - кокतालская свита: 1-2 - ванадиеносные углисто-глинисто-кремнистые сланцы (1 -  $n = 15$ , 2 -  $n = 200$ ), 3-4 - фтаниты (3 -  $n = 10$ , 4 -  $n = 100$ ), 5 - углисто-глинистые сланцы ( $n = 10$ ); 6 - шинсайская свита, углисто-кремнистые сланцы и фтаниты ( $n = 20$ )

водных водорослевых известняков. По направлению к центральной части синкли-нория часть кремнистых пород замещена относительно более глубоководными уг-листыми пелитоморфными известняками, не содержащими остатков водорослей. В других регионах формация чаще обладает однонаправленным характером измене-ний, отражающим постепенное углубление бассейна.

В целом для формации характерна небольшая мощность осадков. Всему кембрию соответствует толща пород мощностью 100-400 м. Очевидно, обра-зование известняково-кремнистой формации происходило в условиях чрезвы-чайно замедленного осадконакопления, что создавало благоприятные условия для концентрации рудных компонентов. Парагенез кремнистых пород с мелко-водными водорослевыми известняками, с одной стороны, и относительно глу-боководными тонкослоистыми известняками, с другой - свидетельствует о том, что глубина бассейна не оказывала существенного влияния на образова-ние кремнистых пород. Большее значение имело их положение в структуре прогиба. Кремнистые породы преобладают на крыльях прогиба, в зонах его сочленения с соседними поднятиями по крупным конседиментационным разрыв-ным нарушениям. К этим же зонам приурочены наиболее высокие concentra-ции (часто на порядок выше, чем на остальной территории) в кремнистых и чередующихся с ними углисто-глинистых сланцах редких металлов, скопле-ния фосфатных конкреций, пластовые тела фосфоритов, баритизированные поро-ды и конкреции барита. Сравнительный анализ соотношений в распределении микроэлементов, фосфатных конкреций и количества кремнистых пород в раз-резах формации ранее заставил автора [Хераскова, 1971] прийти к выводу об интенсивной эксгальационной деятельности в зонах сочленения Байконур-ского синклинория с окружающими поднятиями по крупным конседиментацион-ным разломам, способствовавшей накоплению кремнистых пород, связанных с ними фосфатов и ряда микроэлементов. Осаждение микроэлементов в осад-ках осуществлялось при сорбционных и биохимических реакциях с органическим веществом [Холодов, 1973].

### Терригенно-кремнистая (черносланцевая) фосфатоносная формация

Терригенно-кремнистая (черносланцевая) фосфатоносная формация по составу, положению в формационных рядах и структурной приуроченности близка карбонатно-кремнистой (черносланцевой) фосфатоносной и ванадиеносной формации. Отличия заключаются в некотором изменении состава: сокращении количества карбонатных и увеличении количества терригенных, преимущественно олигомиктовых, кварцевых песчаных и глинистых пород. Эта формация довольно широко распространена среди верхнекембрийских, кембрийских и нижнеордовикских отложений Центрального Казахстана. Примером могут служить жалтауская свита Байконурского синклинория [Зайцев, Хераскова, 1971; Хераскова, 1976], жуанская свита Жуантобинского антиклинория, бурултаская и бурубайтальская свиты Сарытумской зоны Западного Прибалхашья [Келлер и др., 1970].

Главные особенности ее строения можно выявить на примере бурубайтальской свиты кембрия – нижнего ордовика, распространенной в районе станции Чиганак в Западном Прибалхашье. Выходы формации здесь приурочены к северо-западному крылу Сарытумского антиклинория, сложенного породами вендского комплекса. Терригенно-кремнистая формация несогласно перекрывает образования спарагмитовой формации (шопшокинская свита), главным членом которой являются тиллоиды, и базальтово-терригенной [Токмачева и др., 1976] формации, в которой своеобразно сочетаются пестроцветные кварцевые песчаники, доломиты и зеленокаменно измененные базальты и их туфы. Базальты, по данным А.Г. Кузнецевского [Токмачева и др., 1976], отличаются специфическим составом и характеризуются низкой магнезиальностью (3–5%) и глиноземистостью (12–13%), высокой железистостью, титанистостью (2–6%) и довольно высокой щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5\%$ ), тяготеют к трахибазальтам. С базальтоидами повышенной щелочности они сходны и благодаря довольно высокому содержанию  $\text{P}_2\text{O}_5$  (до 1,5–1,9%). Эти признаки сближают их с континентальными базальтами. О близости континента может свидетельствовать и преимущественно кварцевый состав обломочного материала. Подстилающие формации вендского комплекса здесь, так же как и в Байконурском синклинории, относятся нами к грабеновым формациям, накапливающимся на начальной стадии растяжения при наложении каледонских геосинклиналей. Вверх по разрезу терригенно-кремнистая формация сменяется граувакковой формацией ордовика.

Главными членами терригенно-кремнистой (черносланцевой) формации являются кремнистые породы, в разной степени обогащенные углистым веществом (от слабоуглистых кремней и микрокварцитов до фтанитов), и различные углисто-глинистые, углисто-кремнистые сланцы. Сланцы, как правило, сильно выветрены и обелены, в неизменном виде встречены лишь в скважинах. В качестве второстепенных членов присутствуют песчаники кварцевые и кремнеобломочные, фосфатоносные песчаники, известняки, яшмовидные породы, черно-зеленые силициты и кремнистые метасоматиты.

Фтаниты – черные, темно-серые породы. При выветривании они легко обесцвечиваются, приобретает фарфоровидный облик и светло-серые, грязно-белые, голубоватые окраски. Пиритоносные разности фтанитов при выветривании неравномерно окрашиваются окислами железа в различные оттенки бурого, малинового, красно-бурого цвета. Обычно чередуются микрослоистые пласты 1–15 см, разделенные пропластками углисто-глинистого, иногда песчано-глинистого состава. Довольно широко распространены стилолитовые поверхности.

Состоят фтаниты из однородной массы микро- и криптокристаллического кварца, пигментированного тонкораспыленным углистым веществом, нередко с тонкой вкрапленностью пирита. В том или ином количестве присутствуют остатки радиолярий, иногда они очень обильны. Фтаниты представлены как чистыми, так и глинистыми разностями. Глинистый материал представлен в основном серицитом, иногда появляются тонкие чешуйки хлорита. Микрослоис-

тость фтанитов обусловлена неравномерным распределением углистого и глинистого вещества.

Слабоуглистые силициты и микрокварциты отличаются от фтанитов слабой углистостью или отсутствием примеси углистого вещества и характеризуются грязно-белыми, желтоватыми, палевыми окрасками. Чаше всего они переслаиваются с фтанитами или содержат тонкие слойки, обогащенные углистым веществом. Состоят они из криптозернистого или микрогранобластового агрегата кварца и в отличие от фтанитов почти не содержат остатков радиолярий. Слабоуглистые микрокварциты и силициты чрезвычайно бедны микроэлементами.

Силициты 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 криптористаллического 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.

Углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы часто переслаиваются друг с другом и слагают пачки небольшой мощности в основании горизонтов кремнистых пород. На поверхности это белые, грязно-белые и светло-зеленые фарфоровидные или шелковистые породы листоватой и тонколитчатой текстуры. В неизменном виде они углистые и имеют черную окраску. Более глинистые разности часто содержат конкреции и горизонты конкреций лепешкообразной и округло-шишковатой формы, которые по составу не отличаются от более кремнистых разностей этих пород. В подошве слоев более кремнистых разностей часты бугорковые иероглифы и структуры оплывания неконсолидированного осадка. Состав сланцев тот же, что и вышерассмотренных силицитов, однако расположение глинистых минералов и лейкоксена здесь иногда напоминает контуры пепловых частиц. Возможно, часть сланцев образована за счет окремнения пепловых туфов.

Углисто-глинистые сланцы, алевритистые углисто-глинистые, углисто-кремнистые сланцы слагают понижения между грядами кремнистых пород и, как правило, слабо обнажены. В неизменном виде это черные, черно-зеленые тонкосланцеватые породы. При выветривании они легко обеляются, приобретая грязно-белые, зеленоватые, желтые или пестрые из-за окислов железа окраски. Сложены криптористаллическим агрегатом микрогранолепидобластовой структуры, состоящим из кварца и гидрослюд, иногда с примесью хлорита, пронизанного большим количеством тонких иголок рутила (сагенита) и пигментированного углистым веществом. Сланцы иногда содержат небольшую примесь мелких алевритовых зерен кварца, чаще тонкие (0,1-2 см, редко более) слойки кварцевого алевролита. В углисто-глинистых сланцах, особенно в алевритистых разностях, часто видны следы размывов неконсолидированного или неполностью консолидированного осадка; при этом появляются слойки брекчий алевролитов и углисто-глинистых сланцев.

Песчаники фосфатоносные грубозернистые и гравийные. Эти своеобразные породы слагают пласт мощностью 7-15 м, залегающий среди углисто-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 округлой и неправильной формы, представленные глауконитом смешаннослойным, слюда-сметковым образованием с зонами чередования пакетов - неупорядоченных  $C-M_1$  и частично упорядоченных  $C-M_2$ . Эти зерна зеленого цвета 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 глаукониту и по трещинкам в породе.

Песчаники полимиктовые, буровато-зеленые, табачно-зеленые, 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 встречаются различные породы и минералы: микрокварциты, кремнистые породы, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, вулканиты основного и кислого состава, граниты, микроклин, плагиоклаз. Акцессорные минералы: 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 окремнелые (кремнистые метасоматиты по песчаникам); коричневые, красновато-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 мелкозернистых до средне-крупнозернистых. Характерна тонкая слоистость, обусловленная изменением зернистости. В подошве и кровле слоев зернистость песчаников обычно наиболее грубая, в центральной части слоев песчаники мелкозернистые и тонкозернистые, часты микрокварциты почти без реликтов обломочного строения (маятниковый тип слоистости). Широко распространены текстуры взмучивания и оплывания осадка, иероглифы типа слепков нагрузки. Окремнелые 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 светло-серые, от тонкозернистых и пелитоморфных до среднезернистых. Пелитоморфные разности с горизонтальной микрослоистостью, обусловленной неравномерным распределением углистого вещества. Известняки встречены в виде двух маломощных прослоев среди углисто-глинистых сланцев в верхней части формации.

#### *Краткая геохимическая характеристика кремнистых пород*

Фтаниты и углисто-глинисто-кремнистые сланцы, по данным полуколичественного спектрального анализа (рис. 9), характеризуются повышенными в сравнении с кларками содержаниями ряда микроэлементов главным образом фельдифильной группы. Это в первую очередь Ва, Мо и Рb, иногда Y и Yb. Из элементов фемафильной группы в повышенном количестве содержится лишь Си и иногда Zn. А.Г. Кузнецевский [Каюпов и др., 1976] отмечает также повышенное содержание V (1000 г/т). Высокие содержания V характерны для терригенно-кремнистой (черносланцевой) формации и в других регионах. Так, в Байконурском синклинии во фтанитах этой формации (жалтауская свита) содержание V до 2000 г/т. Характерной особенностью формации является повышенное содержание Р. Почти повсюду с этой формацией связаны маломощные горизонты фосфатных руд - алюмофосфатов (месторождение Сарысай, содержание  $P_2O_5$  - 11-33%,  $Al_2O_3$  - 2,5-11,6%), фосфоритов (фосфоритовые конгломераты жуанской свиты, содержание  $P_2O_5$  до 32%). Повышенные содержания Р, иногда фосфатные конкреции отмечаются и во фтанитах и углисто-глинисто-кремнистых сланцах.

В Западном Прибалхашье, в окрестностях станции Чиганак, формация характеризуется ритмичным строением (рис. 10). Пачки преобладания кремнистых пород, слагающие четко выступающие в рельефе гряды, чередуются с пач-

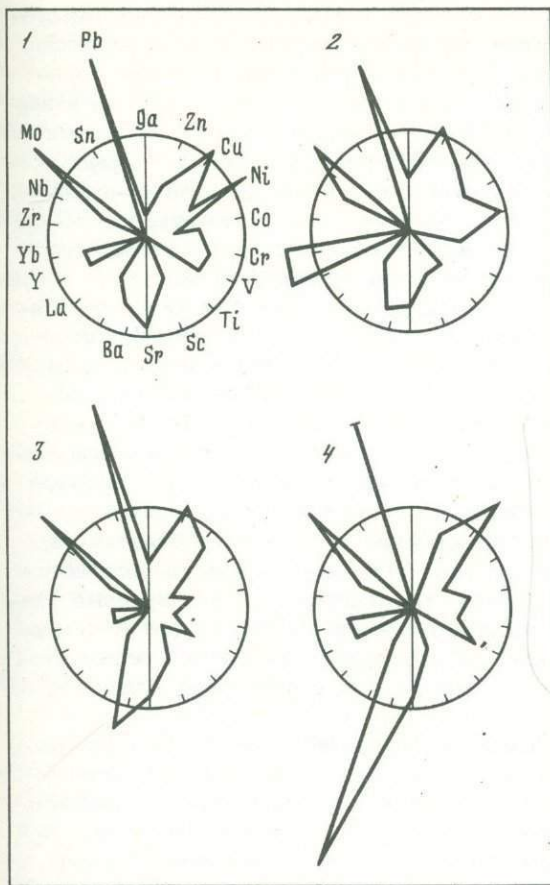
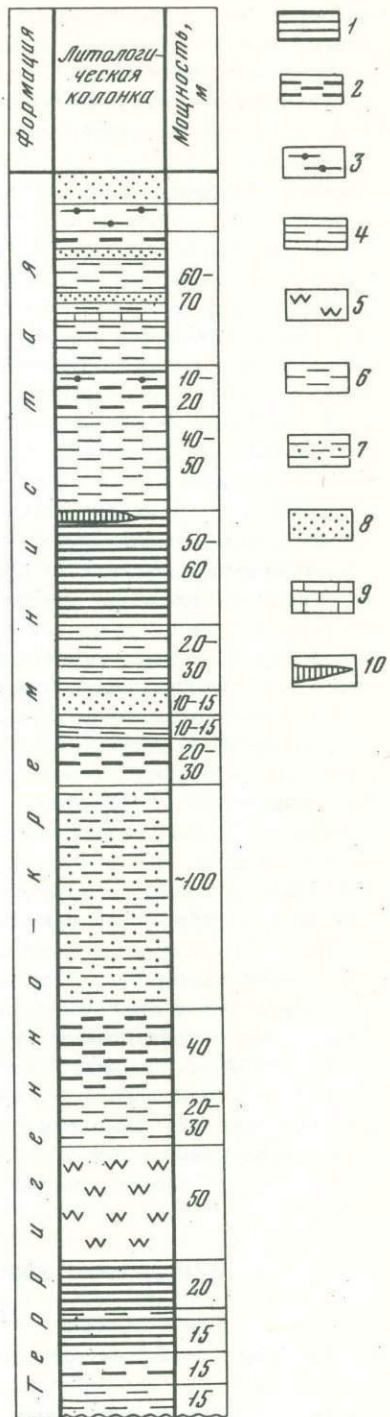


Рис. 9. Лучевые диаграммы содержаний микроэлементов во фтanitaх и углисто-кремнистых сланцах терригенно-кремнистой формации (бурубайтальская свита)

1-2 - фтanitaы: 1 -  $n = 10$ , 2 -  $n = 100$ ;  
3 - углисто-глинистые сланцы ( $n = 10$ );  
4 - баритизированные фтanitaы ( $n = 20$ )

Рис. 10. Стратиграфическая колонка терригенно-кремнистой формации (бурубайтальская свита)

1 - фтanitaы; 2 - слабоуглистые микрокварциты и кремни; 3 - черно-зеленые силициты и фтanitaоиды; 4 - частое переслаивание кремнистых, глинисто-кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев; 5 - микрокварциты; 6 - углисто-глинистые сланцы; 6 - песчаники; 9 - известняки; 10 - залежь барита



ками глинистых, кремнисто-глинистых сланцев, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Выделяются три наиболее крупных горизонта преобладания кремнистых пород. В каждом из них нижняя часть сложена листоватыми и тонкоплитчатыми, первично, видимо, углистыми кремнисто-глинистыми, иногда алевритистыми сланцами, содержащими кремнистые конкреции лепешкообразной и округло-шишковатой формы. Верхняя часть представлена кремнистыми породами, в различной степени углистыми. В нижнем горизонте углистость кремней и микрокварцитов наименьшая. Типичны грязно-белые, свет-

ло-серые массивные кремнистые породы с тонкими (0,5–1 см) слоями, обогащенными углистым веществом. Второй горизонт, особенно в верхней части, состоит из характерных тонкослоистых, плитчатых фтанитов. К этому горизонту приурочены стратиформные залежи баритов. Третий горизонт, как и первый, отличается слабой углистостью. Обычно это черно-зеленые массивные силициты, замещающиеся по простиранию розовыми яшмами. Между вторым и третьим горизонтом кремнистых пород прослеживается пачка углисто-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.

Терригенно-кремнистая (черносланцевая) формация распространена в сходных или одних и тех же структурно-формационных зонах, что и карбонатно-кремнистая (черносланцевая) формация. Формации близки и по общему набору пород. Однако если карбонатно-кремнистая формация на поднятиях приобретает особенности кремнисто-карбонатной (рифогенной), то терригенно-кремнистая (черносланцевая) обладает некоторым сходством с терригенно-яшмово-фтанитовой формацией краевых частей эвгеосинклинальных прогибов, которые параллелизуются нами с зонами континентального склона. К склоновой терригенно-яшмово-фтанитовой формации терригенно-кремнистая (черносланцевая) формация приближается по количеству терригенных пород, нередко полимиктового состава (хотя во многих случаях имеются исключительно кварцевые разности), появлению в качестве второстепенных членов слабоуглистых и темно-зеленых силицитов и яшмовидных пород, по геохимическим особенностям фтанитов и углисто-глинисто-кремнистых сланцев (уменьшению содержания V, повышенному содержанию Mo).

Присутствие структур оплывания неконсолидированного осадка, вплоть до появления кремнеобломочных пород и гравелитов, состоящих из обломков углисто-кремнисто-глинистых сланцев, а также текстуры взмучивания осадка свидетельствуют о накоплении формации на наклонной поверхности, по-видимому недалеко от континента (в обломочном материале преобладает кварц). По морфологическим особенностям, видимо, ближе всего внешняя часть шельфа, примыкающая к континентальному склону, или котловины шельфовых морей.

Песчаные породы с разновидностью "маятниковой" слоистости, базируясь на сходных материалах, приведенных И.В. Хворовой [1974], скорее всего следует относить к проксимальным турбидитам. Полимиктовые песчаники, образующие отдельные пласты среди углисто-глинистых, углисто-кремнисто-глинистых сланцев, лишены слоистости и слабо сортированы. Такого типа песчаники получают широкое распространение в краевых частях эвгеосинклиналей, где слагают самостоятельные формации (см. табл. 1, ряды III и IV). В терригенно-кремнистой (черносланцевой) формации они, по-видимому, являются скорее аллофильными членами и присутствуют в составе этой формации не всегда.

## Кремнистые формации эвгеосинклинальных прогибов

### Туффито-яшмовая формация

Туффито-яшмовая формация широко распространена среди кембрийских, частично ордовикских отложений в восточной части каледонид Центрального Казахстана. Примером может служить Тектурмасская свита Тектурмасского антиклинория [Антонюк, 1971; Бабичев и др., 1977], яшмовая толща Чингизского антиклинория [Бабичев и др., 1977]. Близкое строение с несколько большим количеством туффитовых пород имеют верхи базарбайской свиты нижнего среднего ордовика Тектурмасского антиклинория, толпакская и агырекская свиты Майкаин-Кызылтасского антиклинория, казыкская свита Северо-Балхашского антиклинория [Антонюк, 1971; Бабичев и др., 1977]. Особенности строения этой формации изучены на примере тектурмасской свиты среднего кембрия – нижнего ордовика, развитой в Тектурмасском антиклинории (см. рис. 1). Тектурмасская свита без видимого несогласия перекрывает здесь об-

разования карамурунской свиты нижнего кембрия, которую мы относим к яшмово-базальтовой, трахибазальтовой формации (см. табл. 1). Смена парагенезов происходит постепенно. К югу от Тектурмасского антиклинория (горы Узунжал) и на крайнем западе, в зоне сочленения с Атасуйским антиклинорием, туффито-яшмовая формация, по крайней мере ее верхняя часть, замещается яшмово-терригенной формацией, отнесенной к формационному ряду краевых зон эвгеосинклинальных прогибов (см. табл. 1), сопоставляемых с зонами континентального подножия.

Главными членами туффито-яшмовой формации являются красные яшмы, тонкозернистые пестроцветные кремнистые туффиты и туфы, кремнеобломочные породы. Второстепенные члены формации — фтаниты, полимиктовые песчаники, конгломераты, трахидациты, трахиандезиты, трахиандезито-базальты. Полимиктовые песчаники, по-видимому, являются аллофильным членом и более свойственны яшмово-терригенной формации (см. рис. 4).

Яшмы слагают горизонт мощностью 25–100 м в средней части формации и в виде маломощных прослоев рассеяны по всему разрезу. Яшмы красные, розовато-красные. Наблюдается чередование пластов мощностью от 2 до 50 см. В наиболее мощных из них прослеживаются небольшие полосы и линзочки белого кварца или четковидные слойки с более яркой окраской. Пласты мощностью 5–10 см микрослоисты. Иногда микрослоистость нарушена и видны текстуры взмучивания осадка. Слоистость обусловлена чередованием разностей с различным содержанием тонкораспыленного гематита, иногда с небольшой примесью глинистых частиц. Наибольшее количество слабжелезистых и более кремнистых слойков сосредоточено в нижней части пластов. Иногда слои яшм разделены пропластками пепловых 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, обогащенную гематитом кремнистую массу. Имеются переходы от четковидной слоистости к брекчиевой: В некоторых случаях брекчиевую текстуру имеют верхние части прослоев яшм. При этом переход к ненарушенной породе осуществляется постепенно. На поверхностях напластования в яшмах, там, где они содержат пропластики кремнистых туффитов, отмечаются мелкие бугорковые иероглифы.

Яшмы сложены криптозернистым агрегатом кварца (0,01 мм) с тонкораспыленными окислами железа, часто пронизанными тонкими прожилками кварца. В криптозернистом агрегате кварца часто имеется различное количество остатков радиолярий размером 0,03–0,2 мм. 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, темно-серые и серые, слагают маломощный горизонт (5–10 м) в нижней части формации. К верхам его иногда приурочен горизонт железомарганцевых руд (0,2–0,3 м). По простиранию фтаниты замещаются грязно-зелеными яшмовидными породами. Фтаниты образуют пласты мощностью 0,5–0,15 см, внутри которых наблюдается микрослоистость, обусловленная изменениями содержания углистого и глинистого вещества. На поверхностях напластования имеются присыпки окварцованного песчаного или углисто-глинистого материала. Фтаниты сложены мелкокристаллическим, криптокристаллическим агрегатом кварца, окрашенным в серый цвет тонкораспыленным углистым веществом. Отдельные слойки, часто ограниченные стилолитовыми швами, обогащены глинистым материалом — тонкими листочками гидрослюд и хлорита. Фтаниты практически не содержат остатков радиолярий, возможно, не сохранившихся из-за окварцевания.

Пестроцветные кремнистые туффиты, туфопелиты, пепловые туфы, пеплистые яшмы отличаются от чисто кремнистых пород примесью тонкозернистого пеплового материала. Имеются все переходы от пепловых туфов через пеплистые яшмы к яшмам и зеленым силицитам. Эта

группа пород, как и яшмы, чрезвычайно широко распространена по всему разрезу формации, особенно в ее верхней части. Это — кремневидные породы с раковистым изломом темно-вишневого, бирюзово-зеленого, голубовато-зеленого цвета, белесые на выветрелой поверхности. Вишневые и голубовато-зеленые разности образуют самостоятельные пласты. Однако часто окраска развита пятнами. Видно, что сначала в вишневых разностях появляется осветление по трещинкам, часто наследующим слоистость. Причем в голубовато-зеленых пятнах наблюдается вкрапленность пирита. По-видимому, в раннюю диagenетическую стадию здесь происходил процесс восстановления Fe, так как в кремнеобломочных породах, переслаивающихся с кремнистыми туффитами, встречаются обломки как вишневого, так и голубовато-зеленого цвета. Эта группа пород отличается массивными, неслоистыми текстурами, лишь изредка можно наблюдать нечеткую слоистость со следами взмучивания. Выделяются лишь маломощные (несколько сантиметров) пачки с горизонтальной слоистостью (1–2 мм) или тонкой однонаправленной косою слоистостью, а также прослой и линзы гравелитов и песчаников мощностью 0,5–50 см, состоящие из продуктов местного перемыва не полностью консолидированных осадков. При этом нередко сохраняются частично размывшиеся реликты прослоев кремнистых туффитов. Гораздо меньшим распространением пользуются ленточно-слоистые и брекчиевидно-полосчатые серовато-лиловые кремнистые туффиты.

Пепловые туфы сложены криптокристаллическим агрегатом хлорито-кремнистого, гематито-хлорито-кремнистого, хлорито-кремнисто-альбитового состава, иногда со стильномеланом. В этой массе включено большое количество мелких (0,01–0,03 мм) рогулек и обломочков нечетких очертаний, сложенных хлоритом и соссюритоподобным, очень тонким непрозрачным агрегатом (измененное стекло). Кроме того, обычно присутствует некоторое количество оскольчатых, серповидных, часто резорбированных зерен кварца, водяно-прозрачного альбита, гематизированных пород микролитовой структуры, имеющих алевротовую, реже — песчаную размерность.

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

Пирокластичка кремнистых туффитов и пепловых туфов имеет, по-видимому, состав, близкий к дацитовому или липаритовому, так как повсеместно среди кристаллокластов присутствуют кварц- и водяно-прозрачный альбит. Кроме того, среди них иногда встречаются прослой туфов трахидацитового состава и маломощные покровы трахидацитов.

Очевидно, более основным составом отличаются слабокремнистые туффиты и туфы, распространенные в нижней части формации. Эти породы грязно-зеленого, серо-зеленого, табачно-зеленого цвета, тонкозернистые, неслоистые связаны рядом постепенных переходов с яшмовидными породами грязно-зеленого цвета. Слабокремнистые туффиты и туфы сложены тонкозернистым соссюритоподобным и кремнисто-хлоритовым агрегатом, содержащим примесь тонкораспыленного рудного материала, иногда с редкими остатками мелких радиолярий. Отдельные разности различаются количеством примеси зерен резко оскольчатой формы, представленных серицитизированным плагиоклазом, редко кварцем, обломками, рогульками и нитями хлоритизированного стекла. Иногда присутствуют обломки (0,1–3 мм) рваных очертаний с корками закалки, представленные плагиоклазовыми порфиритами и вариолитами. Состав пирокластического материала этих пород, по-видимому, андезитовый, трахиандезитовый, так как среди них встречаются маломощные покровы трахиандезитового, трахиандезито-базальтового состава (описание см. ниже).

Кремнеобломочные породы пестрые, вишневые и светло-зеленые, наиболее широко развиты в верхней части формации, где образуют самостоя-

тельные пачки или слагают маломощные прослои среди кремнистых туффитов. Распространены преимущественно кремнеобломочные конгломераты и гравелиты, меньшим развитием пользуются песчаники. Конгломераты пестрые, состоят преимущественно из галек кремнистых пород. Наиболее крупные (1–10 см), как правило, неокатанные обломки, представленные зелеными и вишневыми кремнистыми туффитами и туфопелитами. Они имеют лепешкообразную и неправильную форму (размыв неконсолидированного осадка). Иногда сохраняются реликты размывших на месте прослоев. Лучше окатаны мелкие гальки и гравий яшм. В отдельных, чаще маломощных, прослоях (до 0,5 м) содержатся валуны трахидацитов, базальтов, габброидов, в редких случаях – гранитов, диоритов, кварцитов. В гравелитах и песчаниках обломочный материал менее разнообразен, преобладают обломки или кремнистых туффитов, или яшм. Цемент кремнеобломочных пород то очень скудный, и обломки плотно прилегают друг к другу, то весьма обильный (обломки плавают в цементе), и представлен кремнистым туффитом, туфопелитом или глинистой яшмой, обычно мало отличающейся по составу от обломков.

Отдельные пласты кремнеобломочных пород разделены поверхностями размыва или частично размывшими слоями туфогенно-кремнистых и кремнистых пород. Внутри пластов мощностью от нескольких сантиметров (среди кремнистых туффитов) до 0,5–1 м слоистость градационного типа, иногда нечеткая, косая. Образование кремнеобломочных пород с градационной слоистостью, как показали исследования И.В. Хворовой [1974], скорее всего, происходило в результате деятельности суспензионных потоков, образующихся на склонах местных поднятий. По-видимому, зонам распространения кремнеобломочных пород со скудным цементом соответствуют проксимальные части суспензионных потоков вблизи зон их зарождения, а зонам развития кремнеобломочных пород с обильным цементом – дистальные.

Песчаники полимиктовые, грязно-зеленого, серовато-зеленого цвета слагают пачку пород мощностью до 100 м в нижней части формации. Песчаники разнородные, мусористые, совершенно лишены слоистости. В обломках размером 0,1–0,5 мм преобладает плагиоклаз, в меньшем количестве присутствуют 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. Последние частично имеют, по-видимому, пирокластическую природу, так как по структурным признакам близки к трахиандезито-базальтам, образующим небольшие покровы в этой части разреза. Цемент порового, пленочного и сгусткового типа, хлоритовый, с обильными выделениями лейкоксена и окислов железа. В некоторых случаях цемент плагиоклаз-хлоритовый с четкой пепловой структурой.

Трахидациты и трахиандезиты слагают небольшие (несколько метров) субвулканические тела и жерловины, прорывающие нижележащую яшмово-базальтовую, трахибазальтовую формацию и низы туффито-яшмовой формации. В туффито-яшмовой формации они также встречаются в виде небольших потоков или включений бомб и валунов среди кремнеобломочных пород. Трахидациты и трахиандезиты представляют собой породы темно-вишневого, темно-серого цвета с массивной, перлитовой, реже флюидалной текстурой, с крупными (1–3 мм) вкрапленниками 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. Жерловины сложены иногда алгомератовыми туфами трахидацитов. Потоки трахидацитов мощностью до 1 м имеют своеобразную структуру, близкую к структуре гиалокластив. В массе породы наблюдаются округлые обособления размером 0,3–0,4 м, сложенные трахидацитом или трахиандезито-дацитом. Эти лавовые обособления нечетко выделяются из основ-

Таблица 2

Химический состав трахидацитов и трахиандезитов туффито-яшмовой

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Горы Норчекен						
Трахидацит	69,35	0,32	14,47	4,30	0,90	0,06
Тортаульская ложбина						
Трахиандезит	60,40	0,48	16,48	2,36	1,88	0,07
Трахидацит	68,58	0,44	13,86	0,75	3,32	0,09
Трахидацит	65,58	0,51	13,60	4,63	2,33	0,09
Горы Сарытау						
Трахиандезит	58,34	0,70	15,14	4,65	3,32	0,08
Трахидацит	67,93	0,50	13,37	1,51	3,13	0,15
Урочище Пожарище						
Туф андезитового состава	56,91	0,56	16,06	2,55	4,49	0,11
Трахиандезит	56,96	0,33	18,46	6,17	1,49	0,16

Таблица 3

Химический состав трахиандезито-базальтов и трахибазальтов туффито-

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
Горы Сарытау							
Трахиандезито-базальт	53,07	2,72	17,39	3,76	4,42	0,57	1,57
Трахибазальт	47,78	1,10	18,85	5,34	3,35	0,21	4,46
Туф трахибазальтового состава	42,93	1,87	15,21	5,20	3,84	0,17	3,67
Тортаульская ложбина							
Трахиандезито-базальт	53,38	1,83	18,43	2,62	4,58	0,20	4,10
Трахибазальт	50,40	1,77	15,51	2,11	6,64	0,28	5,76

ной массы, сложенной обломками округлой (более крупные) и оскольчатой (более мелкие) формы. Обломки состоят из бурого и хлоритизированного стекла или слабораскристаллизованной массы, по текстурным признакам близкой к основной массе лавовых обособлений. Лучше раскристаллизованные осколки окружены обломками стекла. Часто видно, что отдельные фрагменты являются осколками более крупного обломка. Химический состав этих пород (табл. 2) разнообразен, он изменяется от трахидацитового, близкого к липаритовому, до трахиандезитового. Объединяет эту группу вулканитов, помимо принадлежности к одному вулканическому комплексу, повышенная щелочность, хотя содержание щелочей, особенно K<sub>2</sub>O, также подвержено значительным колеба-

формации, %

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Σ
Горы Норчекен								
0,62	0,86	7,65	0,10	0,00	0,16	0,79	0,00	99,58
Тортаульская ложбина								
2,06	4,30	7,35	1,20	0,38	0,12	1,32	0,51	99,91
3,41	0,92	4,16	2,48	0,10	0,08	Не опр.	1,75	99,74
0,81	1,40	4,00	5,10	0,08	0,37	0,53	0,54	99,57
Горы Сарытау								
3,42	3,69	7,35	1,00	0,49	0,26	Не опр.	1,42	99,86
0,65	3,00	3,70	3,40	0,14	0,10	1,20	0,54	99,32
Урочище Пожарище								
6,20	3,54	3,70	1,08	0,19	0,16	Не опр.	4,06	99,61
2,10	0,77	3,90	5,56	0,17	0,61	"	2,95	99,63

яшмовой формации, %

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Σ
Горы Сарытау								
2,86	3,43	6,58	0,69	0,49	1,49	0,55	Не опр.	99,59
7,42	5,20	0,60	0,21	0,16	Не опр.	Не опр.	4,54	99,22
11,31	4,10	2,44	0,55	0,72	2,50	5,05	Не опр.	99,56
Тортаульская ложбина								
2,77	4,54	3,90	0,74	0,22	Не опр.	Не опр.	2,60	99,91
7,86	3,66	1,76	0,19	0,18	"	"	4,46	100,58

ниям. Частично это связано с более или менее полной альбитизацией калиевого полевого шпата.

Трахибазальты, трахиандезито-базальты и трахиандезиты встречаются в виде маломощных потоков в основании формации, в зоне перехода к яшмово-базальтовой, трахибазальтовой формации. Это темно-зеленые, грязно-зеленые тонкокристаллические породы и агломератовые туфы, состоящие из бомб и лапиллей базальтоидов, различающихся по текстурным признакам. Тонкокристаллические породы большей частью афировые, лишь изредка встречаются мелкие вкрапленники серицитизированного плагиоклаза. Текстура пород массивная, лишь в бомбах из агломератовых туфов наблюдаются раз-

ности 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 сложены лейстами плагиоклаза, образующими веерообразные сростки, в интерстициях между которыми располагаются вторичные минералы: хлорит, пумпеллит, а также мелкие зернышки кварца. Лейсты плагиоклаза пронизаны игольчатыми выделениями лейкоксенизированного рудного минерала. Иногда в строении вариолей участвует титанавгит.

Химический состав этих пород изучен еще очень слабо (табл. 3). Так же как трахидациты и трахиандезиты, эти породы выделяются резко повышенной щелочностью, особенно калийностью, но отличаются более высокой кремнекислотностью. К базальтам подстилающей яшмово-базальтовой трахибазальтовой формации они близки почти по всем параметрам, включая низкую магнезиальность, но отличаются более высокими содержаниями  $K_2O$  и  $SiO_2$ .

### *Главные геохимические особенности кремнистых пород туффито-яшмовой формации*

Основные особенности формации выявляются при рассмотрении лучевых диаграмм содержаний микроэлементов по данным полуколичественного спектрального анализа. Яшмы бедны микроэлементами (рис. 11), практически все микроэлементы содержатся в количествах ниже кларковых. В повышенных количествах или близких к кларковым обнаружены лишь Mo (до 1,5 г/т) и Cu (до 70 г/т). В целом можно говорить, что элементы фемафильной группы превалируют над фельсифильными.

Фтаниты также бедны микроэлементами (рис. 12), особенно по сравнению с фтанитами черносланцевых формаций (см. рис. 8,9). В количествах, превышающих кларковые, обнаружены Mo (до 3 г/т), Pb (до 32 г/т), иногда Cu (до 110 г/т). Содержание микроэлементов большей частью значительно ниже кларковых, но в целом среди них элементы фемафильной группы преобладают.

Туфогенно-кремнистые породы (рис. 13) значительно богаче микроэлементами, чем чисто кремнистые. По-видимому, сказывается влияние примеси тонкого пирокластического материала. Содержания многих микроэлементов (особенно группы фемафильных) близки к кларковым. В повышенных количествах, помимо Mo и Cu, обнаружен Sc (до 15 г/т). Преобладание элементов фемафильной группы в туфогенно-кремнистых породах с пирокластикой кислого состава дает основание полагать, что эти породы являются производными базальтовой магмы.

Туффито-яшмовая формация в общих чертах имеет трехчленное строение (см. рис. 4). В ее нижней и верхней частях развиты преимущественно туфогенно-кремнистые и кремнеобломочные породы. Средняя часть сложена пачкой красных яшм. Состав формации закономерно меняется вкострости простирающейся палеоструктуры (см. рис. 4)<sup>1</sup>. При этом основные изменения происходят в направлении с востока-юго-востока на запад-северо-запад, под острым уг-

<sup>1</sup> В Тектурмасском антиклинории зоны с определенным типом строения разреза очень узки, прослеживаются в виде тектонических линий, отделенных от соседних зон разломами, в настоящее время крутопадающими, но ранее имевшими, по-видимому, довольно пологое залегание. По этим разломам произошло более или менее значительное сближение структурно-фациальных зон. Масштабы перемещений в настоящее время трудно оценить.

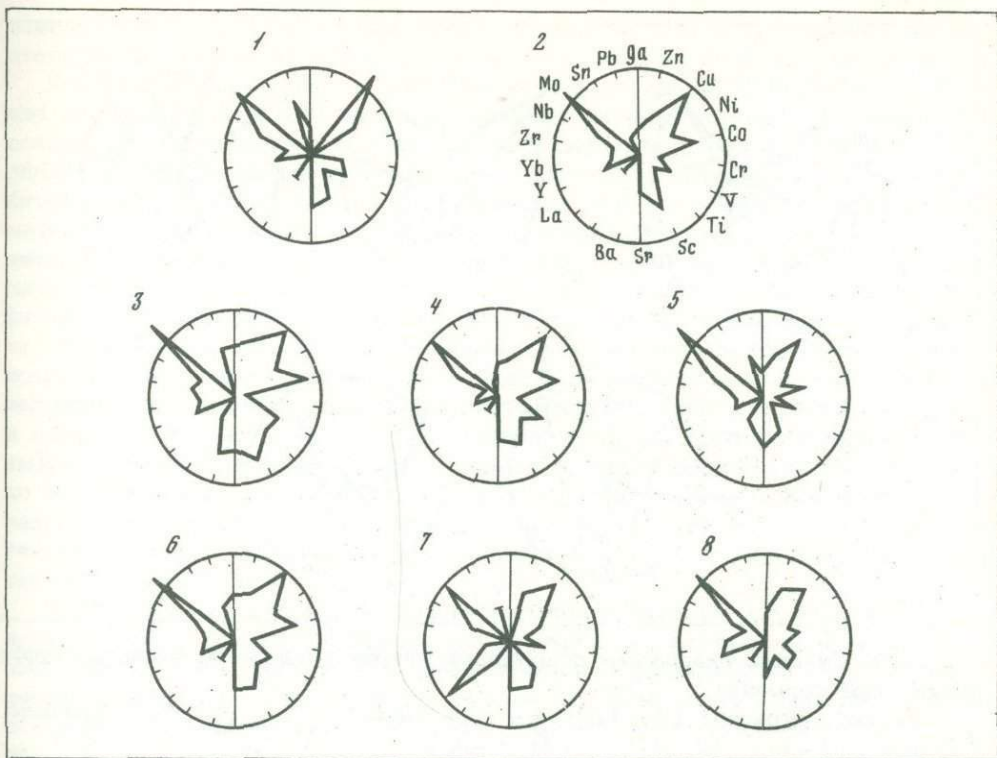


Рис. 11. Лучевые диаграммы содержаний микроэлементов в яшмах туффи-  
яшмовой формации

1 - урочище Пожарище ( $n = 30$ ); 2-6 - горы Сарытау: 2 -  $n = 20$ , 3 -  $n = 20$ , 4 -  $n = 10$ , 5 -  $n = 30$ , 6 -  $n = 20$ ; 7 - горы Норчекен - ( $n = 30$ ); 8 - горы Койтау ( $n = 30$ )

лом к простираанию современной структуры Тектурмасского антиклинория. В осевой части рассматриваемой палеоструктуры в основании формации залегает пачка грязно-зеленых туффигов, кремнистых туффигов, тефроидов, содержащая отдельные потоки трахиандезитового, трахиандезито-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 невелика (не превышает 50-70 м).

В верхней части формации преобладают пестроцветные туфогенно-кремнистые и кремнеобломочные породы с очень обильным кремнистым и туфогенно-кремнистым цементом. Можно предположить, что этой зоне (см. рис. 4, зона I) соответствует прогиб, вдоль которого мог разноситься терригенный материал континентального происхождения, скорее всего, с юго-запада, где развиты преимущественно терригенные формации близкого возраста (IV тип формационного ряда, см. табл. 1). К северо-северо-западу и юго-юго-востоку от I зоны располагаются зоны II и IIIa со сходным строением.

В нижней части формации лежит пачка (30-70 м) грязно-зеленых туффигов, иногда трахиандезитов, включающая горизонт ленточнослоистых красно-зеленых яшм и фтанитов. Выше залегает пачка яшм. В южной зоне (IIIa) 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 встречаются и обломки базальтов, габброидов. Туфогенно-кремнистые породы с пирокластикой кислого состава образуют ма-

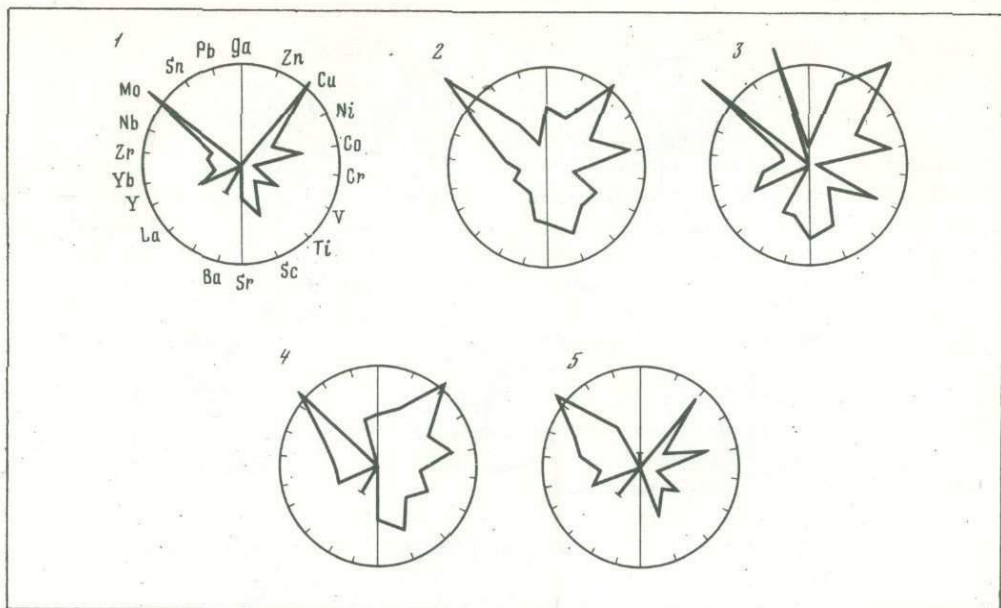


Рис. 12. Лучевые диаграммы содержаний микроэлементов во фтанитах туффи-то-яшмовой формации

1 - пос. Отрадное ( $n = 10$ ); 2 - горы Сарытау ( $n = 20$ ); 3-5- урочище Пожарище: 3 -  $n = 20$ , 4 -  $n = 10$ , 5 -  $n = 10$

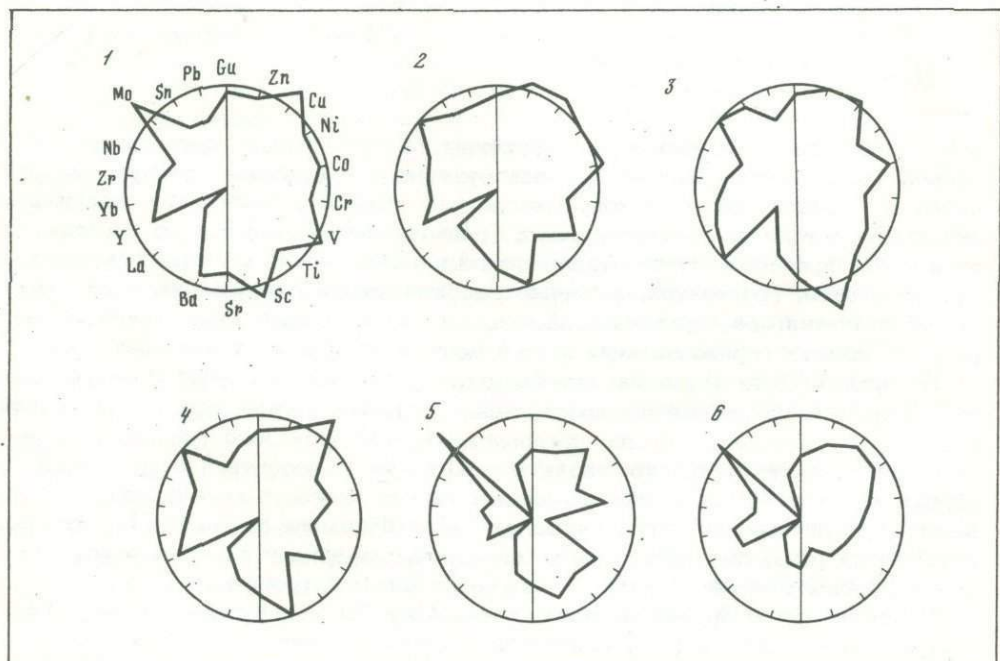


Рис. 13. Лучевые диаграммы содержаний микроэлементов в туфогенно-кремнистых породах туффи-то-яшмовой формации

1 - темно-вишневый кремнистый туффит ( $n = 20$ ); 2-3 - пеплистая яшма: 2 -  $n = 20$ , 3 -  $n = 30$ ; 4 - зеленый кремнистый туфопелит ( $n = 20$ ); 5 - глинистая яшма ( $n = 20$ ); 6 - кремнеобломочный песчаник ( $n = 30$ )

ломощные пласты. Аллохтонный материал сиалического происхождения здесь отсутствует. Можно полагать, что зоны I и IIa соответствуют поднятиям.

К северо-северо-западу и юго-юго-востоку от зон II и IIa выделяются еще две зоны (III и IIIa). Здесь в основании разреза формации имеется пачка полимиктовых песчаников неслоистых, разнозернистых, мусористых. Они содержат горизонты кварц-полевошпатовых песчаников и слабокремнистых 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 и бирюзово-зеленых пятнистых кремнистых туффитов. Кремнеобломочные породы слагают лишь маломощные линзы и пропластки. По-видимому, эти породы образованы уже на крыльях геосинклинального поднятия Тектурмасса. Севернее, по-видимому, располагается зона, где базальтоидный, трахибазальтоидный вулканизм начался лишь в раннем ордовике и продолжался вплоть до среднего ордовика (нижняя часть базарбайской свиты), а туффито-яшмовая формация (скорее, яшмово-туффитовая) возникла только в среднем ордовике (верхняя часть базарбайской свиты). Южнее и юго-западнее, как уже было сказано, находилась зона развития существенно терригенных формаций, которые рассматриваются в комплексе формаций континентальных подножий (см. табл. 1).

Таким образом, накопление туффито-яшмовой формации происходило в области морского бассейна, значительно удаленной от континента, куда обломочный сиалический материал мог приноситься лишь спорадически и в незначительном количестве, скорее всего, течениями. Лишь редко и локально, из-за достаточно расчлененного рельефа дна, сюда поступал материал песчаных потоков и выносов, накапливались пачки неслоистых разнозернистых полимиктовых песчаников, более характерных для кремнисто-терригенных формаций краевых зон эвгеосинклиналией. Основная масса обломочного материала автохтонная и возникла за счет размыва местных поднятий. Местный обломочный материал разносился, по-видимому, суспензионными потоками, возникающими на склонах поднятий. При этом в значительной мере размывались подстилающие неполностью консолидированные осадки. Терригенный материал в составе формаций имеет подчиненное значение. Большая ее часть образована кремнистым и пирокластическим материалом. Пирокластический материал чрезвычайно тонкозернистый, однако имеет, по всей вероятности, местное происхождение, а не привнесен из соседней вулканической области, так как среди кремнистых туффитов, тефроидов и туфов имеются потоки лав и субвулканические тела близкого состава. Возможно, такое большое количество тонкого пирокластического материала образовалось в результате гидромагматических извержений [Макдональд, 1975].

## ВЫВОДЫ

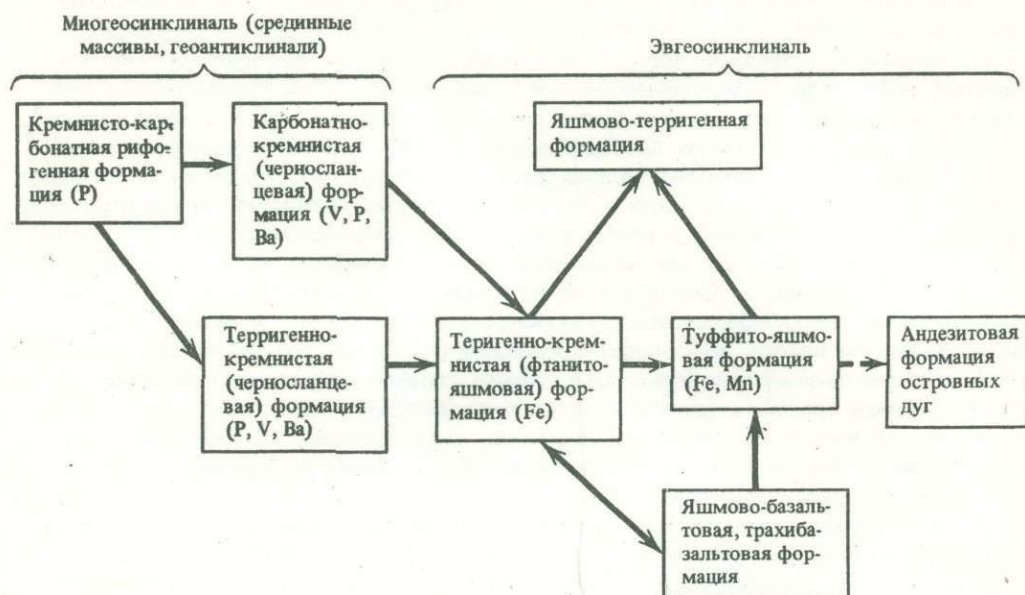
Для Казахстанской геосинклинальной области характерно закономерное расположение структурно-формационных зон (см. рис. 1). Краевая миогеосинклинальная зона и зона терригенных эвгеосинклиналией в кембрии – начале ордовика близки по строению к континентальному шельфу. Краевая зона эвгеосинклинали может сравниваться с континентальным склоном и подножием. В центральной части эвгеосинклинали выделяются зона окраинного морского бассейна и зона островной дуги.

Каждая структурно-формационная зона характеризуется своеобразным составом кремнистых формаций, т.е. в поперечном сечении Казахстанской геосинклинальной области в кембрии – начале ордовика намечается латеральный ряд кремнистых и кремнесодержащих формаций (табл. 4, см. табл. 1).

В этом ряду от краевой миогеосинклинальной зоны к ее центральной эвгеосинклинальной части закономерно изменяется состав кремнистых пород в кремнистых и кремнесодержащих формациях. В миогеосинклинальной кремни-

Таблица 4

## Раннегеосинклиналильные кремнистые формации



Примечание. Сплошные стрелки – установленные соотношения, пунктирные – предполагаемые.

то-карбонатной формации имеются небольшие горизонты кремней. Далее появляются формации, в которых преобладают фтаниты и углисто-кремнистые сланцы. Затем их сменяют ассоциации, в которых наряду с фтанитами присутствуют яшмы. Наконец, в формациях эвгеосинклиналильной зоны распространены преимущественно яшмы.

Одновременно со сменой состава кремнистых пород в кремнистых и кремне-содержащих формациях изменяется состав полезных компонентов, с ними связанных. С кремнисто-карбонатной формацией ассоциируются фосфориты. В черносланцевых формациях, помимо рудопроявлений фосфоритов и алюмофосфатов, появляются руды V, Ba, а также значительно превышающие кларки содержания Mo, Pb и др. В терригенно-яшмово-фтанитовой и терригенно-фтаниито-яшмовой формациях руды V и Ba не встречаются, очень редки рудопроявления P, однако отмечают разности пород, обогащенные гематитом. Среди микроэлементов в количествах, значительно превышающих кларки, обнаруживается лишь Mo. В туффито-яшмовой формации имеются маломощные горизонты железомарганцевых руд. Содержания микроэлементов очень низки, как правило ниже кларковых. Лишь Mo присутствует в количествах, значительно превышающих кларки.

Кремнистые формации, в которых преобладают яшмы, парагенетически тесно связано с вулканогенными формациями базальт-трахибазальтового состава. Так, горизонты яшм присутствуют в самих вулканогенных формациях, а собственно яшмовые формации, как правило, сменяют вулканогенные формации вверх по разрезу (туффито-яшмовая формация залегает выше яшмово-базальтовой, трахибазальтовой). Вулканиды туффито-яшмовой формации (трахиандезито-базальты, трахиандезиты, трахидациты, туфы кислого состава и туфосилициты с преимущественно фемафильным составом элементов-примесей) могут рассматриваться как конечные, обогащенные кремнекислотой и щелочами продукты дифференциации родоначальной магмы. Начальным продуктом этой дифференциации были контрастно-дифференцированные толеитовые базальты, щелочные оливиновые базальты и трахибазальты подстилающей яшмово-базальтовой, трахибазальтовой формации. Конечным – трахиандезито-базальты, тра-

хиандезиты, трахидациты, тефра кислого состава и огромное количество кремнезема, приведшего к вспышке кремненакопления.

По мере продвижения к краевой зоне геосинклинальной области связь кремненакопления с эффузивными породами ослабевает и в зонах распространения черносланцевых и кремнисто-карбонатных формаций вулканогенные породы, как правило, отсутствуют. Однако и здесь формирование кремнистых пород также, по-видимому, следует связывать с эндогенными процессами. Можно предполагать, что в этих зонах эндогенные процессы проявлялись лишь в форме эксгалиационно-гидротермальной деятельности. Подводящими каналами служили крупные конседиментационные разломы, существующие в зоне сочленения континентальных структур с океаническими, или разделяющие блоки с различным характером развития. Об этом свидетельствует увеличение количества кремнистых пород и содержания в них микроэлементов, появление залежей фосфоритов, кремнистых метасоматитов вдоль зон таких разломов [Бродская, Ильинская, 1968; Хераскова, 1971]. Состав гидротермальных растворов, приведший к накоплению кремнистых пород черносланцевых формаций, был, по-видимому, существенно иным, чем состав гидротерм, приведший к накоплению яшмовых формаций. Об этом свидетельствует значительное возрастание содержания микроэлементов в кремнистых породах черносланцевых формаций, в том числе элементов фельсифильной группы (Ba, Y, Yb, Mo, Pb). Можно предполагать, что отголоскам и интенсивной эксгалиационно-гидротермальной деятельности в зонах пограничных разломов являются горизонты кремней и связанных с ними фосфоритов, в существенно карбонатных формациях миогеосинклинальной зоны.

В пользу точки зрения об эксгалиационно-осадочном генезисе кремнистых пород и связанных с ними полезных компонентов в амагматичных зонах геосинклинальной области свидетельствует пространственная разобщенность областей интенсивного вулканизма и районов преимущественно эксгалиационно-гидротермальной деятельности, установленная в современных океанах [Страхов, 1974]. Процесс возникновения таких районов в амагматичных бортовых частях геосинклиналей, по-видимому, сходен с процессом образования зон отраженной или резонансной тектоно-магматической активизации со своеобразным комплексом эндогенных и вулканогенно-осадочных месторождений.

Латеральная зональность в распространении эксгалиационно-осадочных кремнистых пород с их характерной геохимической специализацией может параллелизоваться с эндогенной зональностью рудных поясов, проявляющейся в закономерном чередовании зон эндогенных месторождений разного состава в поперечном сечении складчатых областей.

## ПАРАГЕНЕЗЫ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД В ГЕРЦИНСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ

В герцинских складчатых областях кремнистые породы, как известно, распространены очень широко. Накоплена обширная информация об их вещественном составе и петрографических особенностях, на основе чего установлены характерные типы силицитов. На конкретных примерах выявлены и фациально-палеогеографические условия формирования многих кремнистых толщ. Несмотря на это, проблему кремнеобразования в целом нельзя считать решенной. Остаются еще дискуссионные и неясные вопросы. Это касается и источников кремнезема, и обстановки отложения кремнистых осадков, и эволюции кремнеаккумуляции. Решению генетических вопросов должно способствовать изучение кремнистых парагенезов (сочетания кремней с другими породами). Пожалуй, им до сих пор уделялось недостаточно внимания.

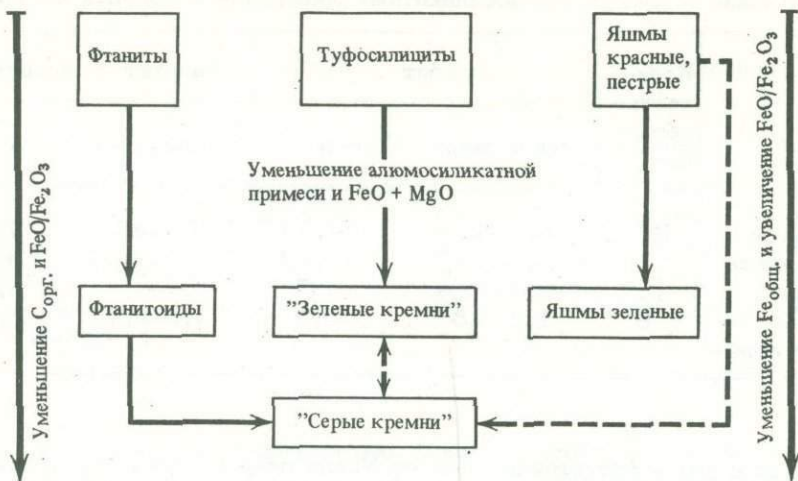
В предлагаемом разделе рассмотрены главные типы кремнистых парагенезов (ассоциаций) и их размещение в геосинклинальном разрезе. В основу положены материалы по Южному Уралу, где кремнистые породы распространены от низов разреза (раннегеосинклинальная стадия) до флишевой его части. Кроме того, привлекается дополнительная информация о кремнистых ассоциациях других герцинских геосинклиналей.

### ТИПЫ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Кремнистые породы представлены несколькими характерными типами; однако границы между ними условны из-за существования переходных разностей. Наиболее четко выделяются яшмы, фтаниты и туфосилициты. Но они не исчерпывают всего разнообразия кремнистых пород. Известны силициты, по облику и составу близкие к фтанитам, но отличающиеся меньшим содержанием органического вещества и соответственно менее темной окраской, а также несколько лучшей раскристаллизацией кремнезема. Мы выделяем их как фтанитоиды; они охватывают породы, одни из которых ближе стоят к фтанитам, другие уже резко от них отличны. Многие кремнистые образования не получили специального названия и фигурируют в литературе под общим для группы названием — кремни или силициты. Они представлены чаще всего серыми или зелеными породами разных оттенков. Будем их определять в дальнейшем как "серые кремни (силициты)", и "зеленые кремни (силициты)". Первые присутствуют среди фтанитоидов, хотя встречаются и самостоятельно. Вторые — во многих случаях представляют конечный член ряда туф → туффит → туфосилицит → "зеленый силицит"; их окраска определяется присутствием тонкорассеянного хлорита, что в химических анализах отражается повышенным содержанием  $FeO + MgO$  [Хворова и др., 1978]. Яшмы, красные и пестрые (полосчатые), наиболее обособлены среди других кремней, но зеленые их разности внешне сходны с "зелеными силицитами"; они, однако, несколько отличаются микроструктурой и, главное, пространственно связаны не с туфами, а с красными яшмами. Таким образом, диагностические признаки разных типов кремнистых пород не всегда четкие, и их пространственные взаимосвязи помогают при типизации.

Таблица 5

## Схема соотношения главных типов кремнистых пород



Примечание. Сплошные стрелки — установленные соотношения, пунктирные — предполагаемые.

Исходя из вещественного состава и пространственных переходов, дана следующая схема соотношения главных типов кремнистых пород (табл. 5).

Такие соотношения отражают лишь тенденцию, причем иногда она выражена отчетливо, а иногда только намечается или предполагается.

Почти каждый из приведенных типов пород имеет разновидности, определяемые характером и количеством примесей: терригенной (преимущественно глинистой), карбонатной, пепловой и др. Примесь пепла может быть и во фтаниите, фтаноиде или яшме, но здесь она "экзотична", тогда как в туфосилиците это постоянный и существенный компонент. Многие из кремнистых пород содержат обильные остатки с первично кремневым скелетом: радиолярии, губки. Для фтаниитов, фтаноидов и яшм обычны первые (хотя есть и спонгиевые разности), для многих туфосилицитов и зеленых кремней характерны тонкие спикулы губок, а некоторые серые кремни представляют собой спонголиты из крупных игл (крупноспикуловые разности).

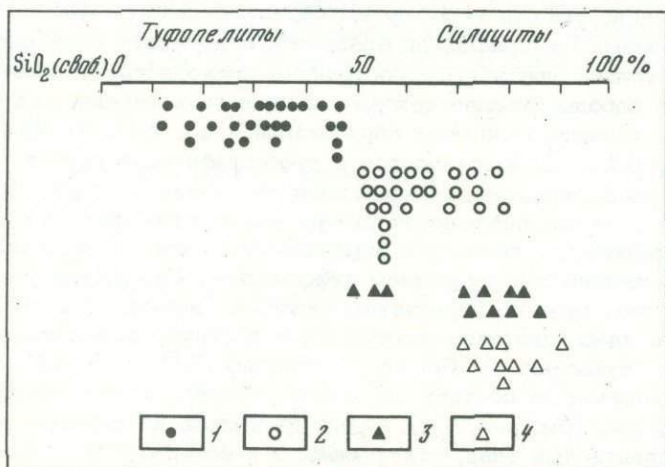


Рис. 14. Схема, иллюстрирующая содержание свободного кремнезема в пелитоморфных породах туфовых толщ (Южный Урал)

1 — туфопеллиты; 2 — туфосилициты; 3 — спонголиты; 4 — зеленые и серые силициты

Таблица 6

Содержание основных алюмосиликатных минералов в породах из туфовых

Породы	Количество образцов	Альбит		Анортит + эпидот	
		предельное	среднее	предельное	среднее
Туфопелиты	27	6,8-65	34,93	3,4-25	7,67
Туфосилициты	26	3,9-45,7	10,98	0 -8,65	4,72
Спонголиты	11	2,6-11,9	4,7	0,9-4,6	3,04
Силициты зеленые и серые	9	1,2-5,5	3,9	1,0-5,1	3,33

Яшмы, фтаниты и фтанитоиды Южного Урала охарактеризованы достаточно подробно [Смирнов и др., 1974; Хворова, 1968; Хворова и др., 1978] и поэтому описание их не приводится. Кратко остановимся на других типах пород, преимущественно из туфовых толщ, но прежде необходимо сделать некоторые замечания.

К кремнистым породам будем относить такие, в которых свободный (необломочный) кремнезем составляет больше 50%. Его содержание определяется путем пересчета данных химических анализов. Кремни из туфовых толщ обогащены алюмосиликатной примесью, причем в ней есть минералы с очень непостоянным составом, что делает пересчеты приближенными и даже условными. Тем не менее ими приходится пользоваться за неимением других возможностей. В рассматриваемых южноуральских образцах существенное значение имеют альбит, хлорит, гидрослюда и кальциевые минералы (плаггиоклаз и эпидот). Их количество определяется по следующим окислам: хлорит - по  $MgO$ , альбит - по  $Na_2O$ , анортит и эпидот - по  $CaO$  и гидрослюда - по  $K_2O$ . Исходя из химической характеристики минералов, даваемой А.Г. Бетехтиным [1950], для расчетов взяты следующие значения, %: хлорит -  $MgO$  - 27 (в пеннине 17,4-35,9) и  $SiO_2$  - 30 (29,8-33,7); альбит -  $Na_2O$  - 10,  $SiO_2$  - 68; анортит -  $CaO$  - 20,  $SiO_2$  - 43; эпидот -  $CaO$  - 23,  $SiO_2$  - 38; гидрослюда -  $K_2O$  - 5,  $SiO_2$  - 50. После установления путем пересчета количества  $SiO_2$ , содержащегося в указанных минералах, определяется содержание свободной  $SiO_2$ .

В туфовых толщах широко распространены тонкораскристаллизованные и пелитоморфные породы, внешне похожие на кремни и дающие ряд от слабо кремнистых до высококремнистых образований (рис. 14). Те из них, в которых  $SiO_2$  (своб.) < 50%, относятся к туфо-туфитовой группе. Мы их здесь специально не рассматриваем, отметим лишь, что четко отличить туфы от туфитов невозможно, так как пепловая структура сохраняется плохо, а количество осадочной составляющей не поддается определению. Такие тонкозернистые разновидности пород выделены под названием туфопелитов. Содержание свободного кремнезема в них, судя по пересчетам анализов, варьирует в широких пределах, причем он здесь частично осадочный, а частично выделившийся при изменении пепла (туфогенный). Породы, в которых  $SiO_2$  (своб.) > 50%, относятся к силицитам; по составу они тесно связаны с туфопелитами, образуя с ними единый ряд (см. рис. 14). Среди силицитов из туфовых толщ различаются три характерных типа, отличающихся и содержанием кремнезема, и структурой.

Силициты первого типа внешне похожи на туфопелиты. Это обычно зеленые и темно-зеленые породы различных оттенков, реже - зеленовато-серые и серые, еще реже - красноватые; многие из них очень твердые, с раковистым изломом, похожие на обычные кремни, но другие менее твердые, с кус-

толщ, %

Породы	Хлорит		Гидрослюда	
	предельное	среднее	предельное	среднее
Туфопелиты	0,30-15,21	6,12	2,8-46,06	21,14
Туфосилициты	0 - 13,87	4,96	4,62-36,12	16,11
Спонголиты	1,96-15,65	6,10	9,1-21,84	13,21
Силициты зеленые и серые	0 - 5,88	3,05	4,17-13,74	10,53

коватой или оскольчатой отдельностью. Породы состоят из микро- и криптокристаллической кварцевой массы с разной, но сравнительно небольшой примесью хлорита, гидрослюда, плагиоклаза, а иногда и эпидота. В некоторых образцах наблюдаются очень мелкие осколки плагиоклаза, хлоритизированного стекла, реже - кварца (пирокластик). В небольшом количестве и не всегда встречаются остатки радиолярий и спикулы губок; их больше в высококремнистых образцах. Минеральный состав примеси и реликты тонкой пепловой структуры указывают на то, что исходная порода состояла из осадочного кремнезема и пирокластик; последняя дала материал не только для различных алюмосиликатных минералов, но и для кварца. Таким образом, кремнезем здесь и осадочный, и "туфогенный". Мы определяем рассматриваемые породы как туфосилициты. Интервал содержания свободного кремнезема  $\text{SiO}_2$  (своб.) в изученных образцах от 50 до 78%, но чаще от 50 до 60% (см. рис. 14). О составе других минеральных компонентов дает представление табл. 6. Особенно характерен альбит, что отражает связь туфосилицитов с туфопелитами.

Второй тип пород - спонголиты. Они оливково- и темно-зеленые, реже серые, разной твердости - от очень твердых, похожих на зеленые силициты, до сравнительно мягких, "мергелевидных", сходных с некоторыми разновидностями туфосилицитов. Состоят силициты из криптокристаллического кварца, часто с заметной примесью хлорита. Характерно обилие очень тонких ( $d = 0,015-0,05$  мм) спикул губок, иногда замещенных хлоритом. Количество свободного кремнезема  $\text{SiO}_2$  (своб.) в спонголитах от 50 до 85%, т.е. в целом выше,

Таблица 7

Некоторые особенности состава кремнистых пород (средние значения, %)

Породы	Количество образцов	$\text{Fe}_{\text{общ}}$	$\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$	$\text{FeO} + \text{MgO}$	$\text{MnO}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{C}_{\text{орг}}$
Яшмы	50	3,50	6,88	1,15	0,50	0,09	0
Фтаниты	40	0,90	0,92	1,00	0,03	0,34	0,97
Фтанитоиды	35	1,22	1,61	1,33	0,13	0,17	0,43
Силициты зеленые и серые	9	1,92	1,47	2,33	0,07	0,14	0,17
Спонголиты	11	5,42	1,10	1,97	0,13	0,15	0,13
Туфосилициты	26	2,87	3,31	2,65	0,10	0,08	0,01
Туфопелиты	27	3,84	2,13	3,54	0,09	0,11	0,02

чем в туфосилицитах (см. рис. 14); от последних они заметно отличаются меньшим содержанием альбита, но хлорит в обоих типах пород находится на близких уровнях (см. табл. 6).

К третьему типу отнесены твердые высококремнистые породы ( $\text{SiO}_2$  (своб.) 84–95%), серые и зеленые разных оттенков, микро- и криптокристаллические. Серые их разновидности внешне похожи на светлые фтанитоиды, а зеленые – на рассмотренные выше высококремнистые спонголиты и на зеленые яшмы. В породах встречаются (обычно в небольшом количестве) радиоларии, реже – спиккулы губок. В некоторых образцах присутствует тонкий пирокластический материал, но его меньше, чем в спонголитах и тем более туфосилицитах, что сказалось на количестве вторичных алюмосиликатных минералов (см. табл. 6). Рассматриваемые силициты ближе к породам фтанитовой и яшмовой групп, чем другие кремнистые образования из туфовых толщ, но отличаются некоторыми особенностями состава (табл. 7). По сравнению с фтанитами и фтанитоидами в них меньше органического вещества и P, а по сравнению с яшмами – меньше Fe, особенно окисного, и Mn; выделяются они и более высоким содержанием "хлоритовых компонентов" ( $\text{FeO} + \text{MgO}$ ), хотя в пеплистых фтанитах и яшмах (которые, как указывалось, встречаются редко) содержание этих компонентов тоже повышенное.

## ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ (ПАРАГЕНЕЗЫ)

### Яшмовые парагенезы

В геосинклиналильных разрезах яшмы или образуют самостоятельные пачки, или сочетаются с различными породами. В зависимости от состава последних и характера их сочетания с яшмами выделяются следующие ассоциации.

Яшмово-спилитовая ассоциация. Этот характерный член офиолитовых серий присутствует во всех палеозойских геосинклиналях. Ассоциация многократно описывалась. Основной ее составляющей являются спилиты и альбитовые диабаза, плотные и амгдолоидные, местами подушечные, иногда сопровождаемые накоплением подушечных брекчий и гиалокластитов. В диабазово-спилитовых массивах, по крайней мере в некоторых геосинклиналях, присутствуют кератофиры и кварцевые кератофиры с характерной сферолитовой и микропойкилитовой структурами. Местами кварцевых кератофиров много; большая часть их связана с субвулканическими телами, но встречаются также экструзии и редкие потоки флюидной лавы. Кислые породы сосредоточены преимущественно в верхней части эффузивных комплексов. Последние можно рассматривать как контрастно-дифференцированные с резким преобладанием основных пород и заметным количеством кремнекислых; однако в некоторых геосинклиналях, хотя и в подчиненном количестве, присутствуют породы среднего состава (кератофиры), т.е. наблюдается тенденция к непрерывно-последовательной дифференциации.

В спилитах и кератофирах местами отмечается неравномерная гематитизация и скопление кремнисто-гематитовых прожилков. В спилитах попадаются плейчато-сферолитовые гематитово-кварцевые тела – яшмокварциты (от 0,5 до нескольких метров), по текстуре похожие на гейзериты. В подушечных лавах пространство между подушками иногда заполнено железисто-кремнистым материалом.

Осадочные породы представлены в основном яшмами, обычно "чистыми", высококремнистыми, лишь прослоями обогащенными гематитом и глиной; изредка в яшмах отмечается примесь мелкой гиалокластики, пепла и карбоната. Яшмы образуют среди спилитов пачки (до 10–20 м), пласты (0,5–1 м), крупные и мелкие линзы, а также встречаются в виде перемятых и разорванных отторженцев и включений иногда очень причудливой формы (рис. 15). Контакты яшм и эффузивных пород резкие, местами неровные. Характерно, что даже в мелких прожилковидных яшмовых включениях попадаются остатки

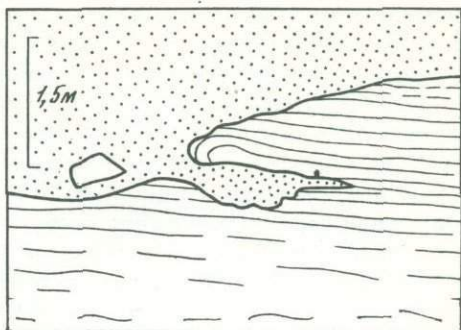


Рис. 15. Неправильные включения яшмы (черное) в спилите (крап); карамалыташская свита, Южный Урал (рисунок с обнажения)

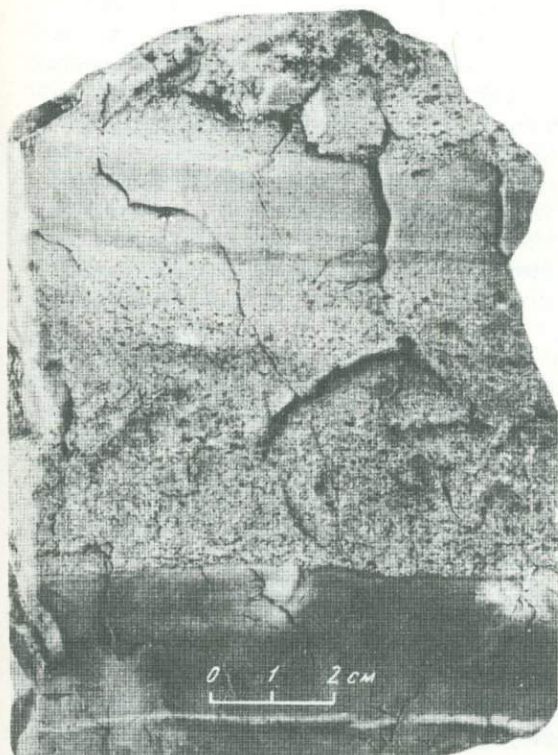


Рис. 16. Контакт микрослоистой яшмы и спилита (крап); карамалыташская свита, Южный Урал (рисунок с обнажения)

Рис. 17. Яшмы среди туфов с градиционным распределением материала; девон Южного Урала. Пришлифовка

радиолярий. Возможно, кремнистый осадок, "захваченный" лавой, был здесь еще мягким, пластичным, способным давать тонкие причудливые тела. Однако текстурные особенности большинства отторженцев и их контакты (рис. 16) указывают на то, что кремнистые осадки были уже литифицированными, и расплав проникал в яшму по трещинам, расщепляя и "разламывая" пласты. Очевидно, кремнистая седиментация протекала длительное время, сопровождая подводную вулканическую деятельность, но большая часть кремнистых отложений не сохранилась, будучи уничтоженной при излияниях.

Кроме яшм, среди спилитов присутствуют, обычно в небольших количествах, и другие осадочные породы, причем в разных геосинклиналях они различны, что связано с местными условиями седиментации; чаще это аргиллиты, но встречаются и песчаники, тефроиды, туфы. В ниже-среднепалеозойских яшмово-спилитовых ассоциациях очень мало известняков. Представлены они либо серыми и розовыми пелитоморфными разностями, либо органогенными, образующими в спилитах линзы, толщиной от 1-2 до нескольких метров.

Яшмово-туфовая и туфово-яшмовая ассоциации. Это чередование туфов (или тефроидов), туффитов и яшм, причем в одних толщах они присутствуют в соизмеримых количествах, в других — преобладают туфы.

Чаще вулканокластика имеет кислый состав; это литокласты (обычно в каждом слое они сходны по составу и структуре), кварц и плагиоклаз. Все это — компоненты одной тефры; иногда присутствует незначительное количество чуждой кластики (андезитовой, андезито-базальтовой). Окатанность фрагментов преимущественно слабая. Туфы (или тефроиды) имеют разную гранулометрию и образуют слои неодинаковой мощности. Обычно в низу толщи это плохо сортированный, грубый, существенно литический материал, слагающий пласты толщиной от 1–2 до 5–6 м; они массивны или в них слабо выражено градационное строение. Выше туфы становятся средне- и мелкозернистыми, лито-кристаллокластическими, и в них четко проявляется уменьшение размера зерен от подошвы к кровле пластов. В грубой породе встречаются мелкие и крупные (до 15 см) обломки тонкораскристаллизованной яшмы с единичными остатками радиолярий. Многие обломки плоские, слегка изогнутые и располагаются на определенных уровнях, представляя собой остатки размытых пластов. Наблюдалось залегание таких туфов на мелкогалечном конгломерате, состоящем из галек кварцевых кератофигов, ниже которого развиты брекчии и массивные породы такого же состава. В верхней, менее грубой части разреза между тонким и вышележащим более грубым туфом иногда появляется слой яшмы (рис. 17). Кроме того, здесь присутствуют пакеты, состоящие из чередующихся тонких кремнистых туффитов и микрослоистых радиоляриевых и радиоляриево-спонгиевых яшм, по простиранию иногда замещающихся лилово-серыми кремнистыми туффитами.

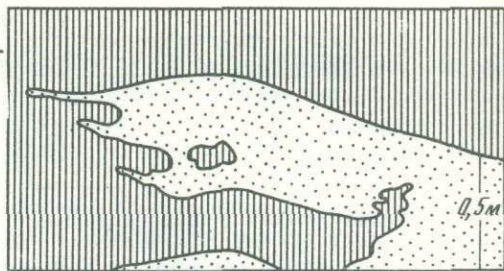
Менее распространены, по крайней мере на Южном Урале, ассоциация яшм с вулканокластическими породами основного состава. Это — туфы, тефроиды, вулканомиттовые образования. Их крупная фракция представлена фрагментами зеленокаменно измененных порфиритов и шлаков, а более мелкая — пироксенами и плагиоклазами. По структуре и стратификации породы сходны с рассмотренными выше. Яшмы здесь тоже присутствуют в виде обломков и остатков полуразмытых пластов в грубых обломочных накоплениях и в виде слоев — среди мелкозернистых туфов и туффитов. Границы яшм и туфов резкие. Местами как в яшмах, так и в смежных туфах наблюдаются брекчирование и следы оползней, приводящих к очень сложному соотношению обеих пород, при этом в яшмах появляются крупные (0,5–1 м) включения туфа прихотливых очертаний (рис. 18).

При изучении яшмово-туфовой ассоциации обращают на себя внимание два обстоятельства. Во-первых, яшмы присутствуют среди туфов любой гранулометрии, в том числе и среди грубых. Во-вторых, несмотря на развитие среди кластических накоплений, яшмы отличаются большой чистотой: в них нет пирокластической примеси или она очень мала и в основном отмечается в яшмах, развитых среди тонких туфов и туффитов. Все это свидетельствует о том, что кремнистая седиментация здесь была обычным процессом, но нарушалась поступлением потоков обломочного материала, размывавших часть яшмовых слоев. Тонкие туффито-яшмовые отложения распространены шире, чем грубообломочные, и часто слагают самостоятельные пачки; очевидно, они представляют собой дистальную фацию более грубых накоплений.

Яшмово-песчаная ассоциация. В терригенных толщах яшмы, если они присутствуют, тяготеют к глинистым частям разреза, но известны они и среди песчаных ритмично напластованных толщ. Ритмы (многослой) здесь имеют следующее строение: 1 — массивный песчаник средне- или крупнозернистый; 2 — мелкозернистый песчаник, или алевролит; 3 — высококремнистая ("чистая") яшма. Большинство ритмов лишено яшм. Мы видим, что в принципе положение яшм здесь то же, что во многих яшмово-туфовых ассоциациях.

Яшмово-аргиллитовая ассоциация. В толщах красноцветных аргиллитов на некоторых уровнях появляется скопление яшмовых пластов разной мощности:

Рис. 18. Соотношение яшмы (вертикальная штриховка) и базальтового туфа; бугульгырский горизонт, Южный Урал (рисунок с обнажения)



от нескольких сантиметров до нескольких метров. Многие яшмы здесь обогащены глинистым веществом, а аргиллиты часто в той или иной степени кремнисты и местами содержат небольшие (от 1 до 5–7 см) кремневые конкреции с повышенным содержанием марганца [Гаврилов, 1967]. Здесь, таким образом, нет столь резкого обособления кремнистого материала, какое наблюдалось в яшмово-туфовой ассоциации.

Карбонатно-яшмовая ассоциация<sup>1</sup>. В типичном виде это чередование яшм и серых силицитов с известняками – органогенно-детритовыми или пелитоморфными, чистыми или содержащими примесь песка либо тефры. Местами чередование имеет ритмичный характер: в низу ритма развит известняк, иногда песчаный, выше – яшма, в которой обломочной примеси нет или она представлена глиной; в некоторых разрезах над яшмой появляется аргиллит.

Кроме такой ассоциации, известна иная. Она представлена яшмами и туфами (туфово-яшмовая ассоциация) с линзами и линзовидными горизонтами известняков, среди которых преобладают биогермные, органогенно-детритовые и обломочные. Толщина линз – от нескольких метров до нескольких десятков метров. Иногда такие линзы бывают размыты, и известняковые гальки встречаются вместе с перемытым вулканокластическим материалом. Локально известняки почти полностью окварцованы и гематитизированы (яшмоиды).

Яшмовые "ассоциации". Кроме сочетаний с разными породами, яшмы образуют почти сплошные неравномерно напластованные пачки и толщи, мощностью от 20–30 до 150–200 м (иногда несколько больше). В некоторых толщах яшмовые пласты разделены лишь трещинами отдельности, в других – тонкими прослойками аргиллита, или более глинистой яшмы. Изредка, однако, среди сплошных яшм можно встретить "одиноким" пласт туфа, тефроида, диабазы или линзу известняка. В каждом районе яшмовые толщи приурочены к определенным стратиграфическим уровням и образуют маркирующие горизонты. Мощность их, однако, сильно меняется даже на небольшом расстоянии, и местами они выклиниваются.

Для яшмовой ассоциации особенно характерно залегание выше мощных вулканических накоплений, содержащих яшмовые пласты; вместе с тем этот вулканический субстрат представлен разными породами: спилитами, гиалокластитами, кератофирами или их брекчиями, кварцевыми альбитофирами и другими породами, причем изменение субстрата происходит иногда на коротком расстоянии, что дает повод говорить о трансгрессивном налегании яшмового горизонта. Однако это не трансгрессивный контакт в обычном понимании. В основании яшмовой ассоциации нет, как правило, обломочного горизонта, хронологически она не оторвана сколько-нибудь значительно от вулканических накоплений, и в последних присутствуют яшмы, количество которых увеличивается в верху вулканического разреза. В некоторых случаях контакт яшм и вулканитов осложнен тектоническим срывом "жесткой" яшмовой толщи и смещением ее по вулканическому субстрату, однако только этим объяснить указанное соотношение между вулканитами и яшмами нельзя. Очевидно, оно определяется первичными причинами: неровным вулканическим рельефом и конседиментационными тектоническими движениями.

<sup>1</sup> Характеристика дана по материалу Г.А. Каледы [1966].

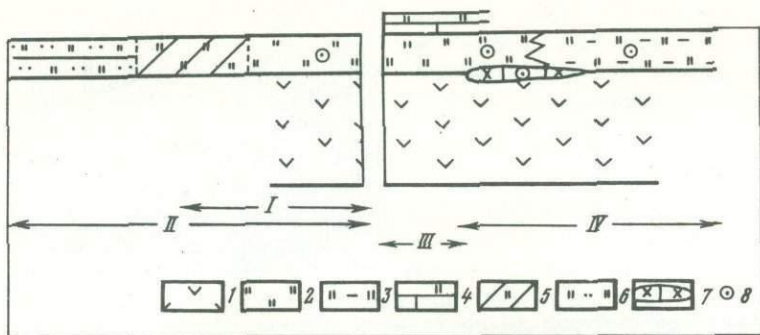


Рис. 19. Схема, иллюстрирующая вертикальные и латеральные соотношения яшмовых ассоциаций

1-7 - ассоциации: 1 - яшмово-спилитовая, 2 - яшмовая, 3 - туфово-яшмовая и яшмово-туфовая, 4 - карбонатно-яшмовая, 5 - яшмово-аргиллитовая, 6 - яшмово-песчаная, 7 - линзы биогермных известняков; 8 - рудопроявления марганца; примеры сочетаний: I - ордовик Сакмарской зоны Южного Урала [Хворова и др., 1978]; II - ордовик Ишимской Луки [Хворова, Гаврилов, 1969]; III - силур-девон Южного Тянь-Шаня [Калед, 1966]; IV - девон Магнитогорского синклиория [Хворова, Ильинская, 1963]. Пунктир показывает предполагаемые сочетания

Соотношение ассоциаций. Рассмотренные выше ассоциации встречаются в различных сочетаниях. Известны следующие их ряды (рис. 19).

Вертикальные (временные) ряды: 1. Яшмово-спилитовая → яшмовая → карбонатно-яшмовая (часто отсутствует); локально между первой и второй появляются биогермные, частично объашмованные известняки. 2. Яшмово-спилитовая → туфово-яшмовая; иногда между ними развиты линзовидные тела биогермных известняков.

Латеральные ряды: 1. Яшмовая → туфово-яшмовая. 2. Яшмовая → яшмово-аргиллитовая → яшмово-песчаная (последняя иногда отсутствует).

Вероятно, существуют и другие сочетания, но приведенные наиболее распространены и позволяют сделать некоторые выводы.

Особенно характерно развитие яшм (в тех или иных сочетаниях) над спилитовыми толщами; такое соотношение пород настолько обычно, что его можно предполагать, даже когда прямыми наблюдениями оно не устанавливается и яшмовые горизонты представляются "независимыми", самостоятельными образованиями. Объясняется это, во-первых, тем, что яшмы "выходят" за пределы распространения эффузивов; во-вторых, в ряде районов первичное соотношение рассматриваемых пород не наблюдается из-за тектонических нарушений, а отсутствие точной стратиграфической датировки затрудняет сопоставление толщ. Яшмы почти всегда тяготеют к верхам эффузивных комплексов и концентрируются над ними, занимая то же положение, что и кремнекислые вулканы в контрастно-дифференцированных сериях. Возможно, что вынос кремнезема в зону седиментации тоже как-то связан с процессом дифференциации магматического расплава.

Яшмы, как мы видим, ассоциируют с различными осадочными и вулканогенно-осадочными породами, появляясь в бассейнах с разным характером седиментации. Развитие яшм здесь в известной степени независимо от основного седиментационного процесса и общей фациальной зональности, хотя, конечно, гидродинамика бассейна оказывает влияние на распределение кремнистого материала. Латеральные ряды ассоциаций показывают, что в целом количество яшм уменьшается с удалением от района подводной вулканической деятельности.

## Фтанитовые и фтанитоидные парагенезы

К этим парагенезам относятся толщи, существенной составляющей которых являются либо фтаниты всегда с тем или иным количеством фтанитоидов, либо фтанитоиды с подчиненным количеством фтанитов или без них. Как и яшмы, эти силициты сочетаются с разными породами, образуя следующие, наиболее распространенные ассоциации.

Фтанитово-спилитовая ассоциация — это спилиты, диабазы, реже кератофиры с линзами, невыдержанными пластами и отдельными горизонтами силицитов, представленных фтанитами, фтанитоидами и глинисто-кремнистыми сланцами. В одних разрезах кремнистых пород много, в других — они экзотический элемент. Распределены силициты среди эффузивных накоплений неравномерно, здесь нет той преимущественной концентрации пластов в верху разреза, как это наблюдалось для яшм. В разных районах во фтанитово-спилитовых ассоциациях в различных количествах, но обычно в небольших, присутствуют и другие породы; в одних — это терригенные образования (песчаники, аргиллиты), в других — вулканокластические (туфы, туффиты). Очень редко встречаются известняки и отдельные пласты яшм.

Фтанитоидно-туфовые и туфово-фтанитоидные ассоциации. Эти ассоциации весьма разнообразны, отличаются по составу вулканокластике (кислая, средняя, основная), степени ее гранулометрической дифференциации и обработки (туфы, тефроиды), по относительному количеству обломочных и кремнистых пород и характеру их сочетания. Наблюдается по крайней мере два существенно отличных типа этой ассоциации.

В первом, как правило, преобладают туфы (или тефроиды) той или иной основности, для которых характерна ритмичная стратификация; нижняя часть ритма образована более грубой кластикой, которая выше сменяется более мелкой; верхняя часть ритма представлена тонкозернистым полосчатым кремнистым туффитом, иногда переходящим в кровле во фтанитоид. Многие слои последних размыты, и их обломки присутствуют в базальной части ритмов. Мощности отложений большая (сотни метров).

Второй тип представлен различно напластованными кремнями (обычно это фтанитоиды, но могут быть также фтаниты или другие кремни), среди которых на некоторых уровнях появляются однородные слои (от 5 см до 1–2 м) желтоватого или почти белого витрического пеплового туфа, часто цеолитизированного или глинизированного. Контакты между кремнями и туфами резкие, но ровные, без следов размыва. Мощности отложений обычно небольшая (< 100 м).

Песчано-аргиллитово-фтанитовая ассоциация. Как показывает название, ассоциация представляет собой чередование песчаников, глинистых сланцев, аргиллитов и силицитов (фтаниты, фтанитоиды). Песчаники образованы сиалическим материалом: аркозовым (силур Сакмарской зоны Урала) или почти чисто кварцевым (ордовик, силур Невады). Они чаще средне- и мелкозернистые, но иногда крупнозернистые с примесью гравия. Аргиллиты (или глинистые сланцы) темно-серые и черные, в той или иной степени кремнистые, иногда алевритистые; отдельные слои бурые, сильно обогащенные органическим веществом. Примесь алеврита изредка встречается и во фтанитах. В разных разрезах и разных частях одного разреза количество песчаников различно. Иногда они преобладают, слагая мощные пачки, разделенные небольшими сланцево-фтанитовыми пакетами, а иногда образуют среди фтанитов редкие как небольшие, так и мощные пласты. Для песчаников характерна массивная и градиционная текстура. В целом стратификация очень неравномерная. В некоторых районах ассоциация усложняется единичными пластами и пачками диабазов, спилитов и туфов. Изредка встречаются темно-серые пелитоморфные кремнистые известняки.

Аргиллитово-фтанитовая ассоциация. Это — фтаниты и фтанитоиды, пласты и пачки которых разделены темными аргиллитами и глинисто-кремнистыми сланцами (в ордовике и силуре часто с граптолитами). Иногда улавливается

"ритмичность" в строении разрезов. Каждый ритм начинается более толсто-плитчатыми кремнями (от 0,5 до 1 м), которые выше переходят в средне-плитчатые; последние сменяются тонкоплитчатыми, с прослоями кремнистых аргиллитов. В целом толщи напластованы неравномерно; в одних пачках преобладают толсто- и среднеплитчатые фтаниты, в других — тонконаслоенные кремнисто-аргиллитовые отложения. Глинистые отложения иногда пиритоносны, и при выветривании в них образуются квасцы (квасцовые сланцы). В некоторых районах присутствуют горизонты фосфоритовых конкреций, приуроченные к фтанитам. Латерально ассоциация меняется, переходя во фтанитово-аргиллитовую (глинистые породы преобладают). Местами строение разреза усложняется появлением единичных слоев известняка, песчаника, тонкого туфа или спилитовых и диабазовых пластов. Мощность отложений различная, иногда большая (сотни метров).

Ассоциация фтанитов, фтанитоидов, известняков и аргиллитов (кремнистый флишоид). Это — мощные (сотни метров) толщи темноцветных аргиллитов и глинисто-кремнистых сланцев, чередующихся с фтанитами и фтанитоидами, нередко в той или иной мере карбонатными, и известняками темно-серыми и серыми, часто кремнистыми. Во фтанитах встречаются радиолярии, но обычнее спиккулы губок ( $d = 0,4-0,8$  мм) и многие слои представляют собой спонголит. Среди известняков присутствуют как тонкозернистые разности (микриты), так и органогенно-детритовые, часто песчаные, переходящие в известковистый песчаник. Стратификация отложений неравномерная. Одни толщи преимущественно из аргиллитов, с подчиненным количеством плитчатых кремней и известняков, другие образованы средне- и тонконаслоеными силицитами и известняками с небольшим количеством аргиллитов. Там, где появляются органогенно-детритовые известняки и песчаники, толща приобретает флишоподобное строение. В зависимости от количества тех или иных пород ассоциация может быть определена как известняково-фтанитово-аргиллитовая или аргиллитово-известняково-фтанитовая.

Известняково-фтанитовые и известняково-фтанитоидные ассоциации. Это — толщи чередования известняков и кремнистых пород, представленных в одном случае фтанитами, в других — фтанитоидами и серыми силицитами. Разные представители этих ассоциаций отличаются характером, мощностью и количественным соотношением карбонатных и кремнистых пород. Принимая во внимание особенности кремнистых пород, здесь можно выделить два главных типа ассоциаций.

Первый тип представлен радиоляриевыми фтанитами или, что чаще, фтанитоидами, чередующимися с известняками. В одних толщах это преимущественно чистые пелитоморфные породы с небольшой примесью раковинного шлама; спорадически встречаются тентакулитовые или цефалоподовые известняки. В других толщах известняки мелкозернистые полидетритовые, сгустково-водорослевые, обломочные, чистые или с примесью либо песка, либо пепла.

Второй тип тоже представлен чередованием известняков и кремней. Известняки темно-серые и светлые, как правило, довольно грубые органогенно-детритовые (брахиоподы, криноидеи, кораллы и др.), сгустково-водорослевые, фораминиферовые, нередко с примесью окатанных известняковых и кремневых обломков. Встречаются как чистые, так и песчаные или пеплистые разности. Кремнистые породы представлены фтанитами, фтанитоидами и серыми силицитами. Характерно обилие крупных (от 0,05–0,075 до 0,25 мм) спиккул кремневых губок, часто являющихся пороодообразующим компонентом; иногда вместе с ними присутствуют радиолярии; местами попадаются растительные остатки. Мощность обеих ассоциаций обычно небольшая (десятки метров).

Фтанитоидная "ассоциация"<sup>1</sup>. В геосинклинальных разрезах встречаются толщи (от 15–20 до 200 м), почти целиком состоящие из кремнистых пород,

<sup>1</sup> Возможно, существуют также "самостоятельные" фтанитовые толщи, но нам они не встречались, если не рассматривать как самостоятельную ассоциацию отдельные пачки сплошных фтанитов, присутствующие среди аргиллитово-фтанитовых толщ.

представленных в основном фтанитоидами. В подчиненном количестве здесь присутствуют силициты, по облику и содержанию органического вещества близкие к фтанитам; и более светлые силициты, которые можно отнести к категории "серых кремней". Такие толщи неравномерно стратифицированы: толстые и средненапластованные пакеты чередуются с тонкоплитчатыми до листоватыми. Иногда наблюдается определенный порядок в напластовании: массивно-слоистые фтанитоиды сменяются вверх по разрезу среднеплитчатыми, а последние — тонкоплитчатыми; мощность различно напластованных пакетов — до 15 — 20 м. В породах много радиолярий, распределенных неравномерно: одни прослои почти целиком состоят из "радиоляриевых шариков", лишенных игл (радиоляриевый песок), другие — переполнены обломками последних, третьи — почти не содержат органических остатков. Все это указывает на механическую сортировку осадочного материала. Текстура пород различная: иногда пласти довольно мощные, однородные, а иногда — очень тонкослойные, что связано с неравномерным распределением радиолярий, глинистого, железистого и органического вещества. В некоторых толщах присутствует растительный детрит. От аргиллитово-фтанитовой ассоциации рассматриваемая ассоциация отличается несколько иным составом силицитов, а также незначительным количеством глинистого вещества, которое, как правило, не обособлено в самостоятельные прослои.

Залегание фтанитоидных толщ в различных случаях различно, и наблюдавшиеся нами контакты, несомненно, не охватывают всего их разнообразия. В одних разрезах фтанитоиды обособляются в виде самостоятельных членов (пачек) в мощной толще туфов, тефроидов и туффитов, среди которых присутствуют небольшие прослои темно-серых силицитов (фтанитоидно-туфовая ассоциация). Сами фтанитоидные пачки латерально не выдержаны, замещаются туфово-туффитовыми отложениями, несколько более, чем обычно, обогащенными силицитами. Здесь, таким образом, фтанитоидная ассоциация является внутрiformационным образованием.

В других разрезах ниже фтанитоидной толщи развит обычно небольшой по мощности обломочный базальный горизонт, залегающий с размывом, а иногда и с резким угловым несогласием. Формирование горизонта отмечает обмеление бассейна в связи с предшествующей складчатостью, создавшей сложный, главным образом подводный рельеф. Базальный горизонт в одних местах образован вулканомиктовыми конгломератами и песчаниками липаритового или основного состава, в других — полимиктовыми песчаниками с линзами конгломератов, содержащих гальку местных известняков, линзы которых иногда сохраняются в обломочной пачке, в третьих — кремнеобломочным материалом. Состав обломочных пород определяется составом подстилающего субстрата. Вверху разреза обломочный горизонт становится менее грубым и резко сменяется фтанитоидами.

Соотношение ассоциаций. В отличие от яшмовых ассоциаций фтанитовые и фтанитоидные не образуют четко выраженных вертикальных рядов, встречаясь чаще в виде латеральных сочетаний или "независимых образований, причем и латеральные ряды во многих случаях подразумеваются, а не устанавливаются непосредственным прослеживанием переходов. На схеме (рис. 20) показаны наблюдавшиеся соотношения ассоциаций: 1. Фтанитово-спилитовая → фтанитово-аргиллитовая → песчано-аргиллитово-фтанитовая; иногда последняя "замещается" известняково-аргиллитово-фтанитовой. 2. Фтанитоидно-туфовая → фтанитоидная → известняково-фтанитоидная. Этот латеральный ряд отражает лишь общую тенденцию, в конкретных же формациях сочетание ассоциаций сложнее. Так; фтанитоидная ассоциация не только связана латеральными переходами с фтанитово-туфовой, но встречается и внутри последней; иначе говоря, здесь можно наблюдать не только горизонтальное, но и вертикальное их сочетание; это свидетельствует о переходах между ассоциациями типа "взаимовыклинивания". 3. "Независимая" фтанитоидная ассоциация иногда подстилается туфово-кремнистой. 4. Известняково-фтанитовая (фтанитоидная) второго типа (крупноспилитовая) → известняковая. 5. Известняково-фтанитово (фтанитоидно)-аргиллитовая → известняково-фтанитовая.

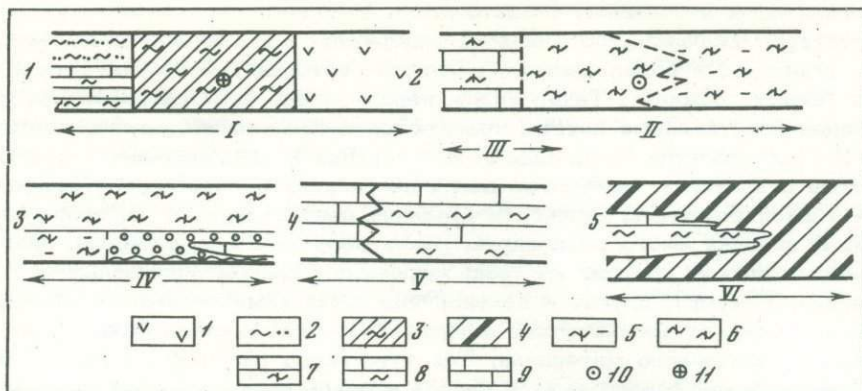


Рис. 20. Схема, иллюстрирующая соотношение фтанитовых и фтанитоидных ассоциаций

1-9 - ассоциации: 1 - фтанито-спилитовая, 2 - песчано-аргиллитовая, 3 - аргиллитово-фтанитовая, 4 - известняково-фтанитово-аргиллитовая, 5 - фтанитоидно-туфовая и туфо фтанитоидная, 6 - фтанитоидная, 7 - известняково-фтанитоидная, 8 - известняково-фтанитоидная (спонголитовая), 9 - известняковая; 10 - рудопоявления марганца; 11 - фосфатные конкреции; примеры сочетаний: I - силур Сакмарской зоны [Хворова и др., 1978], нижний палеозой Невады [Хворова, 1968], II - девон Магнитогорской зоны [Смирнов и др., 1974], III - девон Сакмарской зоны, IV - девон Сакмарской и Магнитогорской зон [Хворова и др., 1978; Смирнов и др., 1974], V - нижний карбон Магнитогорской зоны [Смирнов, Смирнова, 1967], VI - нижний карбон западного склона Южного Урала [Хворова, 1939; Келлер, 1949]

Мы видим, что фтанитовые парагенезы разнообразнее яшмовых. Фтаниты (фтанитоиды) сочетаются с разными по составу и гранулометрии терригенными и вулканокластическими породами и чаще встречаются вместе с карбонатными, хотя тенденция к пространственному разделению кремне- и карбонатнакопления четко улавливается и здесь.

### Парагенезы зеленоцветных и сероцветных силицитов

Здесь различаются следующие ассоциации: туфово-силицитовая, терригенно-силицитовая и карбонатно-силицитовая; кроме того, встречаются ассоциации более сложного состава, в которых присутствуют как туфы, так и терригенные образования, а иногда вместе с ними и карбонатные.

Следующие ассоциации широко распространены в палеозойских геосинклиналях.

Туфово-туффитово-силицитовая ассоциация. Выделяются два главных типа, отличающихся характером как силицитов, так и сопутствующих пород.

Первый тип представлен обычно мощными толщами туфов, тефроидов и туффитов, среди которых присутствуют пласты и пакеты туфопелитов, туфосилицитов и зеленых или серых кремней. Обычно в разных толщах состав туфов различный (кислый, средний, основной), но встречаются и туфы смешанного состава. Характерна очень четко выраженная стратификация, обусловленная чередованием пород разной гранулометрии; слоистость в целом неравномерная: одни части разреза грубо, другие - более тонко слоисты. У разных представителей рассматриваемой ассоциации (разные свиты), и даже в пределах одного разреза, характер стратификации заметно отличается в деталях. Часто наблюдается асимметрично-ритмичное строение толщ. В нижней части ритмов развиты более грубообломочные породы (до гравийных), иногда с рассеянными обломками туфопелитов или туфосилицитов (местный

материал); выше они сменяются средне- и мелкозернистыми туфами (или тефроидами), над которыми лежат тонкие туффиты или пелитоморфные силициты (туфосилициты, зеленые и серые кремни). Соотношение пород в ритмах различное, но зернистые породы обычно слагают главную часть ритмов; нередко грубый слой бывает маломощным или отсутствует. Верхняя, кремнистая часть ритма представлена либо однородным слоем туфосилицита (до 1-2 м), либо полосчатым пакетом, где силициты переслоены туффитами или туфопелитами; в таких пакетах иногда наблюдается тонкая косая и конволютная слоистость. Во многих толщах в зернистой части ритмов с разной контрастностью, но четко проявляется постепенное уменьшение размерности обломочного материала от подошвы к кровле; в других - этого нет, и на массивный однородный пласт туфа (иногда грубо- или среднезернистого) с резким контактом налегает тонкозернистая или пелитоморфная порода; разрез утрачивает ритмичное строение.

Второй тип ассоциации имеет меньшее распространение и представлен не столь мощными толщами, как первый. Главными породами ассоциации являются тонкие пепловые туфы (иногда сильно оглиненные), глинистые и кремнистые туффиты и силициты, среди которых много спонголитов. Последние образованы тончайшими (0,015-0,03) спикулами губок, резко отличными по размеру от спикул из кремнистых пород карбонатно-силицитовых и флишоидных толщ (см. выше). Строение ассоциации от места к месту меняется. Иногда преобладают силициты в виде пластов и пачек, разделенных пакетами чередующихся туфов, туффитов и силицитов, а иногда больше туффитов и туфов, спонголиты же образуют небольшие (2-25 см) прослои. В чередовании с разной четкостью проявляется ритмичность; ритм начинается туфами, сменяющимися туффитами и заканчивается силицитами; часто, однако, выпадают первый или третий слои. Ассоциация иногда усложняется появлением аргиллитов и песчаников, причем последние состоят из материала внутрибассейнового происхождения (зеленокаменные граувакки, кремнеобломочные породы и др.). Песчаники "незакономерно" вклиниваются в туфово-туффитово-спонголитовую ассоциацию.

Рассматриваемая ассоциация отличается от предыдущей не только обилием спонголитов, но и менее грубым составом туфов и меньшей скоростью их накопления. Очевидно, отложения формировались в более удаленной от вулканов части бассейна.

Силицитово-терригенные ассоциации. Эти ассоциации представлены двумя типами, отличающимися прежде всего составом песчаников.

Ассоциации первого типа образованы мощными толщами чередующихся песчаников, алевролитов, аргиллитов и силицитов. Обломочный материал - тефрогенный и вулканотерригенный. В грубых разностях это литокласты и кристаллы; иногда преобладает андезитовая и дацитовая кластика, а иногда липаритовая, либо смешанная. Кроме того, много пород, в которых ведущая роль принадлежит обломкам основных, зеленокаменно измененных вулканитов. Метаморфических пород сиалической группы в обломочной фракции нет, а осадочные представлены лишь местным материалом. Средне- и особенно мелкозернистые песчаники и алевролиты почти целиком состоят из кристаллокластов (плагиоклазы, кварц). Местами в песчаниках присутствует растительный детрит, а в алевритах встречаются и радиолярии. Кремнистые породы представлены зелеными и серыми силицитами, часто "загрязненными" алевритом, а иногда и тонким пеплом.

Стратификация здесь очень неравномерная. Одни части разреза толсто напластованы и обогащены песчаниками; в таких отложениях отчетливо выражена ритмичность, характерная для проксимального флиша: грубозернистые песчаники образуют мощные (до 3-5 м) пласты массивные или с градиционной текстурой, которые переходят кварху в мелкозернистые песчаники и алевролиты с горизонтальной или косой слоистостью; в верху ритмов развит либо алевролит, либо алевритистый аргиллит. В песчаниках попадаются слои силицитов с резкими и ровными границами; по простираанию они исчезают (раз-

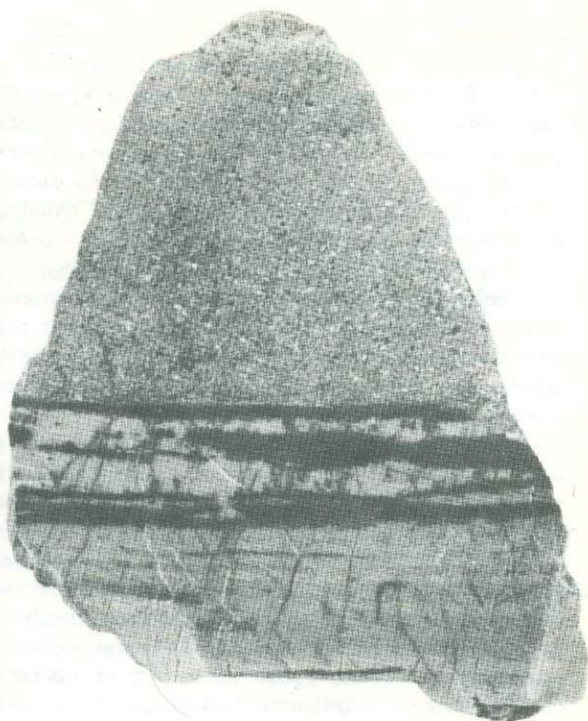
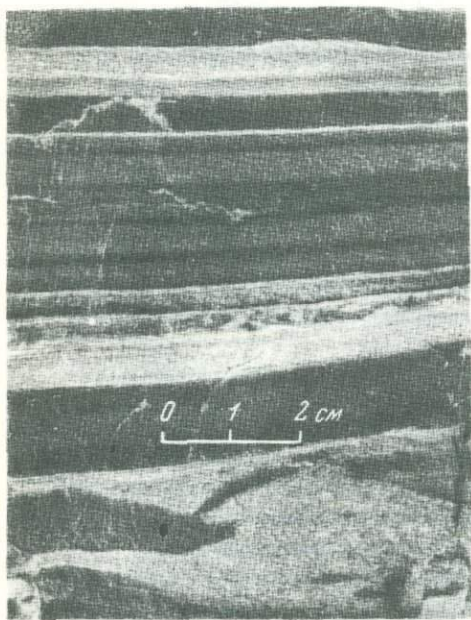


Рис. 21. Чередование серых силицитов с тифрогенными алевролитами,  $D_3$ , кодинская свита, Южный Урал. Пришлифовка

Рис. 22. Контакт силицита и грауваккового песчаника,  $D_3$ , зилайрская свита, Южный Урал. Пришлифовка

мыв). Другие части разреза наслоены менее грубо и в них преобладают более тонкие породы: мелкозернистые песчаники, алевролиты, кремнистые аргиллиты и силициты. Многие пакеты здесь тонкослоисты и полосчаты, причем слоистость как горизонтальная, так и косая или линзовидная, характерная для конуритов (рис. 21). Иногда в таком чередовании появляются прослои пепловых туфов и туффитов. Это, а также присутствие тифрогенного обломочного материала во многих песчаниках роднит ассоциацию с туфово-туффитово-силицитовою. Изредка среди тонконаслоенных пакетов появляются прослои силицитов с примесью карбонатного материала, что отмечает связь ассоциации с другой — карбонатно-силицитово-терригенной.

Второй тип ассоциации можно определить как силицитово-граувакковый. Он представлен чередованием граувакк, аргиллитов и силицитов. Граувакки зеленые, плохо сортированные, средне-мелкозернистые, алевритистые, реже с примесью грубого материала; состав их полимиктовый: преобладают разнообразные обломки пород и кристаллов, возникшие в результате разрушения вулканических комплексов, но всегда присутствуют и фрагменты осадочных и метаморфических пород (кварциты, сланцы). В алевритах обычно много слюды. Текстура песчаников разнообразная: массивная, градационная, маятниковая. Нередко присутствуют крупные обломки аргиллитов и силицитов (местные). Кремнистые породы зеленые, зеленовато-серые, реже черные (фтаниты), часто полосчатые и плитчатые; в них встречаются радиолярии редко рассеянные или образующие тонкие прослои; иногда присутствует и растительный шлам. Многие силициты в том или другом количестве содержат глинистую примесь, и между высококремнистым силицитом и аргиллитом есть все переходы.

Стратификация отложений очень неравномерная. В одних пачках концентрируется мощные (0,5–5 м) пласты песчаников, разделенные прослоями глинистых алевролитов или небольшими песчано-аргиллитовыми пакетами, в которых

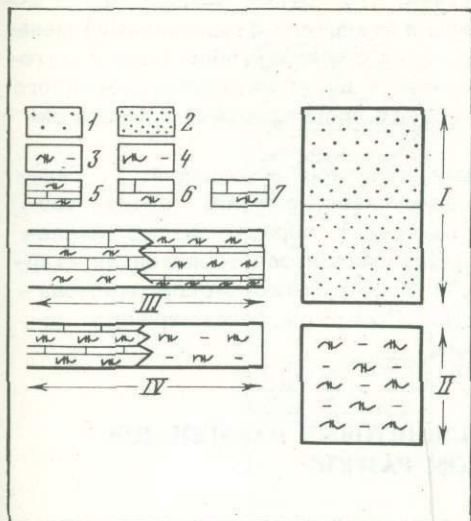


Рис. 23. Схема, иллюстрирующая соотношение силицитовых ассоциаций

Ассоциации: 1 - силицитово-граувакковая, 2 - силицово-песчаная (вулканомиктовая), 3 - туфово-туффитово-силицитовая (первый тип), 4 - туфово-туффитово-силицитовая (второй тип, спонголитовый), 5 - терригенно-карбонатно-силицитовая, 6 - карбонатно-силицитовая, 7 - карбонатно-силицитовая (спонголитовая разновидность). Примеры сочетаний: I - верхний девон Магнитогорской зоны (кодинская и зилаирская свиты) [Смирнов и др., 1974], II - ордовик-силур Сакмарской зоны [Вознесенская, 1975; Хворова и др., 1978], III - верхний девон Сакмарской и Магнитогорской зон, IV - силур-девон Сакмарской зоны

встречаются прослои (1-2 см) силицитов; последние в виде довольно мощных слоев (0,5-1 м) попадают и между песчаниками, причем контакты их здесь резкие и ровные (рис. 22). Другие пачки образованы преимущественно аргиллитами и алевролитами с редкими, но мощными песчаниками. Наконец, в некоторых пачках наблюдается сгущение силицитов, образующих пласты и пакеты (до 6 м) среди песчано-аргиллитовых отложений. В силицитах иногда присутствуют линзы и прослои относительно грубозернистого песчаника. Местами в кремнистых породах появляются карбонатные конкреции, а изредка и линзы органогенных известняков (переход к другой ассоциации).

Сколько-нибудь отчетливой закономерности в сочетании пород, слагающих ассоциацию, установить не удалось. В частности, силициты присутствуют и среди тонких терригенных образований (аргиллитов, алевролитов), и среди относительно грубых песчаных накоплений,

В некоторых районах в силицово-терригенных ассоциациях присутствуют в значительном количестве диабазовые силлы.

Карбонатно-силицитовая ассоциация. Она представлена чередованием силицитов и известняков. Силициты, зеленые и серые разных оттенков, часто тонкослоистые и плитчатые (кремневые плитняки). Характерны радиолярии, обычно концентрирующиеся в отдельных прослоях. Иногда отмечается небольшая примесь мелкого алевролита, глины или тонкого цеппа; встречаются силициты с примесью карбоната кальция. Известняки светло-зеленые и светло-серые, почти белые, микритовые и органогенно-шламовые; нередко в них присутствуют кальцитизированные остатки радиолярий. Реже встречаются доломиты или доломитистые известняки, тонкокристаллические, с примесью органического вещества. Отложения горизонтально напластованы, иногда довольно тонко (1-10 см), а иногда крупнее (до 0,5-1 м). В одних случаях мощнее пласты силицитов, в других - известняков. Наблюдается не только пластовая, но и конкреционная форма обособления материала. Там, где преобладают силициты, среди них на некоторых уровнях развиты горизонты (1-2 см) плоских карбонатных конкреций (чаще это доломиты), и наоборот, в известняках местами присутствуют конкреции кремней.

Ассоциация представлена толщами сравнительно небольшой мощности. Нам встречались толщи от 5 до нескольких десятков метров. Иногда мощность еще меньше, и толщи в виде небольших пакетов входят в состав других ассоциаций. Мы наблюдали их присутствие в терригенно-силицитовой ассоциации, которую в этом случае можно определять как карбонатно-терригенно-силицовую. Вероятно, существуют и карбонатно-туфово-силицовые ассоциации.

Соотношение ассоциаций. Нетрудно заметить, что группа рассмотренных ассоциаций отличается от предыдущих (яшмовые и фтанитово-фтанитоидные) меньшей "насыщенностью" силицитами. Это связано как с обилием обломочного материала, так, возможно, и с формированием в моменты менее активного подводного вулканизма или его отсутствия. Особенно четко это проявляется на примере силицитово-граувакковой ассоциации.

На рис. 23 показаны наблюдавшиеся нами сочетания ассоциаций: 1. Силицитово-терригенная первого типа (силицитово-вулканомиктовая) → силицитово-терригенная второго типа (силицитово-граувакковая), образующие вертикальный ряд. 2. Силицитово-терригенная → карбонатно-силицитово-терригенная → карбонатно-силицитовая (латеральный ряд). 3. Туфово-туффитово-спонголитовая → карбонатно-спонголитовая (латеральный ряд). Сочетания рассмотренных ассоциаций во многом сходны с фтанитоидными.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗМЕЩЕНИЯ СИЛИЦИТОВЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ

Несомненно, в каждой геосинклинали набор силицитовых ассоциаций и характер их размещения отличаются, отражая индивидуальные черты обстановки осадконакопления, тектонического развития и вулканизма. И все-таки можно ожидать, что существуют общие закономерности распределения кремнистых пород и их ассоциаций, определяемые общим ходом развития геосинклинали. Возьмем, например, Южный Урал (Сакмарскую и Магнитогорскую зоны). Мы не будем рассматривать полный ряд геосинклинальных формаций, он сложный и не раз освещался в литературе (например, см. работу В.В. Коптевой [1976]), а сконцентрируем внимание на положении в разрезе кремнистых ассоциаций.

На западе, в приконтинентальной части геосинклинали (Сакмарская зона, Зилаирский синклиорий), кремнистые ассоциации располагаются следующим образом (рис. 24, I):

O-S. Здесь широко распространены: 1. Яшмово-спилитовая и фтанитово-спилитовая ассоциации; по существу, это единый эффузивно-кремнистый комплекс с разным размещением в нем фтанитов и яшм. Его формирование относится к зоне трещинных излияний базальтоидов. 2. Яшмовая ассоциация; пространственно и генетически она связана с указанным комплексом и залегает выше него. 3. Фтанитовые ассоциации (аргиллитово-фтанитовая, песчано-аргиллитово-фтанитовая и карбонатно-фтанитовая); расположены они в приконтинентальной части геосинклинального прогиба. 4. Туфо-туффито-кремнистая ассоциация первого типа; сменяет эффузивно-кремнистый комплекс на востоке.

S<sub>2</sub>-D<sub>2</sub>. Туфово-туффитово-спонголитовая ассоциация, переходящая местами в карбонатно-спонголитовую. Появление их совпадает с перерывом в эффузивной деятельности и с удалением эксплозивных вулканов, с которых в бассейн поступал лишь тонкий пепел; характерно присутствие местной кластики, что свидетельствует о появлении внутрибассейновых поднятий; фрагменты ассоциации в виде олистолитов наблюдаются в олистостромовых горизонтах.

D<sub>3</sub>. Снизу вверх здесь развиты: туфово-фтанитоидная, фтанитоидная (егендинская свита) и силицитово-граувакковая (зилаирская свита) ассоциации; в последней появляются отдельные небольшие известково-силицитовые пакеты.

C<sub>1</sub>. Известково-фтанитово-аргиллитовая и аргиллитово-известняково-фтанитовая ассоциации (ямашлинская, куруильская, иткуловская свиты).

В Магнитогорской зоне последовательность кремнистых ассоциаций такая (см. рис. 24, II):

D<sub>1</sub><sup>1</sup>. Яшмово-спилитовая (карамалыташская свита), над которой развита яшмовая (бугульгырский горизонт), латерально переходящая в туфово-яшмовую.

D<sub>2</sub><sup>2</sup>. Фтанитоидно-туфовая (улутауская свита) с отдельными обособленными толщами фтанитоидов (биккуловский горизонт).

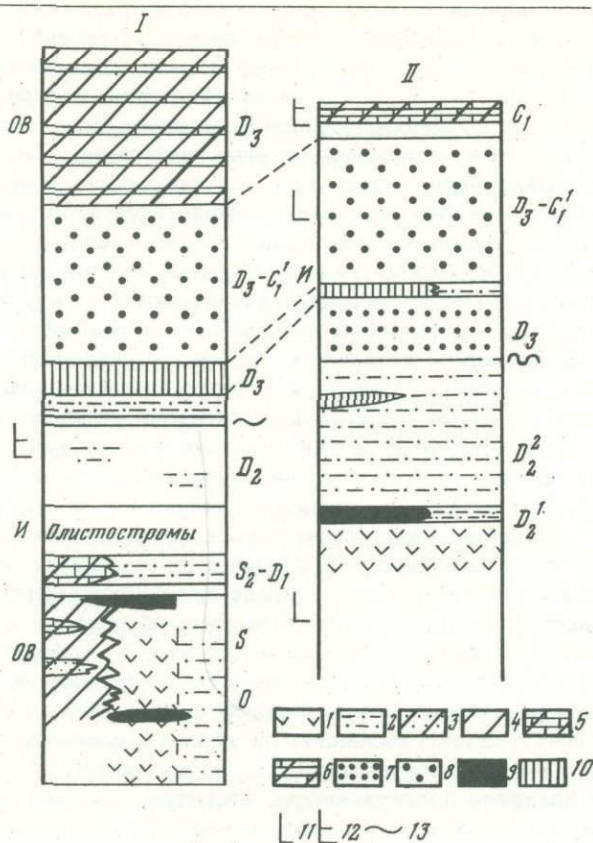


Рис. 24. Схема, иллюстрирующая соотношение различных кремнистых ассоциаций Сакмарской (I) и Магнитогорской (II) зон

1 - кремнисто-эффузивные ассоциации (яшмово- и фтанитово-спилитовые); 2 - кремнисто-туфовые (различного типа); 3 - песчано-аргиллитово-фтанитовые; 4 - аргиллитово-фтанитовые; 5 - известняково-кремнистые; 6 - известняково-кремнисто-аргиллитовые; 7 - вулканотерригенно-кремнистые; 8 - граувакково-кремнистые; 9 - яшмовые; 10 - фтанитоидные; 11 - положение в разрезе известково-щелочных вулканитов; 12 - положение субщелочных и щелочных вулканитов; 13 - региональные размывы и несогласия; OB - обогащение отложений органическим веществом; И - уровни, с локальным развитием органогенных известняков

$D_3$ . Здесь присутствуют три ассоциации: 1) силитово-вулканотерригенная (кодинская свита); 2) фтанитоидная и туфито-фтанитоидная (мукасовский горизонт) и 3) силитово-граувакковая (зилаирская свита) с небольшими карбонатно-силитовыми пачками.

$S_1$ . Фтанитово- и фтанитоидно-известняковая ассоциации, иногда с крупноспилитовыми разностями силитов. Развиты эти ассоциации лишь локально среди карбонатных толщ (березовская свита).

Состав и распределение кремнистых ассоциаций в западной и восточной зонах имеют сходство и различия.

Сходство выражается в общей тенденции их временной смены. В обоих случаях спилитово-яшмовые и яшмовые ассоциации сосредоточены в нижней части разрезов. Выше они сменяются кремнистыми ассоциациями, содержащими большое количество вулканокластического материала. При этом меняется не только тип ассоциаций, но и характер самих кремнистых пород: яшмы уступают место фтанитоидам и другим силитам (в том числе туфосилитам).

Кроме радиоляриевых кремней, здесь много спонголитов. Еще выше основным компонентом ассоциаций становится терригенный материал, и значение кремнистых пород (зеленые и серые силициты) резко снижается.

Верхняя часть геосинклинального разреза обогащена карбонатным материалом, кремнистые породы (фганиты, фганитоиды) здесь ассоциируют с известняками и сами нередко имеют примесь карбоната кальция. Таким образом, в обеих зонах кремненакопление происходило на протяжении всего геосинклинального этапа; на ранней стадии оно сопровождало эффузивный вулканизм (спилитовый), на средней — эксплозивный, а на поздней — сначала терригенную, затем карбонатную седиментацию. Это лишь общая тенденция, которая может существенно нарушаться и усложняться в зависимости от местных условий даже в пределах одной геосинклинали и тем более в разных.

В составе и распределении кремнистых пород в сравниваемых разрезах есть и существенные отличия. Одни из них чисто местного значения, другие же, вероятно, отражают более общие закономерности геосинклинального осадкообразования. К первым относится присутствие туфово-туффитово-силицитовой ассоциации в низу разреза на юге западной зоны; эта ассоциация связана с локальным проявлением кислого и среднего вулканизма, и обычно в раннегеосинклинальных формациях ее нет. Местное распространение имеет в западной зоне щелочной эффузивный комплекс ( $D_2$ ), появление которого "нарушило" накопление туфово-силицитовой ассоциации, широко распространенной в Магнитогорской зоне. К категории более закономерных отличий следует отнести, во-первых, разный возрастной диапазон формирования яшмово-эффузивной и яшмовой ассоциаций; в западной зоне они сосредоточены в ордовике и силуре, а в восточной зоне — хорошо выражены в среднем девоне. Таким образом, в разных частях (прогибах) одной геосинклинали спилиты и связанные с ними яшмы формировались хотя и на разных этапах, но не синхронно. Вторым существенным отличием является приуроченность фганитов, т.е. силицитов, обогащенных органическим веществом, к западной, приплатформенной зоне. Они сосредоточены на двух уровнях ( $S$  и  $C_1$ ) и связаны с четко выраженными депрессиями.

### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КРЕМНЕЙ

Различным аспектам происхождения кремнистых пород, в частности геосинклинальных, посвящена обширная литература, поэтому остановимся лишь на некоторых вопросах, решению которых способствуют, во-первых, изучение соотношения кремнистых пород с другими, а именно: с терригенными, вулканическими, карбонатными — и, во-вторых, выяснение особенностей размещения разных типов кремнистых осадков.

1. Силициты ассоциируют с песчаниками разного минерального состава и разной степени "вызревания": кварцевыми, аркозовыми и граувакковыми. Иначе говоря, кремнеобразование не определяется процессами, протекающими на суше; поступающий с нее кремнезем целиком или почти целиком поглощается морской водой (обезличивается) и не участвует непосредственно в формировании кремнистых слоев.

Терригенная седиментация влияет на кремненакопление пассивно: появление в определенных моменты и в определенных районах больших масс обломочного материала просто "заглушает" обычный ход накопления кремнистых осадков, что служит одной из причин их неравномерного распределения в разрезе. Однако это не единственная причина. Присутствие среди однородных глинистых толщ на определенных уровнях кремнистых пород свидетельствует и о неравномерной "подаче" в осадок кремнистого материала.

Структурно-текстурные особенности песчаных пластов и соотношение их с силицитами свидетельствуют о большом значении турбидных и других типов потоков в выносе обломочного материала, эпизодически в больших количествах

поступавшего в область развития не только глинистых, но и кремнистых глов. Такие песчаные накопления, характерные для нижней части шельфа, склона и континентального подножия, дают дополнительную информацию о фациальных условиях развития кремнистых осадков.

2. Парагенезис кремнистых и вулканических пород настолько обычен, что нередко его рассматривают как прямое доказательство вулканогенного происхождения кремнистых осадков. Однако последние возникают и там, где вулканических проявлений не было или они были незначительными. Следовательно, приходится осторожно относиться к сопоставлению кремнистых пород с вулканами как безусловному показателю генезиса и искать дополнительные доказательства. Установлено, что газо-гидротермальный вынос  $\text{SiO}_2$  существует, но возникает альтернатива: поглощается ли этот вулканогенный кремнезем гидросферой, как и поступающий с суши, или он может непосредственно формировать кремнистые накопления (при этом не исключается его биогенное осаждение). Обратимся к фактическому материалу. В Южно-Уральском геосинклинальном бассейне на протяжении всей его доорогенной истории имела место вулканическая деятельность, но на разных этапах характер ее менялся: преобладали то эксплозии (в основном островные вулканы), то подводные излияния, причем различные по петрохимическому составу расплава.

Соотношение кремнистых и вулканогеннообломочных осадков (туфы, тефроиды) в принципе сходно с соотношением кремнистых и терригенных. Силициты ассоциируют с вулканокластикой любого состава. В формировании вулканогенных обломочных накоплений (как и терригенных) большое значение имели турбидные потоки, хотя иногда возникали и отложения подводных лав. В целом появление больших масс пирокластического и тефрогенного материала подавляло кремнеобразование.

Посмотрим, влиял ли на кремнеобразование подводный эффузивный вулканизм. Главные его проявления относятся к ранним стадиям геосинклинального развития, когда преобладали излияния базальтоидов с натровой специализацией (спилиты). К этому времени относится наиболее интенсивное кремнеобразование, в частности образование "яшмовых осадков". Последние теснее всего связаны с вулканами, и, очевидно, связь эта генетическая. Здесь обращают на себя внимание следующие факты. На вулканических постройках встречаются тела рифогенных известняков, нередко брекчированных; иногда они частично или полностью окварцованы и гематизированы - превращены в яшмоид. Известняки эти развиты в тех же районах и на том же стратиграфическом уровне, что и яшмы, причем как в тех, так и в других наблюдается марганцевое оруденение. Кремнисто-гематитовый метасоматоз можно считать непосредственным доказательством гидротермального выноса  $\text{SiO}_2$ , Fe и Mn. О том же свидетельствует присутствие в спилитах гейзеритоподобных яшмокварцитов, по-видимому, отмечающих места выхода термальных источников. Наконец, яшмы бескарбонатны даже там, где они безусловно возникли в очень мелководных условиях. Проще всего это объясняется выносом  $\text{CO}_2$  и других кислых газов, т.е. газо-гидротермальной деятельностью. Эти факты вместе с повсеместно отмечаемой во всех палеозойских и раннемезозойских геосинклиналях ассоциацией спилитов и яшм указывают на большое значение вулканогенного выноса кремнезема (и Fe) в образовании данного типа кремнистых осадков.

Что касается других типов силицитов, то непосредственных данных о происхождении образующего их кремнезема нет; в одних случаях он может быть преимущественно вулканогенным, в других - бассейновым (обезличенным). Иногда доказательством влияния вулканизма на формирование кремнистых осадков (помимо яшмовых) может служить то обстоятельство, что они тяготеют к районам, расположенным вблизи вулканических центров. Это хорошо видно, например, на палеогеографической карте Урала для франского века [Смирнов и др., 1974], где поле развития силицитов находится вблизи расположения вулканических центров.

Подводные излияния, правда меньшего масштаба, происходили и на поздней стадии геосинклинального развития ( $\text{C}_1$ ). Расплавы имели иной состав, с тен-

денцией к калиевой специализации; здесь возникла базальт-трахилипаритовая и базальт-трахит-трахилипаритовая формация [Червяковский, 1972; Прошин, 1974]. Обращает на себя внимание изменение петрохимического состава вулканитов по сравнению с вулканитами ранних стадий. При образовании первых вулканическая деятельность не сопровождалась интенсивным кремненакоплением; главным седиментационным процессом было карбонатообразование. Остаётся неясным, определяется ли такое изменение общим обмелением геосинклинального бассейна или имеет значение также изменение состава расплава и характера продуктов поствулканической газо-гидротермальной деятельности.

3. В геосинклинальных бассейнах четко проявляется тенденция к пространственному и временному разделению карбонато- и кремнеобразования. В ряде случаев такое разделение однозначно определяется батиметрией: на внутрибассейновых поднятиях (вулканических и тектонических) формируются биогермные и органогенно-детритовые известняки; такое их положение приводит к обогащению известняковыми обломками конгломератов и олистостром (см. рис. 24). Микритовые и шламовые известняки (относительно глубоководные) в нижней части геосинклинального разреза имеют обычно небольшое развитие. Здесь они появляются либо среди силицитов в местах, удаленных от активной вулканической зоны (см. рис. 24, I), либо выше вулканических накоплений, отделяясь от последних бескарбонатными кремнистыми толщами (см. рис. 19). Вверху геосинклинального разреза такие известняки присутствуют уже в большом количестве; карбонатообразование начинает вытеснять кремненакопление.

Возникает альтернатива: либо смена кремнистых осадков тонкозернистыми известковыми связана только с батиметрией, через положение уровня карбонатной компенсации, либо вулканизм способствует образованию бескарбонатных кремнистых отложений (поствулканический вынос  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CO}_2$ ).

4. Геохимически резко всего различаются гематитово-кремнистые (яшмы) и углеродисто-кремнистые (фтаниты) осадки, поэтому остановимся на сравнении особенностей их размещения и образования. Как было показано, яшмы и пространственно, и генетически тесно связаны с вулканической деятельностью. Что касается фтанитов, то их много в нижней части геосинклинального разреза (S), где они латерально связаны со спилитами и яшмами, а также в нижнем карбоне, где они находятся на значительном удалении от вулканитов; в первом случае отложения более насыщены кремнеземом, во втором — содержат много карбонатного материала.

Накопление обогащенных органическим веществом кремнисто-карбонатно-аргиллитовых отложений, сходных с рассмотренными, происходило и при отсутствии синхронного вулканизма. Они известны, например, в разрезе верхнего карбона приплатформенной депрессионной части Предуральяского краевого прогиба. Иначе говоря, образование фтанитов более независимо от вулканической деятельности, чем образование яшм.

Обратимся к фаціальным условиям кремненакопления. Начнем с яшм. Существуют разные взгляды на батиметрические условия образования "яшмовых осадков". Многие исследователи обоснованно считают их с глубоководными, принимая во внимание характер залегания, состав и текстурно-структурные особенности, а также комплекс органических остатков. Другие — определяют яшмы как мелководное образование. И действительно, есть много примеров бесспорно мелководных яшм. Небольшие их слои, например, встречаются в грубых конгломератах, залегающих среди аффузивных толщ; местами такие слои частично или полностью размыты, и яшмовые гальки становятся составной частью конгломератов. Рассматривая условия накопления бугульгирских яшм, Н.П. Херасков [1951] подчеркивал, что они возникали как на мелководье, где ассоциировали с рифогенными известняками, так и в относительно глубоководных впадинах, иначе говоря, в условиях расчлененного рельефа. Таким образом, батиметрический диапазон развития "яшмовых осадков" большой; особенно характерно их формирование в пределах подводной вулканической зоны. Однако это не было единственным местом развития яшмовых осадков; они распространились и за пределы такой зоны, в область глубокой части бассейна.

Углеродисто-кремнистые осадки тяготеют к приконтинентальным участкам моря, к области склона и прилегающей депрессии [Хворова и др., 1978]. Это были в основном глубоководные образования, иногда приуроченные, по-видимому, к зонам алвеллинга. В ряде случаев формирование фтанитов во времени совпадало с формированием яшм, и в зонах перехода происходило их чередование. Тем не менее пространственное разделение этих типов кремнистых осадков вырисовывается четко.

Кремнистые отложения, близкие по структуре, составу и фаунистической характеристике к фтанитам, но не обогащенные органическим веществом бассейнового происхождения (фтанитоиды, серые кремни), возникали как в относительно глубоководных, так и в сравнительно мелководных (шельфовых) условиях. Последнее было установлено на примере франских и фаменских отложений Южного Урала [Смирнов и др., 1974].

Таким образом, батиметрический диапазон кремнеобразования большой; он охватывает шельф, по крайней мере его нижнюю часть, склон и депрессию, а также внутрибассейновые вулканические поднятия.

Приведенный материал показывает, что в ранне-среднепалеозойских геосинклинальных бассейнах кремнеобразование было очень широко распространенным процессом. Закономерности размещения кремнистых осадков и их состав здесь были иными, чем в современных океанах с их краевыми морями [Хворова, 1968], особенно, если сравнивать раннегеосинклинальные комплексы. Существуют также отличия между пелагической седиментацией в палеозойских и молодых ( $K_2$ -Т) геосинклинальных бассейнах; в последних больше карбонатных осадков (соответственно меньше силицитов) и нет или мало углеродисто-кремнистых (фтанитовые толщи), которые особенно характерны для раннего палеозоя и силура, хотя присутствуют и в более молодых палеозойских формациях. Причины таких изменений в геосинклинальной седиментации не установлены, хотя "поиск" в этом отношении начал, и появляются соответствующие гипотезы. Разные соотношения пелагического карбоната- и кремнеобразования, скорее всего, определяются более высоким положением уровня карбонатной компенсации в палеозое. В таком случае площадь распространения известковых илов сократилась бы. Широкое развитие в определенные периоды геологической истории глубоководных бескарбонатных осадков, обогащенных органическим веществом, некоторые ученые стали связывать со стадиями общего потепления климата планеты [Degens, Stoffers, 1976; Shlanger, Jenkyns, 1976]. Отсутствие контрастной поясной зональности должно было уменьшить значение термохалинной циркуляции в океане, что препятствовало бы перемешиванию вод и стабилизировало их стратификацию (вертикальную зональность). При этом ниже устойчивой плотностной границы могли возникать бескислородные (эвксинского типа) условия, что привело бы к накоплению органического вещества, исчезновению бентоса и неблагоприятно сказалось бы на карбонатобразовании. Субмаринная вулканическая деятельность усилит эту тенденцию и будет способствовать формированию углеродисто-кремнистых осадков.

Конечно, подобная гипотеза бескислородности глубоководных частей океанов в определенные периоды истории Земли требует разработки и не может безоговорочно быть принятой. Сейчас мы можем только констатировать, что, во-первых, действительно, в определенные периоды в геосинклинальных бассейнах очень широкое распространение имели углеродистые осадки и, во-вторых, что таковые обнаружены бурением в открытом океане, где они концентрируются в апт-альбе и сеноман-туроне. Иначе говоря, какие-то глобальные причины определяли их появление.

## ЭФФУЗИВНО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА МАЛОГО КАВКАЗА

С начала развития в нашей стране работ по формациям эффузивно-кремнистые формации привлекали внимание исследователей четко выраженным парагенезом эффузивных и кремнистых пород и характерным положением в эвгеосинклинальных формационных рядах [Шатский, 1954]. В соответствии с широко распространенными сейчас тектоническими представлениями эффузивно-кремнистые формации офиолитовых поясов принято рассматривать в качестве характерного формационного типа, возникшего на океанической коре, в начальные этапы геосинклинального развития [Пейве, 1969; Пейве и др., 1972]. Такие представления вновь привлекли внимание многих исследователей к этим формациям главным образом в свете их сравнения, с одной стороны, с соответствующими образованиями современных океанов, с другой — с синхронными формациями, развитыми в соседних геосинклинальных зонах. Такие сравнения необходимы, поскольку выдвинутая гипотеза развития офиолитовых зон на коре океанического типа требует глубокого переосмысливания многих известных фактов как по геосинклиналям, так и по разным зонам океанов. К сожалению, во многих работах появилась тенденция к отождествлению офиолитовых поясов с современными океанами в целом. При этом иногда подразумевается чуть ли не полная аналогия эффузивных и осадочных образований эффузивно-кремнистых формаций геосинклинальных областей соответственно абиссальным талейтам и глубоководным пелагическим осадкам современных океанов.

Территория Малого Кавказа (Севано-Акеринская зона) является единственным местом в пределах СССР, где вскрыт офиолитовый комплекс альпийского пояса Тетис. Поэтому район стал в последнее десятилетие объектом пристального внимания геологов. Особенно много в понимание офиолитовой зоны Малого Кавказа в последние годы внесли работы геологов ГИН АН СССР и МГУ — А.Л. Книппера, С.Д. Соколова, М.Г. Ломизе, Д.И. Панова и др. Мезозойский возраст входящей в офиолитовый комплекс эффузивно-кремнистой формации Малого Кавказа делает ее особо интересной, поскольку основные представления по формациям этого типа в нашей стране базируются на материале палеозойских геосинклиналей.

### ВОЗРАСТ ФОРМАЦИИ

Присутствие эффузивно-кремнистых отложений в пределах Севано-Акеринского офиолитового пояса Малого Кавказа отмечается во многих работах, начиная с работ В.П. Ренгартена [1959], Э.Ш. Шихалибейли [1964] и др. Однако своеобразное положение в разрезах, остававшееся долгое время непонятым, привело к довольно прочно укоренившейся точке зрения о раннесенонском возрасте этих отложений. В последние годы на основании новых фактических материалов представление о геологическом строении и развитии Севано-Акеринского офиолитового пояса Малого Кавказа во многих своих положениях, и в частности в отношении возраста всей офиолитовой ассоциации, пересмотрено [Книппер, 1975; Соколов, 1977; и др.].

Детальным картированием узловых участков установлено, что большая часть гипербазитовых массивов не является позднеантонскими интрузиями, как считалось ранее, а входит в состав серпентинитового меланжа, сформированного в доальбское время. Выявлено также широкое распространение в постальбской части разреза офиолитового пояса верхнесенонской—нижнесенонской олистостромовой формации, с которой тесно связаны крупные тектонические покровы. Установлено, что только среди олистостромовой толщи и в серпентинитовом меланже встречаются крупные и мелкие тела эффузивов и связанных с ними яшм, типичных для эффузивно-кремнистой формации. Они находятся в аллохтонном залегании и не имеют отношения к сенонскому вулканизму Малого Кавказа. Сборами фаунистических остатков (кораллов, фораминифер, радиолярий) доказано, что эти породы имеют среднеюрский—раннемеловой возраст [Соколов, 1977; Жамойда и др., 1976; Вишневская, 1975, 1976].

В связи с разногласиями в трактовке возраста эффузивно-кремнистых отложений офиолитового пояса в последние годы особое внимание уделено изучению самих радиолярий. Оказалось, что большинство образцов яшм, взятых из этих отложений, охарактеризовано комплексом радиолярий юрско-мелового облика. Они выделены как гергерский комплекс радиолярий [Жамойда и др., 1976]. Таким образом, подтвердилась точка зрения Р.Х. Липман, впервые изучившей радиолярий из яшм, собранных В.П. Ренгартемом. Особенно важно в решении спора о возрасте яшм Севано-Акеринского пояса то, что намечается большое сходство комплекса заключенных в них радиолярий и комплекса радиолярий из кремнистых известняков, кремнистых туффов и силицитов, распространенных в пределах соседней с офиолитовым поясом Сомхито-Карабахской зоны [Вишневская, 1975, 1976]. Указанные породы залегают там среди хорошо фаунистически охарактеризованных келловей-оксфордских и титон-неокомских вулканогеннообломочных и карбонатных толщ. В ряде разрезов силициты ритмично переслаиваются с вулканомиктовыми песчаниками и детритусовыми известняками.

На основании перечисленных фактов формирование эффузивно-кремнистой формации офиолитового пояса Малого Кавказа должно рассматриваться прежде всего на фоне юрской истории развития Кавказской геосинклинальной области. Соответственно вулканизм офиолитового пояса должен быть сопоставлен с юрским вулканизмом, широко проявившимся в других зонах Кавказской геосинклинали, обусловившим формирование там наиболее характерной для этого времени порфирировой формации [Ломизе, Суханов, 1974].

Однако некоторые геологи до сих пор не учитывают нового фактического материала и по-прежнему связывают эффузивно-кремнистые отложения с поздне-меловым вулканизмом [Сатиан, Степанян, 1976]. Хотя сенонские вулканы действительно широко распространены на территории Малого Кавказа, они входят в состав совершенно иных формаций и приурочены к более поздним структурам. Следует отметить, что для обоснования своих представлений в отношении возраста эффузивно-кремнистой формации М.А. Сатиан и Ж.О. Степанян привлекают прежде всего заключение Л.И. Казнищевой о верхнемеловом облике остатков радиолярий в разрезе существенно карбонатных пород из района Гейсу, которые содержат также и остатки глоботрункан. Комплекс радиолярий, содержащихся в этом разрезе, выделен А.И. Жамойдой и др. [1976] в севанский комплекс и отнесен ими к верхнемеловому по присутствию родов: *Pseudoaulophacus*, *Diacanthocapsa*, *Theocapsomma*, *Holocryptocapsa*, *Squinabollum*, *Amphipynbax*, а также вида *Dictyonitra pseudomacrocephala*.

Радиолярии этого комплекса содержатся не только в разрезе у с. Гейсу, но и в некоторых других разрезах офиолитового пояса, например у сел Кыльчлы, Фингя, Вагазин. В этих разрезах остатки указанных радиолярий рассеяны в алевроито-глинистых породах, являющихся в составе верхнемеловой олистостромовой толщи автохтонными отложениями. Последние так же, как и у с. Гейсу, охарактеризованы и другими верхнемеловыми фаунистическими остатками [Григорьев и др., 1975]. Таким образом, сейчас можно быть уверенным, что не вымытые из обломков юрских яшм, а местные радиолярии встречаются

в верхнемеловых отложениях Малого Кавказа. Но эти отложения в большинстве разрезов, по крайней мере во всех, изученных автором, не являются радиоляриями и не относятся к эффузивно-кремнистой формации.

Из приведенного выше списка радиолярий, характерных для севанского комплекса (судя по образцам из коллекций автора и С.Д. Соколова), представители рода *Holocryptocapsa* встречаются в более глубоких горизонтах, чем остальные радиолярии комплекса, в том числе в породах эффузивно-кремнистой формации. Так, например, в районе урочища Аджарис и у с. Надирханлы они встречаются в разрезах, большая часть которых охарактеризована тертерским (юрско-меловым) комплексом радиолярий. Разрез у с. Надирханлы относится к блоку в серпентинитовом меланже, который перекрыт альб-сеноманскими отложениями с базальными конгломератами в основании, что хорошо видно у с. Кылычлы. Сеноманский возраст части перекрывающих отложений в этом районе доказан остатками фораминифер [Григорьев и др., 1975]. Исходя из подобного соотношения толщ неизбежен вывод, что кремнистые породы, включающие род *Holocryptocapsa* в Надирханлинском разрезе имеют более древний возраст, чем перекрывающие меланж отложения.

Следует отметить, что представители этого рода были встречены В.С. Вишневской [1975] и в других разрезах эффузивно-кремнистой формации вместе с комплексом радиолярий, выделенным ею как типичный юрско-меловой. Таким образом, этот род радиолярий, описанный из сеноман-гуронских отложений Румынии и Атлантики, но впервые встреченный на территории СССР, по-видимому, имеет более широкий стратиграфический диапазон распространения, чем считалось.

## СТРОЕНИЕ ФОРМАЦИИ

Юрско-раннемеловые отложения эффузивно-кремнистой формации Севано-Акеринского пояса, как отмечалось выше, присутствуют только в виде различных по величине блоков среди серпентинитового меланжа и в виде олистолитов в олистостромовой толще. Такая фрагментарность отложений, их аллохтонное положение и малая степень фаунистической охарактеризованности не позволяют сколько-нибудь подробно восстановить строение всей формации. Намечается лишь самая грубая вертикальная последовательность: нижняя (средне-верхнеюрская) часть формации сложена преимущественно эффузивами, а верхняя (верхнеюрско-нижнемеловая) наряду с ними содержит большое количество осадочных пород, главным образом кремнистых.

Несмотря на то что восстановить строение эффузивно-кремнистой формации Севано-Акеринской зоны сейчас невозможно, характерный для этого формационного типа парагенез пород наблюдается во многих разрезах.

Отложения эффузивно-кремнистой формации выделяются в обнажениях общим красноватым фоном. Помимо преобладающей красно-бурой окраски различных кремнистых пород, эффузивы обычно также имеют красноватый оттенок, чем отличаются от блоков зеленовато-серых диабазов, встречаемых в большом количестве в меланже и олистостромах. Диабазы тяготеют к габброидам, и А.Л. Книппер [1975] склонен относить их к комплексу параллельных даек меланократового океанического фундамента, на котором, по его мнению, формировалась эффузивно-кремнистая формация.

Наиболее распространенными осадочными породами формации являются силициты яшмового облика, в разной мере обогащенные глинистым или карбонатным материалом. Среди вулканогенной составляющей формации преобладают покровы основных эффузивов мощностью от нескольких метров до нескольких сотен метров. Обычно в таких покровах чередуются массивные и шаровые лавы. Реже встречаются типичные подушечные лавы и отдельные межпластовые субвулканические тела. Встречаются как плотные, так и миндалекаменные разновидности. В лавах наблюдаются переходы от интерсертальной структуры к типичной спилитовой и микродиабазовой. В подушечных лавах встречаются участки с варполитовой структурой.

Как и в большинстве районов развития серпентинитового меланжа, непосредственного залегания эффузивно-кремнистой формации на меланократовом фундаменте не наблюдается. Их соотношение предполагается по аналогии с некоторыми сходными в геологическом отношении районами альпийского пояса. Такими районами являются Лигурийская часть Апеннин, массив Троодос на Кипре [Книппер, 1975].

Привлекает внимание, что в составе меланжа отмечаются отдельные блоки осадочных пород, более древних, чем эффузивно-кремнистые отложения. Таковы черные битуминозные известняки, сходные с палеозойскими известняками Нахичеванской АССР, песчанистые известняки верхнего триаса, а также весьма специфические песчано-сланцевые отложения. Последние сложены черными слюдистыми алевритистыми аргиллитами с линзовидными прослоями мелкозернистых песчаников. Песчаники аркозовые (зерна кварца, кислых полевых шпатов, калишпатов, обломков кварцитов с микролепидобластовой структурой), с контактовым гидрослюдистым цементом. Такие песчано-глинистые отложения мощностью в несколько десятков метров особенно обильны среди меланжа в Кыльчлинском районе. По облику они весьма близки нижнеюрским отложениям аспидной формации Большого Кавказа. Эти блоки досреднеюрских (палеомезозойских) осадочных пород считаются попавшими в серпентинитовый меланж из соседних структурно-фациальных зон [Книппер, 1975]. Но, принимая предложенную А.Л. Книппером для Севано-Акеринской зоны концепцию спрединга в формировании юрской океанической коры, по-видимому, эти отложения можно связывать и с реликтами континентальных блоков в сформированном к началу средней юры меланократовом фундаменте.

## ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ И ИХ АССОЦИАЦИИ

На рис. 25 приведено несколько колонок, характеризующих верхнюю часть формации, которые дают представление о типах встречающихся отложений и их соотношениях в разрезе. Как уже говорилось, отложения эффузивно-кремнистой формации находятся в аллохтонном залегании среди меланжа. Поэтому ориентация колонок относительно верха и низа была сделана в соответствии с общим залеганием окружающих толщ в каждом районе. Во всех случаях описание дано снизу вверх.

I. Разрез у с. Надирханлы. В основании разреза яшмы рассечены пологой секущей дайкой щелочных пород из группы меланократовых гешенитов с высоким содержанием Ti, Fe, P и K (табл. 8, № 1). В центральной части дайки порода имеет крупнозернистую структуру с очень большими кристаллами роговой обманки. В приконтактных частях структура становится более тонкозернистой. Мощность дайки - 10 м. Над дайкой в разрезе может быть выделено несколько пачек.

Мощность, м

1. Пачка красно-бурых плитчатых яшм. На контакте с дайкой в зоне, шириной 40 см, они имеют голубовато-серую окраску. Толщина плиток, особенно в нижней половине пачки, не превышает 3-10 см. Плитчатость отражает горизонтальную слоистость, связанную главным образом с разным содержанием в породе остатков радиолярий. Прослои, обогащенные радиоляриями (до 50-60%), более твердые и на склоне имеют алевритистую структуру. Разделяющие их прослои с малым количеством радиолярий сложены главным образом криптозернистой массой, пигментированной окислами железа. Они выделяются в разрезе как более рыхлые и кажутся глинистыми, хотя заметного увеличения содержания в них глинистого вещества не наблюдается, что отражено и в их составе (см. табл. 8, № 2-4).

Характерны для этой пачки отдельные бурые линзовидные карбонатные стяжения толщиной от 5 до 50 см и протяженностью соответст-

венно в несколько раз больше. Сложены они кальцитовыми сфероидами диаметром около 0,5 мм, иногда сливающимися друг с другом, промежулки между которыми выполнены окислами железа. Характерно, что встречаются сфероиды, внешний контур которых имеет ромбовидную форму. Очень похожие карбонатные стяжения описаны среди егендинских фтанитов франского яруса в Северных Мугоджарах. Отличаются они только большим размером сфероидов и сохранением в отдельных сфероидах и между ними реликтов фтанитовой массы, вмещающей конкреции . . . . .

10

2. Пачка, в которой доминируют пласты базальтовых порфиритов (см. табл. 8, № 5 и 7) с офитовой структурой. Характерно для них сильное зеленокаменное изменение. Кроме того, они кальцитизированы. Мощность пластов — до 5–7 м. Среди порфиритов прослеживаются линзовидные горизонты полосчатых кремнистых пород с караваеобразной отдельностью. Окраска этих пород белая, желтоватая, красновато-бурая и фиолетово-серая. Они сложены криптозернистой кремнистой массой, содержащей остатки радиолярий, внутренние полости которых обычно выполнены кварцем. Количество радиолярий резко варьирует и в наиболее светлых прослоях достигает до 80%. Для силицитов данной пачки характерно присутствие заметной примеси зеленоватого дисперсного вещества типа хлорита, которым бывают выполнены и внутренние полости отдельных радиолярий. Наблюдаются также вытянутые вдоль напластования выделения лейкоксена. В красных прослоях видны частицы пигментирующих окислов железа.

Караваеобразную отдельность кремнистым прослоям придают желваки светлых кремней, на 96–97% состоящие из  $\text{SiO}_2$  (см. табл. 8, № 6). Последние сложены тонкозернистым кварцем, в котором проглядывают реликты радиолярий в виде изометричных сравнительно крупнозернистых сгустков. Формирование желваков, по-видимому, связано с некоторым стягиванием кремнезема к участкам, первично содержащим повышенное его количество, например обогащенным остатками радиолярий. Возможно, что такое перераспределение кремнезема произошло под действием гепла внедрившихся в осадок порфиритов.

Вдоль кровли нижнего пласта порфиритов лежат слои темно-серых мелкозернистых кремней, внешне напоминающих известняк, мощностью 0,5 м. Размер слагающих его зерен кварца около 0,05 мм, а форма многих из них близка к карбонатным ромбоэдрам или округлая. Отдельные интерстиции между этими зернами заполнены окислами железа. По-видимому, этот слой возник в результате окремнения первоначально расположенной на контакте с порфиритами карбонатной породы.

Как и в нижней пачке, среди кремнистых горизонтов заключены линзообразные карбонатные стяжения, но сложенные не сфероидами, а очень слабо удлинненными ромбоэдрами размером 0,3–0,5 мм . . . . .

20

3. Пачка, в которой преобладают вулканические породы разной зернистости с ритмичной стратификацией. В основании каждого из трех ритмов залегают зеленовато-серые неслоистые грубозернистые песчаники, содержащие примесь гравийного материала. Лежат они с явным размывом. Мощность каждого ритма не менее нескольких метров. В их составе преобладают обломки основных эффузивов, по структуре близких к базальтам и слитам. Встречаются обломки более кислых пород типа кератоспилитов и кератофиров. Наряду с литокластическим материалом много обломков измененных основных стекол, иногда пузыристых, но чаще плотных, и зерен плагиоклазов. Форма всех обломков угловатая. Сочленение зерен конформное. На стыке их часто присутствуют новообразованные глинистые минералы.

Состав, структурно-текстурные особенности, характер залегания песчаников указывают на отложение не обычными течениями, а пото-

ками повышенной плотности, по-видимому сносившими вулканическую кластику со склонов вулканических поднятий с достаточно сложным строением.

Выше каждого слоя грубых песчаников лежит сопоставимый по мощности пакет тонкого чередования зеленовато-серых и темно-серых мелкозернистых песчаников, алевропелитов и кремнистых пород. Мощность слоев — от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Среди обломков также преобладает вулканогенный материал, но с отчетливой тенденцией к относительному обогащению обломками более кислых эффузивов и плагиоклазов за счет уменьшения обломков основных эффузивов. В алевропелитах такая тенденция в изменении химического состава обломков отражена в высоком содержании  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  (см. табл. 8, № 8). Отмученная из отдельных образцов фракция <0,001 мм, изученная на дифрактометре, показала присутствие гидрослюда, смешанно-слоистой слюды типа слюда-монтмориллонит и хлорита.

Кремнистые породы в этих пакетах очень сходны с залегающими среди порфиритов — это полосчатые силициты. В прослоях, богатых радиоляриями, наблюдается сильная перекристаллизация с формированием высококремнистых светлых желваков (см. табл. 8, № 9) . . . . . 20

4. Пачка красно-бурых известковистых яшм. Хотя контакт ее с подстилающими породами осложнен небольшим срывом с зеркалами скольжения, по-видимому, сколько-нибудь значительной потери в разрезе нет. Для пачки характерна плитчатость, отражающая чередование слоев яшм с разным содержанием остатков радиолярий. Более мощные и твердые слои в 20–40 см сложены на 50–60% остатками радиолярий, стенки и внутренние полости которых выполнены кремнеземом. Радиолярии заключены в мелкозернистую известково-кремнистую массу, пигментированную окислами железа. Встречаются радиолярии, стенки которых замещены кальцитом. Менее твердые слои мощностью в 5–20 см содержат меньше остатков радиолярий (30–40%), более густо пигментированы окислами железа и, по-видимому, содержат большую примесь глинистого вещества. В составе последнего доминирует смешанно-слоистая слюдисто-монтмориллонитовая фаза.

Кроме указанных двух типов яшм, в пачке выделяются линзовидные прослои в 2–5 см кремней, состоящих из слабжелезистой тонкозернистой кварцевой массы, в которой плохо различимы остатки радиолярий, выполненные более крупнозернистым кварцем. В то же время в них много радиолярий прекрасной сохранности, стенки камер которых сложены кальцитом. Состав этих кремней показан в табл. 8 (№ 10) . . . . . 40

Как видно из приведенного описания, в каждой из пачек намечается своя ассоциация яшм с другими породами. Некоторые из этих ассоциаций встречаются и в других разрезах.

II. Разрез у с. Ардашеви. В основании склона высоты 1516 м выходят серпентиниты, с которыми вышележащая толща находится в тектоническом контакте.

Мощность, м

1. Пачка сильно перемятых яшм, окраска которых варьирует от красно-бурой до зеленовато-бурой с голубовато-зелеными участками. Породы разбиты многочисленными трещинами, обычно покрытыми черными налетами окислов марганца.

Зеленовато-бурые яшмы сложены криптозернистой кремнистой массой, более или менее равномерно пигментированной окислами железа и марганца. На присутствие последнего в повышенном количестве указывают результаты химических анализов (см. табл. 8, № 12). В

сильно трещиноватых участках наблюдается вторичное перераспределение Fe и Mn вдоль трещин. Содержание Mn в таких трещиноватых образцах может достигать нескольких процентов. Большинство трещин выполнено микрозернистым кварцем, а в центральной части иногда и хлоритом. Хлорит и эпидот, по-видимому, присутствуют и во вмещающей массе, чем обусловлена окраска и повышенное содержание в породе MgO и CaO. Обычно в зеленовато-бурых яшмах количество остатков радиолярий не превышает 20% породы. Красно-бурые, бурые яшмы состоят на 40-50% из хорошо сохранившихся остатков радиолярий, выполненных более крупнозернистым кварцем, которые заключены среди криптозернистой кремнистой массы, равномерно пигментированной окислами железа. Они также несколько обогащены Mn. Содержание SiO<sub>2</sub> в них выше, чем в зеленовато-бурых яшмах (см. табл. 8, № 11). В верхних 6 м этой пачки среди яшм появляются отдельные округлые куски спилитов диаметром в несколько сантиметров. Не исключено, что они являются лавовыми шарами . . . . . 20

2. Пачка менее перемятых яшм, аналогичных зеленовато-бурым яшмам нижележащей пачки. В них появляются отдельные линзовидные тела спилитов (см. табл. 8, № 13) мощностью до нескольких метров, имеющих хорошо выраженную шаровую отдельность. В местах выклинивания этих лав встречаются кальцитовые метасоматиты по эффузивам . . . . . 10-15

3. Пачка шаровых спилитов. В подошве пачки они сильно брекчированы. Структура спилитов, встречающихся в данной пачке, как и в подстилающих, достаточно выдержанная. Как правило, это плотные черные лавы, лишь иногда с отдельными мелкими миндалинами, выполненными или кварцем с хлоритом, или кальцитом. Структура сноповидная, переходящая местами в радиально-лучистую, вариолитовую. В средней части наиболее мощных потоков, в центральной части шаров появляется более крупнокристаллическая офитовая структура. Вариации химического состава этих спилитов отражены в табл. 8 (№ 15, 17). Привлекает внимание, что спилиты не содержат между шарами заметного количества гиалокластики.

Среди спилитов, прослеживающихся в виде отдельных линз протяженностью до нескольких метров и мощностью до 30-40 см, а также в виде неправильных тел, заполняющих пространство между шарами, встречаются зеленоватые и зеленовато-бурые яшмы, бедные остатками радиолярий и обогащенные Mn (см. табл. 8, № 17). Количество яшм к кровле пачки постепенно возрастает . . . . . 30-40

4. Пачка плитчатых красно-бурых яшм, плитчатость в которых обусловлена чередованием слоев, содержащих в разном количестве остатки радиолярий: в одних - 50-60%, в других - до 10%. В яшмах встречаются отдельные небольшие обломки спилитов . . . . . 20

5. Светло-коричневый пелитоморфный известняк с комковатой текстурой, мелкозернистый, с отдельными остатками радиолярий, полностью замещенных кальцитом. В нижней половине слой известняка содержит отдельные, неправильной формы включения яшм. Текстурные особенности, как и резкая смена бескарбонатных отложений карбонатными, объясняются сползанием известкового ила с более приподнятых участков дна. . . . . 15

6. Пачка красно-бурых плитчатых яшм, аналогичных слагающим пачку 4. В низах встречаются яшмовые алевролиты, содержащие, кроме обломков яшм, отдельные чешуйки серпентина. Здесь же были встречены редкие валуны (до 20 см) офикальцитов, сохранившие типичную для серпентинитов пегельчатую структуру. В верхней половине пачки встречаются линзообразные стяжения кремней, обогащенные

иногда окислами марганца. Некоторые из них по поверхности трещин окрашены голубовато-зелеными медистыми налетами. . . . . 40

7. Пачка красно-бурых, сильно глинистых яшм и кремнистых аргиллитов. Они сложены криптозернистой кремнисто-глинистой массой, пигментированной окислами железа, в которой рассеяны хорошо различимые в шлифах мельчайшие чешуйки гидрослюды, по-видимому, аллотигенного происхождения. Наличие большого количества гидрослюды отражается в повышенном содержании в этих яшмах К (см. табл. 8, № 18, 19). Остатки радиолярий в этих породах содержатся в небольшом количестве. Более богатые радиоляриями и менее глинистые яшмы образуют отдельные пласты мощностью до нескольких метров. Также встречаются линзовидные прослои и линзы серых и красновато-серых, более светлых, чем вмещающие яшмы, плотных кремней, содержащих значительное количество радиолярий. . . . . 60

По сравнению с Надирханлинским разрезом в разрезе у с. Ардашеви наблюдаются новые ассоциации: во-первых, яшмы и спилиты, во-вторых, яшмы и глинистые яшмы.

III. Разрез в урочище Аджарис. Это место хорошо известно многим геологам, так как было одним из пунктов геологической экскурсии, проведенной во время международного симпозиума по офиолитам [Книшпер, 1975].

Мощность, м

1. Пачка светло-серых и розовато-серых афанитовых известняков с темно-серыми кремнями. Известняки комковатые, с большим количеством субпараллельных парастилолитовых швов. Основная масса породы сложена криптозернистым кальцитом, среди которого рассеяны, иногда в изобилии, остатки радиолярий, выполненные монокристаллами кальцита. Переход от известняков к кремням постепенный.

Кремни образуют линзообразные пропластки мощностью до 10-15 см в раздувах, расположенные местами на расстоянии всего 20-30 см друг от друга. Линзы кремней изогнуты в крутые складки, запрокинутые вдоль общего напластования толщ. Структура кремней тонкозернистая, и в них, как и в известняках, сохраняются остатки радиолярий, выполненных кальцитом.

По-видимому, окремнение известняков очень раннее диагенетическое, а наблюдаемая форма деформации кремнистых линз отражает форму деформации вмещающих известняков, незаметную из-за тонкозернистости и однородности их состава. Такая деформация могла быть следствием сползания породы в еще пластичном состоянии. . . . . Видимая 20-30

2. Порфирит, по структуре и химическому составу (см. табл. 8, № 20) аналогичный встреченному в пачке 2 разреза у с. Надирханлы. . . . . 10

3. Пачка красно-бурых тонкоплитчатых сильно глинистых яшм и кремнистых аргиллитов (см. табл. 8, № 22, 25), на фоне которых выделяются пласты и линзовидные тела более кремнистых радиоляриевых яшм (№ 21, 23, 24, 26), а также отдельные прослои толщиной до 15 см голубовато-серых окремненных пелитоморфных известняков. В целом эта пачка по набору пород очень сходна с пачкой 7 предыдущего разреза. Карбонатный материал, с которым связано повышенное содержание  $CaCO_3$ , в анализируемых образцах сосредоточен главным образом в трещинах. В составе глинистых яшм и аргиллитов под микроскопом среди криптозернистой зеленовато-бурой массы различаются чешуйки гидрослюды, иногда более крупные хлоритовые обломки, а также очень мелкие зерна полевых шпатов. Структура известняков из тонких прослоев очень близка к структуре известняков пачки 1. . . . . Около 40

Выше расположен базальный конгломерат верхнемеловых отложений. Таким образом, в этом разрезе не наблюдается новых ассоциаций кремнистых пород по сравнению с предыдущими разрезами.

Мощность, м

IV. Разрез к востоку от с. Бабашлар.

1. Довольно мощная пачка плотных подушечных спилитов (см. табл. 8, № 27, 28) с характерной сноповидной и вариолитовой структурой. Периферическая часть подушек содержит крупные вариоли диаметром до нескольких миллиметров, которые при выветривании вмещающей массы вышелушиваются в виде горошин. Излияние этих спилитов не сопровождалось формированием заметного количества гиалокластики . . . . . Более 25
2. Сильно перемятые, но, по-видимому, достаточно однородные красно-бурые радиоляриевые яшмы, в которых остатки радиолярий составляют не менее 40-50% породы. Яшмы пронизаны трещинками, заполненными кварц-альбитовым агрегатом. . . . . 15
3. После небольшого перерыва в обнажении лежит плитчатая пачка переслаивающихся, более твердых, богатых радиоляриями красных яшм и менее твердых глинистых зеленовато-серых яшм. Количество радиолярий в последних не превышает 10-15%. В некоторых прослоях наблюдается микрослоистость, обусловленная неравномерным распределением окислов железа. . . . . Видимая 25

Таким образом, в этом разрезе наблюдаются фрагменты тех же ассоциаций, что встречались и в предыдущих.

Даже по этим четырем разрезам намечаются определенные ассоциации яшм с другими отложениями. Из них следует отметить следующие: 1) спилитово-яшмовую (II, 1-3)<sup>1</sup>; 2) порфириново-яшмовую (I, 2); 3) собственно яшмовую (I, 1; II, 4, 6; IV, 2-3); 4) глинисто-яшмовую (II, 1; III, 3); 5) вулканотерригенно-яшмовую (I, 3); 6) известняково-яшмовую (I, 4; II, 5; III, 1). Характер связи с главным членом рассматриваемой формации (яшмами) других пород в каждой из выделенных ассоциаций различен.

Так, в первой из перечисленных ассоциаций тесный парагенез спилитов со своеобразными марганцовистыми яшмами, содержащими мало биогенных остатков, по-видимому, можно рассматривать как еще один факт, указывающий на возможность хемогенного выпадения кремнезема в местах активного проявления подводного вулканизма и поступлений на дно бассейна вместе с глубинными флюидами значительных количеств кремнезема (см. раздел "Парагенезы кремнистых пород в герцинских геосинклиналях"), т.е. парагенез этих отложений обусловлен единым эндогенным поступлением вещества. Привлекает внимание отсутствие в этой ассоциации заметных количеств гиалокластики,

Рис. 25. Типы отложений в некоторых разрезях эффузивно-кремнистой формации

1-2- порфиристы: 1 - массивные, 2 - подушечные; 3 - дайка меланократовых тешенитов; 4 - серпентиниты; 5 - яшмы; 6 - яшмы радиоляриевые; 7 - яшмы глинистые; 8 - кремни; 9 - марганцовисто-кремнистые конкреции; 10 - известняки; 11 - кальцитовые конкреции; 12 - обломки яшм и серпентинитов; 13 - грубозернистые песчаники; 14 - мелкозернистые песчаники; 15 - алевролиты; 16 - перерывы в колонке; цифры слева от колонок - номера пачек; цифры в скобках - порядковые номера проанализированных образцов, по табл. 8. Разрезы: I - у с. Надирханлы; II - у с. Ардашеви; III - в урочище Аджарис; IV - у с. Бабашлар

<sup>1</sup> В скобках римские цифры - номера разрезов, арабские - номера пачек.

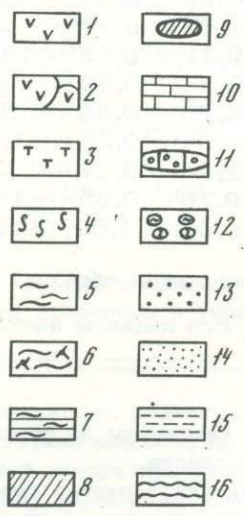
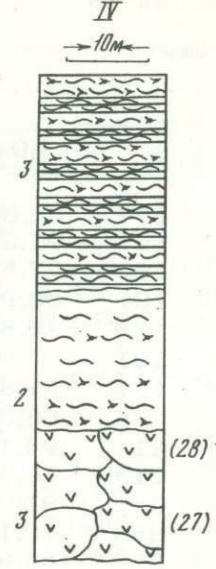
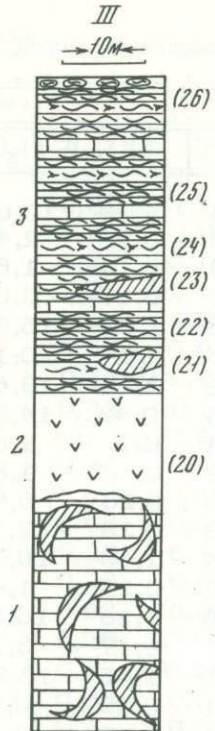
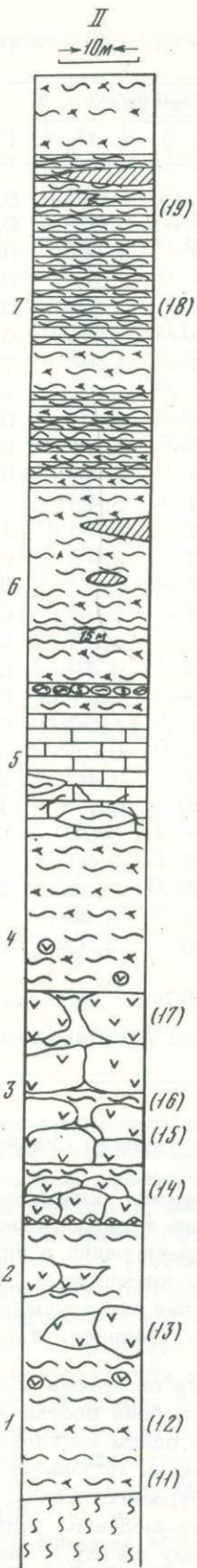
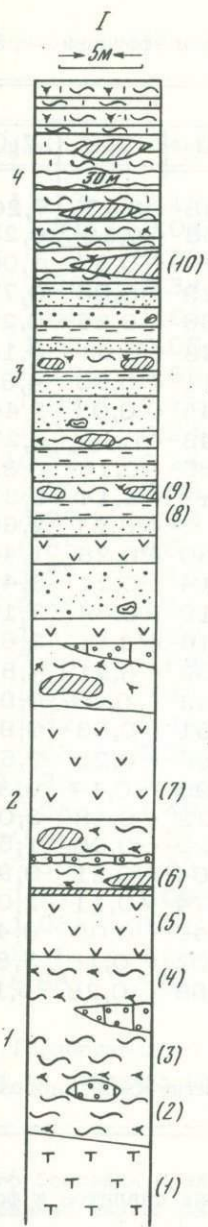


Таблица 8

Химический состав различных пород из описанных разрезов эффузивно-крем

№ пп	№ обр.	Содержание, %						
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
1	175	38,84	5,09	10,61	10,97	5,48	0,17	7,20
2	177	91,05	0,21	2,42	0,92	0,53	0,18	0,25
3	193	77,53	0,13	1,63	5,10	Her	0,30	1,00
4	181	90,90	0,17	3,05	2,20	0,29	0,06	0,77
5	188*	46,88	1,93	15,93	2,69	6,86	0,25	6,29
6	201	95,96	0,04	0,19	0,78	0,43	0,02	0,18
7	191	52,68	2,25	13,66	4,32	7,11	0,08	4,62
8	68	68,05	0,42	14,51	4,08	1,45	0,03	1,44
9	211	95,14	Her	1,35	0,50	0,43	0,01	0,27
10	213	76,63	0,13	1,87	0,87	0,65	0,18	0,32
11	382	91,00	0,25	0,95	3,44	Her	1,14	0,31
12	383	79,18	0,26	2,70	5,43	"	3,21	2,66
13	388	50,94	1,45	16,74	8,68	1,30	0,28	1,44
14	399	90,42	0,25	1,60	4,65	0,14	0,21	0,49
15	394	47,46	1,28	15,57	6,97	3,19	0,34	7,12
16	393	82,31	0,17	3,13	5,88	0,14	1,00	2,69
17	391	48,09	1,45	15,29	8,95	2,32	0,21	4,85
18	412	77,31	0,59	9,76	4,49	0,43	0,03	0,94
19	413	83,71	0,42	6,86	2,87	0,51	0,03	0,90
20	130	48,17	2,46	16,11	11,54	0,86	0,23	2,55
21	132	71,77	0,17	3,06	0,09	0,95	0,14	0,34
22	133	69,21	0,55	13,05	0,45	2,22	0,18	3,00
23	134	90,34	0,30	3,14	Her	1,22	0,08	1,54
24	135	74,75	0,34	5,84	0,70	0,64	0,21	0,94
25	136	71,84	0,55	12,99	2,31	0,74	0,11	2,07
26	140	91,94	0,17	2,55	0,90	0,46	0,09	0,40
27	69	49,76	0,85	14,64	4,63	6,02	0,18	5,81
28	67	50,42	1,52	12,96	5,35	6,63	0,28	5,11

\* С<sub>орг</sub> - 0,19; в остальных образцах его нет.

Примечания. 1. Все анализы выполнены в химико-аналитической лаборато-

что может служить указанием на большие глубины излияния спилитов и формирования всей ассоциации.

Во второй ассоциации характер соотношения порфиритов с яшмами указывает скорее всего на внедрение магмы уже в готовый радиоляриевый осадок. Возможно, с ее воздействием связано формирование в илу линз вторичных карбонатов и некоторое перераспределение кремнезема. Представляется, что внедрение лав в осадок без особого нарушения структуры последнего происходило в условиях высокого гидростатического давления, т.е. на значительных глубинах.

Третья, собственно яшмовая ассоциация интересна в первую очередь в связи с чередованием в ней яшм, в разной степени обогащенных радиоляриями. Наличие радиолярий указывает на то, что одним из главных факторов образования яшм была биогенная садка кремнезема. Используя сведения о распределении радиолярий в современных водах Мирового океана, В.С. Вишневская [1974] показала, что накопление юрско-меловых радиоляритов Малого Кавказа, судя по обилию, морфологическому облику и таксономическому составу радиолярий, должно было происходить в продуктивной зоне теплого мор-

Содержание, %							
CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Сумма
11,13	2,18	2,14	2,22	0,80	1,14	2,24	100,21
1,81	0,04	0,34	0,44	0,20	0,04	1,12	99,55
6,57	0,10	0,50	0,98	0,22	0,14	5,30	100,10
0,66	0,34	0,84	0,64	0,22	0,11	Нет	100,25
7,38	2,65	0,37	4,14	0,58	0,92	2,84	99,90
1,25	0,05	0,12	0,02	0,38	0,14	0,54	100,10
4,16	3,69	0,42	3,83	0,51	0,79	1,50	99,68
0,92	7,12	0,55	0,62	0,32	0,14	Нет	99,65
0,72	0,24	0,38	1,00	Нет	0,04	"	100,11
10,35	0,24	0,61	0,90	0,21	0,09	7,60	100,61
2,30	0,09	0,16	0,50	0,30	0,01	0,18	100,63
3,27	0,18	0,33	1,57	1,08	0,09	Нет	99,96
6,85	6,64	0,45	0,89	0,28	0,11	3,46	99,51
1,57	0,15	0,35	Нет	0,30	0,07	Нет	100,20
9,45	4,11	1,47	2,03	0,63	0,09	1,28	100,69
1,87	0,24	0,43	1,41	0,70	0,09	0,22	100,34
7,98	5,68	0,79	2,33	0,65	0,14	0,91	99,62
1,38	0,48	2,36	1,67	0,88	0,05	Нет	100,37
1,32	0,48	1,65	0,27	0,54	0,05	"	99,61
5,83	5,20	1,92	2,53	0,77	0,92	1,02	100,11
12,38	0,25	0,61	0,70	0,34	0,02	8,73	99,57
2,58	1,49	2,44	2,64	0,54	0,11	1,10	99,56
0,98	0,21	0,48	0,93	0,32	0,01	Нет	99,55
7,35	0,43	1,61	1,54	0,38	0,03	4,84	99,60
1,11	1,09	3,59	2,30	0,79	0,05	Нет	99,54
1,08	0,21	0,56	0,81	0,24	0,11	"	99,52
9,59	4,28	0,22	0,21	0,26	0,08	1,04	99,57
8,88	5,51	0,07	1,26	0,44	0,32	1,46	100,21

рии Геологического института АН СССР. 2. Положение образцов в разрезе дано на колонках рис. 25, описание пород приведено в тексте.

ского бассейна с интенсивным гидродинамическим режимом. Отмеченное чередование яшм с разным количеством остатков радиоларий, вероятно, связано с периодическим изменением биологической продуктивности. Последняя может быть вызвана разными причинами, например неравномерным поступлением кремнезема в бассейн, что может быть связано в свою очередь с периодическим изменением вулканической активности. Однако проще и обоснованнее объяснить это чередование особенностями гидродинамики и соответствующей гранулометрической дифференциацией осадка.

Для решения вопроса об условиях образования всей формации представляется важным факт бескарбонатности яшмовых ассоциаций. Для мезозоя Тетиса, в котором карбонатакпление было так широко развито, отсутствие в яшмах карбонатного материала могло быть связано в первую очередь с их накоплением ниже уровня карбонатной компенсации, который в это время, в отличие от палеозоя, по-видимому, был близок к современному, т.е. располагался на глубине 4-4,5 тыс. м.

Четвертая, глинисто-яшмовая ассоциация тесно связана с предыдущей по своему типу и условиям образования. Проведенные упрощенные пересчеты хи-

Таблица 8 (окончание).

№ пп	№ обр.	ppm										
		V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Mo	Pb	Zr
1	175	257	< 3	35	19	13	120	10	0,8	<0,5	< 3	387
2	177	29	13	<3	4	37	24	<3	0,5	<0,5	< 3	69
3	193	37	17	4	14	22	111	3	0,6	0,6	9	41
4	181	27	28	5	17	50	47	3	0,4	<0,5	4	55
5	188*	185	158	32	60	20	98	12	0,6	1,1	<3	276
6	201	4	14	<3	3	8	28	<3	1,4	<0,5	<3	14
7	191	67	<3	18	11	12	135	17	0,6	1,8	<3	538
8	68	12	20	<3	3	4	36	<3	1,4	2,9	<3	967
9	211	7	23	<3	3	24	58	<3	0,9	<0,5	<3	48
10	213	14	26	<3	8	36	32	<3	0,6	<0,5	4	35
11	382	44	3	18	24	14	90	<3	3,8	4,5	12	16
12	383	65	108	36	22	22	70	4	3,5	6,2	23	37
13	388	>300	315	28	46		107	16	<0,5	0,8	<3	123
14	399	40	6	8	35	57	45	<3	3,6	11,0	6	37
15	394	240	>300	29	57	22	94	16	1,7	0,7	<3	109
16	393	115	24	39	99	78	72	4	2,1	4,2	8	53
17	391	300	270	26	40	27	110	13	0,5	0,8	<3	140
18	412	58	49	6	32	7	33	10	0,5	0,6	6	156
19	413	28	88	<3	22	10	46	4	0,5	<0,5	4	101
20	130	156	84	18	40	22	130	12	0,9	11	<3	331
21	132	13	26	<0,5	26	10	290	<3	0,4	<0,5	<3	41
22	133	72	51	13	36	28	217	14	0,5	<0,5	6	166
23	134	21	24	5	9	137	<69	<3	0,5	<0,6	<3	55
24	135	39	29	14	24	27	77	6	0,7	<0,5	10	111
25	136	56	47	11	38	24	111	13	1,0	<0,5	12	166
26	140	25	27	4	14	53	60	<3	0,6	<0,5	5	55
27	69	205	300	22	47	40	107	11	1,2	0,8	<3	47
28	67	300	170	27	50	45	89	8	1,3	<0,5	<3	138

Таблица 9

Средний химический состав кремнистых и других пелитоморфных пород из

Порода	Количество образцов	Содержание, %				
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
Яшма	10	91,63	0,14	2,17	2,5	0,5
Слабомарганцовистая яшма	3	84,16	0,21	2,26	4,92	0,05
Известковистая яшма	7	76,80	0,12	2,64	2,35	0,45
Кремнистый аргиллит	6	70,49	0,60	11,97	3,39	1,19
Известково-кремнистый аргиллит	3	66,00	0,40	7,95	0,82	1,01

мического состава пород на минеральные компоненты по методике, рассмотренной в разделе "Парагенезы кремнистых пород...", показывают, что в большинстве пород этой ассоциации содержание свободного кремнезема составляет менее половины общего его количества и примерно столько же его входит в гидрослюда.

При выяснении происхождения этой ассоциации встает вопрос выявления природы глинистых минералов, и в первую очередь гидрослюды. Форма ее чешуек, характер распределения в породе, взаимоотношения с другими обломками (например, с зернами плагиоклаза) могут рассматриваться как признаки ее аллотигенности.

В современных океанах гидрослюда многими исследователями также считается одним из главных терригенных компонентов, заносимых в пелагиаль и слагающих илы типа красной глубоководной глины [Лисицына и др., 1973]. В то же время гидрослюда является и конечным продуктом катагенетических преобразований монтмориллонита и смешаннослойных фаз типа гидрослюда-монтмориллонит [Дриц, Копорулин, 1973]. Поскольку монтмориллонит и смешаннослойные минералы легко образуются по основным вулканическим стеклам, гидрослюда в древних отложениях может возникать в результате последовательного изменения вулканического материала. Интересны в этом отношении красные аргиллиты из сходных формаций других районов. Такие пелитолиты в парагенезе с яшмами отмечаются в меловой эффузивно-туфово-кремнистой формации Камчатского мыса [Хотин, 1976]. М.Ю. Хотин считает их тончайшими гиалокластитам и аналогом красной глубоководной глины современных океанов. Он указывал, что в них на фоне рентгеноаморфного вещества (стекла) улавливаются рефлексы гидрослюды. А.А. Гаврилов [1964, 1968] приводил достаточно убедительные структурные доказательства превращения тончайших пеплов в красные гидрослюдистые аргиллиты, ассоциирующие с кремнистыми отложениями в ордовике Сакмарской зоны. Правда, в более поздней работе по этому региону другими исследователями высказано мнение, что большая часть указанных аргиллитов представляет собой терригенное образование и что гидрослюда снесена с континента вместе с аркозовым материалом [Хворова и др., 1978].

Все это показывает, что пока происхождение гидрослюды и других глинистых минералов как в современных океанических илах, типа красной глубоководной глины, так и в красных кремнистых аргиллитах среди эффузивно-кремнистых формаций остается проблемой, требующей для своего решения специально поставленных исследований. При этом должно быть обращено внимание на специфику глинообразования в условиях больших океанических глубин с давлением более 500 атм.

эффузивно-кремнистой формации Севано-Акеринского офиолитового пояса

Содержание, %

CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	C	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
0,74	0,37	0,07	0,16	0,50	Нет	Нет	0,07
2,38	1,88	1,78	0,17	0,33	0,13	"	0,06
8,28	0,78	0,32	0,21	0,79	5,88	"	0,06
1,32	2,48	0,11	1,17	2,70	Нет	"	0,04
9,95	1,21	0,17	0,51	2,18	6,84	"	0,10

Таблица 9 (окончание)

Порода	Количество образцов	ppm										
		V	[Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn	Zr
Яшма	10	26	21	9	4	60	4	3	0,8	0,5	75	3
Слабомарганцовистая яшма	3	75	45	70	31	38	14	4	3,1	5,0	35	77
Известковистая яшма	7	20	17	18	8	26	5	3	0,5	0,5	95	48
Кремнистый аргиллит	6	64	49	37	12	26	9	13	0,7	0,5	164	166
Известково-кремнистый аргиллит	3	41	34	24	9	23	9	7	0,7	0,5	90	115

Пятая, вулканотерригенно-яшмовая ассоциация, встреченная в Надирханлинском разрезе, наиболее информативна в отношении условий накопления формации, так как могла возникнуть только в обстановке расчлененного вулканического рельефа. В этой ассоциации кремнистые отложения являются автохтонными осадками относительно глубоководных депрессий, а грубозернистые вулканотерригенные отложения – это аллохтонный материал, который первоначально накапливался в более мелководных участках вулканических поднятий, а затем выносился в депрессию потоками повышенной плотности. В этой ассоциации пачки чередующихся тонкозернистых песчаников и алевропелитов, по-видимому, представляют дистальную часть потоков, обогащенную относительно более устойчивыми компонентами.

Последняя, шестая, известково-яшмовая ассоциация интересна с разных точек зрения. Прежде всего она характерна для мезозойских эффузивно-кремнистых формаций, особенно формаций Тетиса, тогда как в палеозое она является редко, что, возможно, объясняется изменением уровня карбонатной компенсации (см. раздел "Парагенезы кремнистых пород..."). В изученных разрезах наблюдается два типа соотношений кремнистого и карбонатного материала.

Первый тип – это равномерная смесь тонкозернистого кремнистого и карбонатного материала, подобно той, которая наблюдается в породах верхней части Надирханлинского разреза. Такое сонахождение может быть результатом резкого изменения положения дна относительно уровня карбонатной компенсации. Это предположение было бы наиболее вероятным, если бы было доказано, что данная ассоциация характерна для какого-то единого стратиграфического уровня в рассматриваемой формации. Но таких данных пока нет. Поэтому пока не исключено, что эта ассоциация могла возникать и ниже уровня карбонатной компенсации в результате постоянного выноса с более мелководных участков в глубоководную зону большого количества карбонатного материала, часть которого при осаждении не успевала полностью раствориться.

Второй тип представлен микрозернистыми известняками с отдельными остатками обызвествленных радиолярий и иногда с диагенетическими кремнями. Первоначальное накопление известняков происходило, по-видимому, на склонах поднятий выше уровня карбонатной компенсации, и в зону накопления бескарбонатных яшм эти известняки попали в результате оползания и турбидной седиментации.

Таким образом, возможно, в обоих типах известково-яшмовой ассоциации карбонатный материал по отношению к кремнистому является аллохтонным.

Изучение отложений эффузивно-кремнистой формации Севано-Акеринской зоны позволяет прийти к выводу, что образование формации происходило глав-

ным образом в глубоководных частях бассейна с расчлененным вулканическим рельефом. Это заключение хорошо согласуется с выводом, сделанным В.С. Вишневской [1976], изучавшей другие разрезы этой же формации. Следует заметить, что в большинстве разрезов, описанных В.С. Вишневской по Севано-Акеринскому офиолитовому поясу, выделяются сходные ассоциации кремнистых пород. Это говорит о том, что отмеченные ассоциации достаточно типичны для рассмотренной формации. Однако, по работам В.С. Вишневской [1976], С.Д. Соколова [1977], известные разрезы, в которых отмечается присутствие в ассоциации с яшмами гораздо большего количества вулканических пород, и не только лавовых потоков, но и грубой вулканокластики типа вулканических брекчий, а также яшм с обломками эффузивов и горизонтов обломочных яшм. Такой разрез описан С.Д. Соколовым в бассейне р. Пчаниз. По-видимому, эта ассоциация формировалась в более мелководной зоне, на склонах вулканических поднятий.

Средний химический состав различных типов яшм и ассоциирующих с ними пелитоморфных пород, в разной мере кремнистых, глинистых и известковистых, приведен в табл. 9. Из этой таблицы видно, что химический состав яшм полностью соответствует характерному для этого типа стандарту по суммарному содержанию Fe, преобладанию  $Fe_2O_3$  над FeO, отсутствию органического вещества, малому количеству  $P_2O_5$  и низкому содержанию малых элементов. Слабомарганцовистые яшмы из разреза у с. Ардашеви, помимо  $MnO$ , несколько обогащены Fe и малыми элементами сидерофильной группы. По мере обогащения кремнистых пород глинистым материалом в них наблюдается не только увеличение содержания глинозема, FeO, MgO и щелочей, но и некоторое увеличение большинства малых элементов, особенно Zn и Zr.

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Было проанализировано несколько десятков образцов эффузивных пород, характерных для рассматриваемой формации. Образцы были отобраны в разные годы А.Л. Книппером, С.Д. Соколовым и автором из нижней и верхней частей формации в разных районах Севано-Акеринского пояса. Поэтому они могут

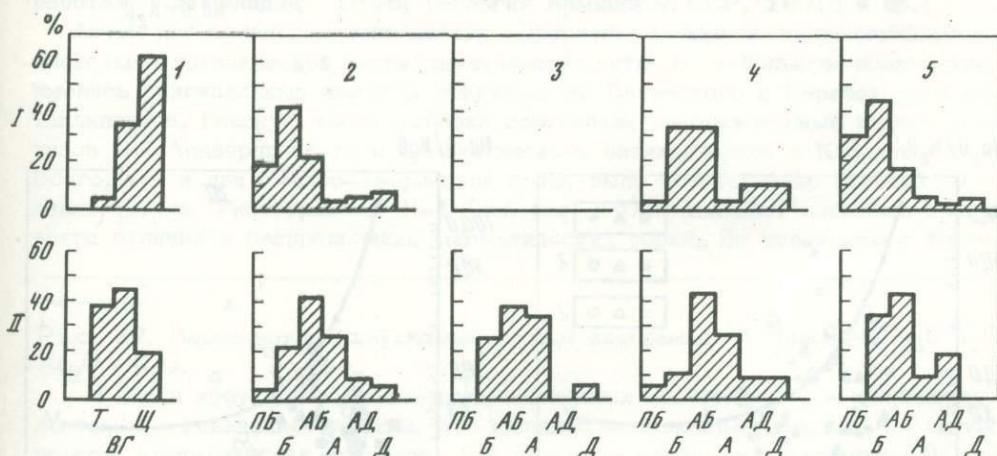
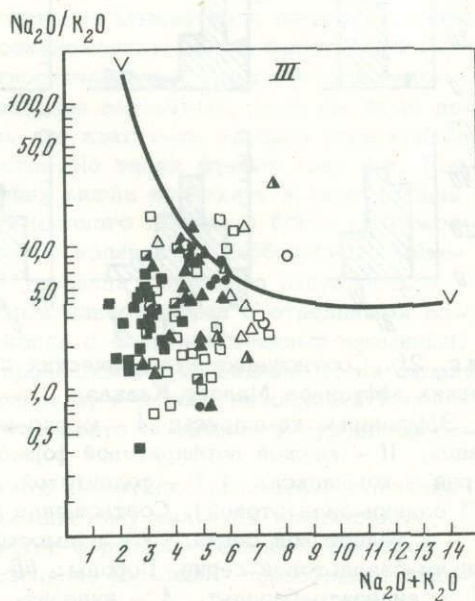
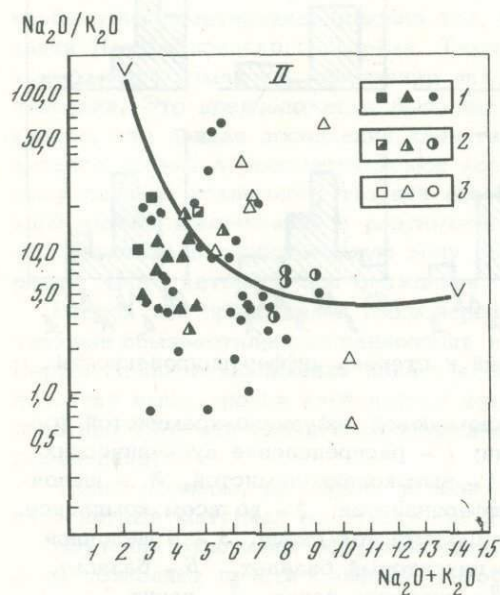
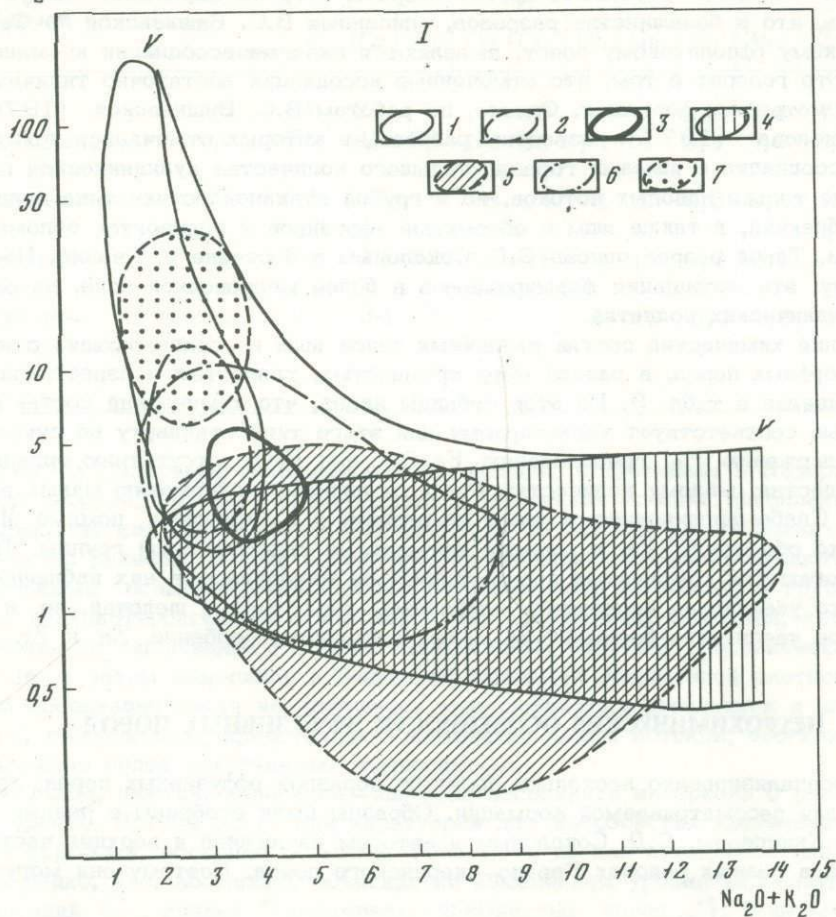


Рис. 26. Соотношение вулканических серий и степень дифференцированности юрских эффузивов Малого Кавказа

Эффузивные комплексы: I - юрско-нижнемеловой эффузивно-кремнистой формации, II - юрской порфиритовой формации; I - распределение вулканических серий в комплексах (T - толеитовой, ВГ - высокоглиноземистой, Щ - щелочной оливин-базальтовой). Соотношение дифференциатов: 2 - во всем комплексе, 3 - в толеитовой серии, 4 - в высокоглиноземистой серии, 5 - в щелочной оливин-базальтовой серии. Породы: ПБ - пикритовый базальт, Б - базальт, АБ - андезито-базальт, А - андезит, АД - андезито-дацит, Д - дацит

$$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$$



рассматриваться как случайная выборка, достаточно представительная для выявления петрохимической специфики эффузивов.

В соответствии с классификацией Х. Куно [Куно, 1966], по соотношению общей щелочности и кремнекислотности исследованные породы относятся к двум сериям: щелочной оливин базальтовой (62%) и высокоглиноземистой (34%), что показано на рис. 26 (I-1). Как видно на гистограмме I-2 (см. рис. 26), по кремнекислотности эффузивный комплекс в целом близок к непрерывно дифференцированному, с модой в области базальтов (40%), при достаточно широком распространении пикрито-базальтов и андезито-базальтов (около 20% каждых). Намечающийся пик в области дацита может указывать на тенденцию к контрастной дифференцированности. На гистограммах I-3, 4, 5 показан характер дифференцированности отдельных магматических серий. Из сопоставления формы этих частных гистограмм с общей гистограммой для всего эффузивного комплекса видно, что характер дифференцированности последнего определяется характером дифференцированности преобладающей в нем щелочной оливин-базальтовой серии.

Для выявления петрохимической специфики эффузивов рассматриваемой формации в качестве сравнительного объекта были взяты эффузивы достаточно изученной многими исследователями средне-позднеюрской порфиритовой формации. Эта формация широко распространена на южных склонах Большого Кавказа (к югу от Краснополяно-Зангинской системы разломов), в пределах Грузинской глыбы, а также на Малом Кавказе, в структурах, граничащих по Главному Кавказскому надвигу с Севано-Акеринским офиолитовым поясом. Вся эта территория известна в литературе как Закавказская плита, или Закавказский срединный массив [Ломизе, Суханов, 1974]. Считается, что порфирировая формация отражает развитие вулканической зоны с островодужным типом вулканизма на участке, где в юрское время сохранялась кора континентального типа. Для этой формации, как и положено для островодужных серий, характерно присутствие наряду с эффузивами обильного эксплозивного материала, а также разнообразных вулканогенно-осадочных образований. Сводная характеристика вулканогенно-обломочной составляющей порфиритовой формации дана в работе А.А. Гаврилова [1968]. Характеристику эффузивов этой формации по различным районам ее распространения можно найти во многих работах [Дзюцендзе, 1948; Геология Армянской ССР, 1970; и др.].

Автор для сравнения использовал материалы только по вулканическим комплексам малокавказской части Закавказской плиты. В небольшом количестве имелись оригинальные анализы эффузивов из Лачинского и Карабахского антиклинориев. Главную часть выборки составляли опубликованные данные анализов для Алавердинского и Шамшадинского антиклинориев и Кафанской зоны. Всего, как и для Севано-Акеринской зоны, было использовано около 100 анализов. На гистограмме II-1 (см. рис. 26) привлекает внимание прежде всего отличие в распределении магматических серий. По сравнению с гисто-

Рис. 27. Вариационные двухкомпонентные диаграммы А.Миасиро  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ .

I - для эффузивных комплексов, изученных А.Миасиро: 1 - исландские толеиты, 2 - гавайские толеиты, 3 - исландские щелочные породы, 4 - щелочные породы атлантических островов, 5 - щелочные породы на континенте Восточной Азии, 6 - островодужные породы, 7 - абиссальные толеиты, V-V - верхняя граница полей распределения щелочей в свежих породах. II - для эффузивного комплекса юрско-нижнемеловой эффузивно-кременистой формации Малого Кавказа: 1 - основные ( $\text{SiO}_2 < 57\%$ ) эффузивы различных серий (квадрат - толеитовая, треугольник - высокоглиноземистая, кружок - щелочная оливин-базальтовая), 2 - средние ( $\text{SiO}_2 = 57-63\%$ ) эффузивы тех же серий, 3 - кислые ( $\text{SiO}_2 > 63\%$ ) эффузивы тех же серий. III - для эффузивного комплекса юрской порфиритовой формации Малого Кавказа. Обозначения те же, что на диаграмме II

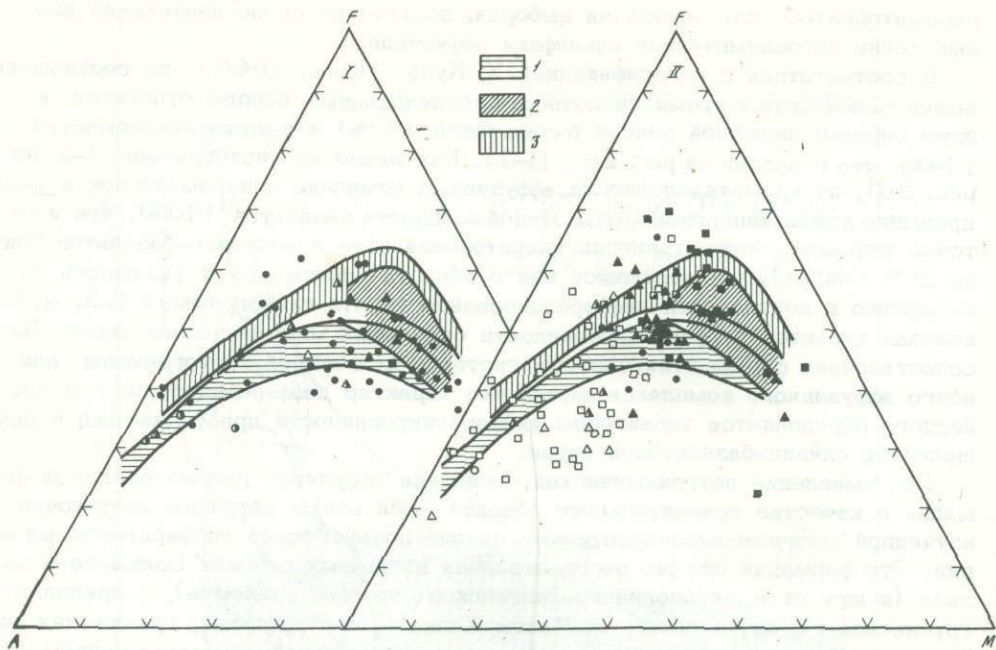


Рис. 28. Вариационная трехкомпонентная (AFM) диаграмма Х.Куно  
 I - для юрско-нижнемеловой эффузивно-кремнистой формации Малого Кавказа, II - для юрской порфировой формации Малого Кавказа.  $A = Na_2O + K_2O$ ,  $F = FeO_{\text{сум}}$ ,  $M = MgO$ , пересчитанные на 100%; 1-3 - поля вулканических серий, по Х.Куно: - щелочной оливин-базальтовой, - высокоглиноземистой, - толеитовой. Остальные обозначения см. на рис. 27 (II)

граммой 1-1 в комплексе в целом преобладают породы высокоглиноземистой (43%) и толеитовой (38%) серий, тогда как щелочная оливин-базальтовая серия составляет менее 20%. По степени дифференцированности (гистограмма II - 2) этот комплекс, как это и свойственно островодужному типу, характеризуется непрерывным типом с модой, смещенной в область андезито-базальтов (40%). Такое положение моды характерно и для отдельных серий (II - 3, 4, 5).

Для выявления петрохимической специфики сравниваемых вулканитов была использована диаграмма А. Миасиро, отражающая зависимость между суммарной щелочностью и величиной  $Na_2O/K_2O$ , и диаграмма Х. Куно, показывающая соотношение в выделенных им вулканических сериях суммарной щелочности (А), суммарной железистости (F) и магнезиальности (M). Как известно, обе эти диаграммы были использованы указанными исследователями в первую очередь для характеристики сравнительно молодых, не затронутых изменениями вулканических комплексов, для которых на этих диаграммах были намечены границы полей распределения фигуративных точек.

На диаграммах А. Миасиро (рис. 27) наглядно видно, что изученные вулканиты из Севано-Акеринской зоны (см. рис. 27, II) характеризуются в целом более высокой общей щелочностью по сравнению с толеитовыми базальтами Гавайских островов, Исландии и абиссальных зон океанов (см. рис. 27, I). Этого и следовало ждать, так как давно укоренилось представление, что геосинклинальные вулканиты - это прежде всего спилитовые серии с повышенным содержанием  $Na_2O$ . Гораздо больше привлекает внимание на этой диаграмме сильный разброс в величине отношения  $Na_2O$  к  $K_2O$ . Наряду с отдельными анализами, имеющими высокое, типичное для спилитов отношение  $Na_2O$  к  $K_2O$ , попадающими на диаграмме в область выше границы предельных отношений щелочей в неизмененных эффузивах, гораздо больше фигуративных точек расположилось в области, где рост общей щелочности наряду с

Таблица 10

Соотношение некоторых элементов в юрских базальтоидах из различных вулканических комплексов Кавказской геосинклинальной области

Сравниваемые объекты	Количество образцов	Содержание, %					Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O		
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	FeO <sub>сум.</sub> / MgO	средн.	мин.	макс.
Эффузивно-кремнистая формация Севано-Акеринского пояса	25	49,1	1,7	5,9	4,5	2,3	9,5	0,7	66,0
Диабазы Севано-Акеринского пояса	15	51,36	1,35	6,1	4,7	1,9	19,0	0,6	40,6
Порфиритовая формация Алавердинского, Шамшадинского, Карабахского и Кафанского антиклинориев	48	53,8	0,9	4,2	4,0	2,4	4,8	0,4	17,0
Порфиритовая серия Сомхито-Карабахско-Кафанской зоны*	81	54,0	0,5	4,1	4,3	2,2	3,4		
Порфиритовая серия Грузинской глыбы*	14	53,8	0,7	4,1	3,6	2,4	1,8		
Порфиритовая серия южного склона Большого Кавказа*	41	50,1	1,0	5,2	5,5	1,6	1,8		
Диабазы Казбекского и Кахетинского дайковых поясов Большого Кавказа и гоитхской серии*	110	48,9	1,2	6,8	4,3	1,5	6,4		

\* По материалам М.Г. Ломизе, М.К. Суханова [1974].

увеличением содержания Na сопровождался в большей мере возрастанием содержания К и соответственно уменьшением их отношения.

В других разделах данной работы показано, что такое распределение фигуративных точек на аналогичных диаграммах характерно для раннегеосинклинальных эффузивных комплексов и других офиолитовых поясов. Например, такая же картина была выявлена Б.П. Золотаревым и М.Н. Ильинской для сугарлинского комплекса Сакмарской зоны.

Для юрской порфиритовой формации распределение фигуративных точек на соответствующей диаграмме (см. рис. 27, II) почти не вышло за границы "островодужного поля" на диаграмме А. Миасиро (см. рис. 27, I). Исключение составили имевшиеся у нас анализы амфиболитизированных эффузивов Лачинского антиклинория. Все соответствующие им фигуративные точки оказались выше кривой V-V.

Распределение на диаграммах АФМ фигуративных точек для пород эффузивно-кремнистой и порфиритовой формации Малого Кавказа показало, что в обоих случаях, как уже отмечалось, мы имеем дело с дифференцированными комплексами (рис. 28). Это резко отличает упомянутые породы от комплексов базальтов срединно-океанических хребтов. Привлекает внимание тот факт, что в обеих сравниваемых геосинклинальных формациях Малого Кавказа эффузивы,

отнесенные по соотношению суммарной щелочности и кремнекислотности к одной из трех магматических серий, часто не попадают в соответствующее поле на диаграмме АFМ. Особенно это характерно для эффузивно-кремнистой формации. Как можно видеть из других разделов данной работы, эта особенность прослеживается и в других геосинклиналиях и, по-видимому, отражает изменения в соотношении элементов, связанные прежде всего с натровым метасоматозом. Тем не менее общая тенденция в распределении серий среди одного и другого эффузивного комплекса, показанная на рис. 26, хорошо проявилась и на диаграммах АFМ. Так, эффузивы эффузивно-кремнистой формации "сдвинуты" в щелочное поле, а порфиритовой формации — в толеитовое.

В табл. 10 приведены средние значения некоторых важных петрохимических показателей, вычисленных для базальтоидов сравниваемых вулканических комплексов. Для возможности дальнейшего сравнения этих данных с аналогичными показателями, рассчитанными для более слабо дифференцированных и недифференцированных вулканических комплексов, например океанических, учитывались только основные породы от пикритовых базальтов до андезитов-базальтов, т.е. породы с содержанием  $\text{SiO}_2$  не более 57%. В Севано-Акеринской зоне аналогичная характеристика дана не только для базальтоидов эффузивно-кремнистой формации, но и для диабазов, которые А.Л. Книппер условно относил к комплексу параллельных даек в меланократовом фундаменте. Для порфиритовой формации наряду со значениями приведенных показателей, рассчитанными по химическим анализам отдельных образцов эффузивов, распространённых в смежных зонах с Севано-Акеринским поясом, те же показатели были рассчитаны и для других зон Закавказской плиты по данным среднего состава порфиритов, имеющимся в работе М.Г. Ломизе и М.К. Суханова [1974]. То же было сделано и для юрских диабазов дайкового пояса осевой зоны Большого Кавказа и гоитхской вулканической серии.

Из анализа данных, приведенных в табл. 10, хорошо видно, что базальтоиды эффузивно-кремнистой формации отличаются от базальтоидов порфиритовой формации более высокой титанистостью, магниезиальностью и натровостью. В то же время при сравнении этих данных с материалами других разделов настоящей работы видно, что базальтоиды эффузивно-кремнистой формации сходны по приведенным показателям с другими раннегеосинклинальными базальтоидами, формировавшимися на меланократовом фундаменте (сугралинский комплекс Сакмарской зоны, африканская серия Камчатского мыса). С другой стороны, с толеитами срединно-океанических хребтов они имеют сходство лишь в сопоставимости содержания  $\text{Ti}$  и натровой специализации, но отличаются повышенной кремнистостью и общей щелочностью, высоким значением  $\text{FeO}_{\text{сум}}/\text{MgO}$  и меньшей магниезиальностью. Величина  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  в них ниже, чем в океанических толеитах. Поэтому, если допускать для объяснения их высокой щелочности натровый метасоматоз, что в ряде случаев подтверждается наблюдениями в шлифах, мы неизбежно должны допускать, что первоначально базальтоиды эффузивно-кремнистой формации были много богаче  $\text{K}_2\text{O}$ , чем современные толеиты срединно-океанических хребтов, или что привнос  $\text{Na}$  сопровождался в еще большей пропорции вносом  $\text{K}$ .

Базальтоиды порфиритовой формации оказались очень близкими с базальтоидами Курильской островной дуги. Для тех и других характерно низкое содержание  $\text{Ti}$  (< 1%), низкое содержание  $\text{Mg}$  (< 5%) и сравнительно низкое отношение  $\text{Na}$  к  $\text{K}$  (< 5%).

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФОРМАЦИИ

Все сказанное в отношении кремнистых ассоциаций и особенностей петрохимии базальтоидов позволяет более четко представить ту палеоструктурную обстановку, в которой сформировалась юрско-ранне-меловая формация Севано-Акеринской зоны. Несомненно, что при этом нельзя не учитывать истории всего Мезотетиса, которая была рассмотрена в работе А.Л. Книппера [1975].

Представляется, что развиваемая последним спрединговая модель формирования в триасово-юрское время океанической коры в пределах Мезотетиса лучше других увязывается с наблюдаемыми фактическими данными по всему средиземноморскому альпийскому поясу. Однако концепция А.Л. Книппера о возникновении в это время в океане Тетис огромного по площади сплошного выхода океанической коры, на наш взгляд, осталась недоказанной. По-видимому, размер акватории этого океана вместе с окраинными и шельфовыми морями был сопоставим с площадью современных океанов. Но, вероятно, в океане Тетис существовало несколько зон раздвига, с одной из которых связан Севано-Акеринский офиолитовый пояс. Ширина раздвига, судя по другим офиолитовым поясам, где делались палинспастические реконструкции, вряд ли превышала несколько сот километров. Так, в Восточных Альпах, где общая последовательность событий очень напоминает ту, что наблюдается на Малом Кавказе, ширина максимального раскрытия океанической коры в поздней юре — раннем мелу оценивается в 250 км [Dietrich, 1976]. Отличие геосинклинального вулканизма офиолитовых поясов от вулканизма спрединговой зоны в Срединно-Атлантическом хребте, по-видимому, обусловлено в первую очередь относительной узостью зон раскрытия в этих поясах. Подробнее этот вопрос рассмотрен в заключительном разделе.

На месте раскрытия океанической коры Севано-Акеринского офиолитового пояса возник глубоководный участок океанического бассейна с активным вулканизмом. На фоне его общей глубоководности рельеф дна был осложнен поднятиями.

К северу от этой зоны, на территории Закавказской плиты, располагался относительно приподнятый мелководный участок бассейна, в пределах которого протягивалось несколько крупных вулканических гряд. Отдельные части этих гряд возвышались над поверхностью океана в виде обширных вулканических островов, дававших обилие обломочного вулканомиктового материала и пирокластики. Этот участок с активным вулканизмом островодужного типа возник в зоне раздробленной, но сохранившейся континентальной коры.

Таким образом, существование в юрское время в Закавказье коры океанического и континентального типов, по-видимому, предопределило формирование двух совершенно различных вулканогенно-осадочных формаций.

## ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ВУЛКАНИЗМ В ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОМ - РАННЕМЕЗОЗОЙСКОМ БАССЕЙНЕ САХАЛИНА

Среди многочисленных геосинклиналей прошлого большой интерес представляют бассейны зоны перехода от континента к океану.

Такой структурой является палеозойско-мезозойский бассейн о-ва Сахалин, приуроченный к зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Свообразие строения земной коры в этой зоне отражено в направленности развития бассейнов, в особенностях магматической деятельности и осадочного процесса.

Геологическому изучению структурных элементов переходных зон посвящено много исследований. Особенно большая информация была получена в результате геофизических и геологических работ, проводимых в связи с Международным геофизическим годом. Однако фактического материала еще далеко не достаточно для создания модели, иллюстрирующей все стадии геосинклинального развития структур.

Особые трудности возникают при интерпретации начальных стадий. Как правило, раннегеосинклинальные отложения встречаются в сложных тектонических структурах и нередко претерпевают значительные постседиментационные изменения. Для правильной диагностики как магматических, так и осадочных образований требуется постановка комплексных работ, включающих литолого-минералогические и петрохимические исследования.

В последние годы тектоническое развитие Сахалина рассматривалось с позиций последовательного преобразования коры океанического типа [Богданов, 1975; Марков, 1975; Рождественский, Речкин, 1975].

Палеозойско-мезозойские (доверхнемеловые) отложения Сахалина были отнесены Е.Н. Меланхолиной [1975] к комплексу пород океанической стадии развития. Однако новые материалы, полученные нами при изучении магматических и осадочных образований мезозоя, позволяют вскрыть особенности осадконакопления и вулканической деятельности в рассматриваемом бассейне и во многом откорректировать предложенную схему развития Сахалина в этот начальный период.

### КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Отложения палеозоя и раннего мезозоя широко распространены в пределах восточных районов Сахалина (рис. 29). Наиболее древние толщи объединяются в вальзинскую серию условно ранне-среднепалеозойского возраста. Представлены они породами метаморфического комплекса: сланцами, кварцитами, массивными зеленокаменными вулканитами и мраморизованными известняками. Полоса метаморфических пород вальзинской серии обнажается в пределах Су-сунайского хребта и Восточно-Сахалинских гор. Более молодые - верхнепалеозойские и нижне-среднемезозойские отложения, представленные широким спектром вулканических, кремнистых и терригенных пород, образуют далгаданскую серию в районе Таулан-Армуданского хребта и набильскую серию в Восточно-Сахалинских горах. На Тонино-Анивском полуострове породы этого возраста слагают островскую и новиковскую свиты. Известны доверхнемело-

Рис. 29. Схема геологического строения Сахалина

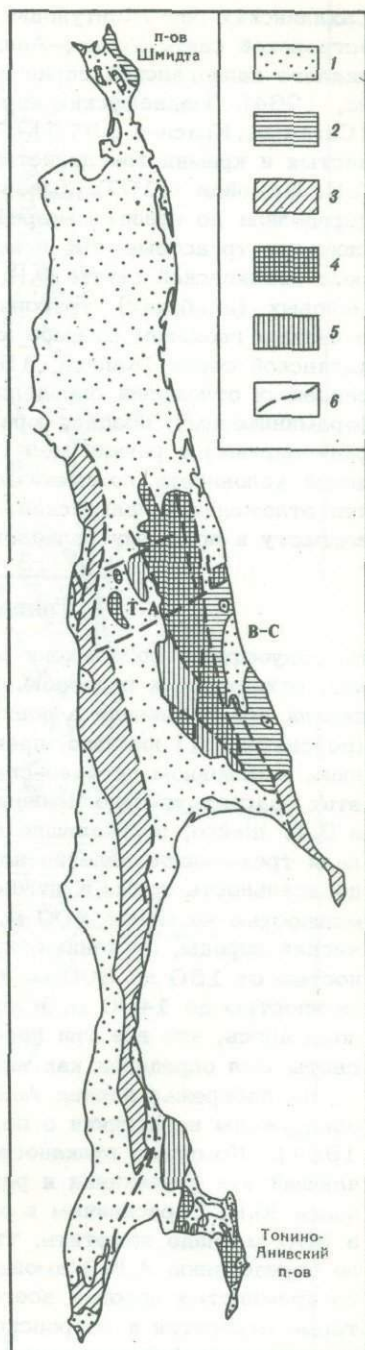
1 - кайнозойские отложения; 2-3 - верхнемеловые отложения: 2 - вулканогенно-кремнистого типа, 3 - терригенного типа; 4 - палеозойско-мезозойские (доверхнемеловые) отложения; 5 - метаморфические образования; 6 - разломы; Т-А - Таулан-Арумданская гряда, В-С - Восточно-Сахалинские горы

вые образования и на п-ове Шмидта, объединяемые в орлинскую свиту. Структурные взаимоотношения выделенных свит и серий и их стратиграфическое положение остаются до сего времени очень слабо изученными. Ряд исследователей отмечают наличие переходных зон между метаморфическим комплексом и неметаморфизованными отложениями. По мнению одних авторов, этот переход постепенный в зоне стратиграфического контакта между вальзинской серией и залегающими выше отложениями набильской серии [Егоров и др., 1969; Марков и др., 1969]. Другие геологи полагают, что переходные зоны соответствуют крупным тектоническим нарушениям, в пределах которых комплексы неметаморфизованных палеозойских и мезозойских отложений переходят в метаморфические породы [Рождественский, 1966; Гальцев-Бизюк и др., 1974].

В последние годы все больше подвергается сомнению ранне-среднепалеозойский возраст комплекса метаморфических пород. Имеются высказывания о принадлежности этого комплекса к верхнему палеозою и даже к нижнему мезозою [Егоров, 1967]. В работе Л.Г. Фирсова и Н.Л. Добрецова [1969] приведены радиологические данные по глаукофановым и зеленым сланцам вальзинской серии, указывающие на время образования комплекса от позднего триаса до позднего мела и даже палеогена. Следует, однако, заметить, что эти данные могут свидетельствовать о времени метаморфических преобразований пород.

На южной оконечности Сусунайского хребта в линзах известняков А.Е. Егоровым [1967] найдены фораминиферы мезозойского облика, но эти известняки распространены в пределах крупного тектонического блока и, по данным ряда геологов, вероятно, не относятся к вальзинской серии. Проведенные нами исследования минералогического состава этих известняков свидетельствуют об их сходстве с известняками новиковской и островской свит.

Очень ограничены находки органических остатков и в интересующих нас неметаморфизованных отложениях позднепалеозойского - раннемезозойского возраста. В терригенных породах они вообще единичны. В глыбах и линзах известняков обнаружены позднепалеозойские брахиоподы в районе Восточно-



Сахалинских гор [Ковтунович, 1970]. Пермские фораминиферы найдены в островской свите Тонино-Анивского полуострова и в ее стратиграфическом аналоге далдаганской серии в Таулан-Армуданском хребте [Елисеева, Соснина, 1964]. Позднеюрские кораллы обнаружены в породах набильской серии [Савицкий, Краснов, 1970]. Радиолярии, широко распространенные в кремнистых и кремнисто-глинистых разностях пород серии, имеют, по данным А.И. Жамойда [1972], мезозойский облик. Р.Х. Липман (устное сообщение) определила по нашим материалам среди радиолярий новиковской и островской свит как триасовые, так и юрские формы. В алевролитах верхней части разреза новиковской свиты Ю.Н. Тарасевичем [1971] найдены остатки раннемеловых (альбских) тригоний и аммонита. Следует упомянуть и о находке японским геологом Джимбо юрской пелициподы среди терригенных пород далдаганской серии [Капица, 1961]. Таким образом, время образования рассматриваемых отложений определяется как поздний палеозой (по брахиоподам и фораминиферам), поздняя юра (по кораллам), ранний-средний мезозой (по радиоляриям) и ранний мел (по тригониям и аммониту). Со значительной долей условности, по имеющемуся фактическому материалу, можно считать, что отложения далдаганской, набильской серий и их аналогов относятся по возрасту к позднему палеозою - раннему мелу.

### Тонино-Анивский полуостров

На полуострове со времени работ японских геологов были известны отложения, относимые к палеозою. В 1958 г. Л.М. Саяпина и А.А. Трепалина выделили эти отложения в новиковскую свиту и расчленили ее на три толщи (подсвиты): 1) нижнюю, преимущественно вулканогенно-кремнистую; 2) среднюю, в основном песчано-сланцевую и 3) верхнюю, песчаниковую. Возраст этих подсвит условно принимается как позднепалеозойский. Ю.Н. Тарасевич и В.Т. Шейко, проводившие в 1965-1966 гг. геологическую съемку, сохранили трехчленное деление новиковской свиты, но указали на обратную последовательность толщ. К нижней подсвите они отнесли граувакковые песчаники мощностью не менее 800 м, в среднюю включили кремнистые и вулканические породы, песчаники, известняки, брекчии и конгломераты общей мощностью от 150 до 800 м, в верхнюю подсвиту - алевролиты и аргиллиты мощностью до 1400 м, в которых была найдена раннемеловая фауна. Предполагалось, что все три подсвиты залегают согласно, и возраст новиковской свиты был определен как юрский-раннемеловой.

На побережье залива Анива, в устье р. Островки, В.К. Елисеевой были обнаружены известняки с пермскими фораминиферами [Елисеева, Соснина, 1964]. Комплекс вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений, включающий эти известняки и развитый в тектоническом блоке, позднее был выделен Ю.Н. Тарасевичем в островскую свиту, мощность которой определялась в 950 м. Надо заметить, что комплекс радиолярий "мезозойского облика", по определению А.И. Жамойды [1972], содержится в кремнистых и глинисто-кремнистых породах всего разреза (в том числе и в тех отложениях, которые относятся к островской свите).

Отложения, включающие раннемеловую фауну, а также залегающие в тектоническом блоке среди пород новиковской свиты, были обособлены в айскую свиту.

Как следует из изложенного выше, стратиграфическое расчленение отложений верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Тонино-Анивского полуострова разработано недостаточно. Особые затруднения вызывает вопрос о положении в разрезе вулканических и кремнистых образований. Тектоника района отличается значительной сложностью и до сих пор полностью не расшифрована. В связи с этими обстоятельствами приведенные ниже описания отложений даются не в стратиграфической последовательности, а по отдельным районам.

Доверхнемеловые породы обнаружатся преимущественно вдоль береговых обрывов моря; в центральной части полуострова они выходят на отдельных изолированных участках.

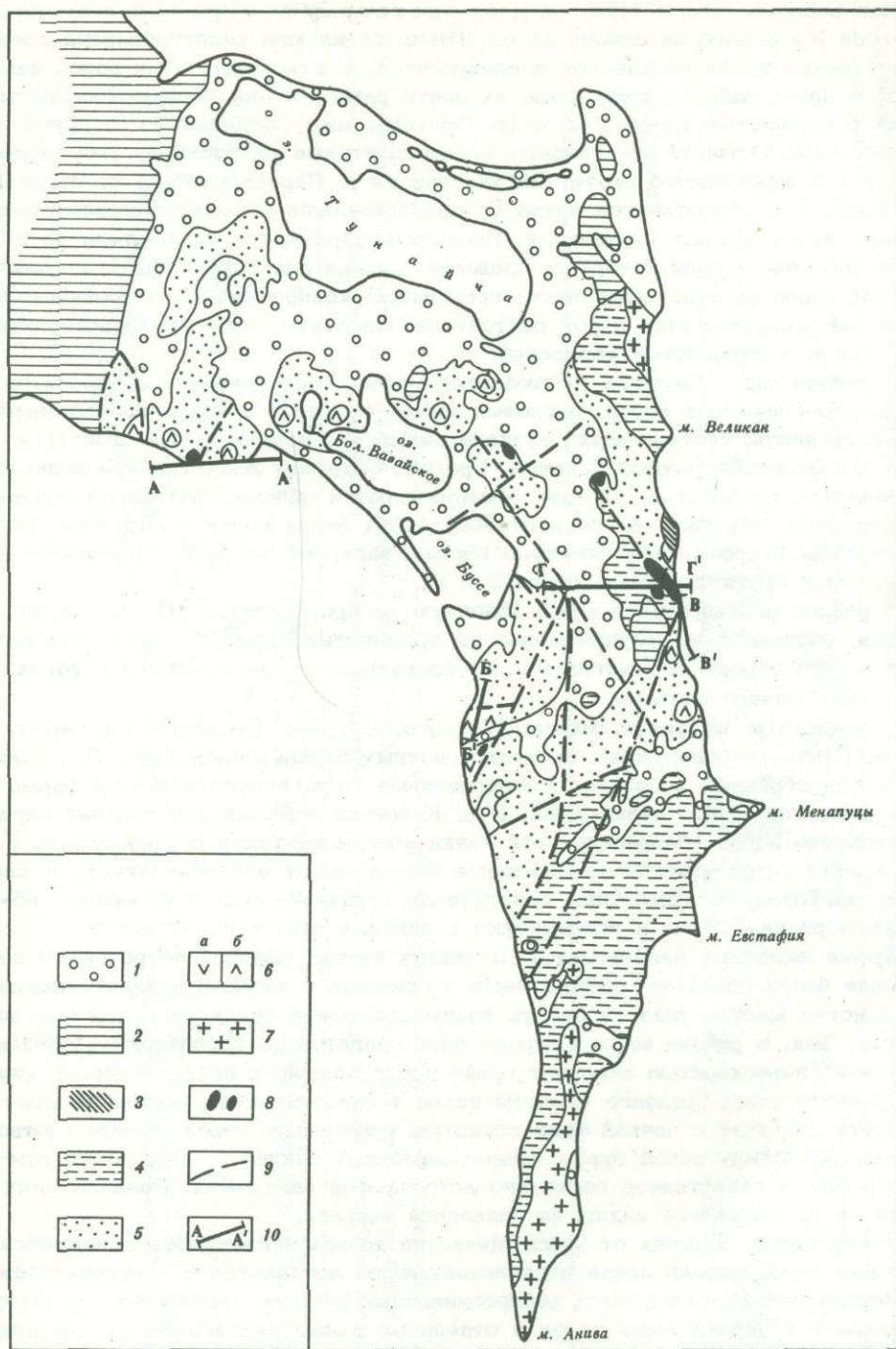


Рис. 30. Схема распространения парагенетических комплексов на Тонино-Анивском полуострове

1 - кайнозойские отложения; 2 - верхнемеловые отложения; 3-6 - комплексы: 3 - туфово-кремнисто-терригенный, 4-5 - терригенный песчано-глинистый (4 - песчано-глинистая пачка, 5 - песчаная пачка), 6,а - спилитово-карбонатно-кремнистый, 6,б - щелочно-базальтоидный; 7 - гранитоиды; 8 - ультрабазиты; 9 - разломы; 10 - линии геологических разрезов

Как видно на схеме (рис. 30), по охотскому побережью полуострова от мыса Железного на севере до оз. Птичьего на юге распространена преимущественно толща песчаников и алевролитов. Соотношение этих пород изменчиво. В одних районах количество их почти равное и они образуют слоистые пачки с мощностью слоев 1–2 м (р. Орлянка, мыс Сигнальный), в других местах (мыс Острый) преобладают алевропелитовые разности бурого, зеленоватого или шоколадного цвета. На участке от р. Перевальной до р. Водопадной (рис. 31) обособляется пачка с преобладанием массивных неслоистых кварц-полевошпатовых песчаников. Песчаники образуют крупные тела до 20–30 м шириной, между которыми "зажаты" клинья алевропелитов. В песчаниках наблюдаются отдельные линзы гравелитов, конгломератов и брекчий. Обломочный материал этих пород состоит из полосчатых темных алевропелитов, песчаников и кремнистых разностей.

В районе мыса Грозного наблюдается тонкое переслаивание алевролитов, кремнисто-глинистых пород, пепловых туфов, туффитов и кварц-полевошпатовых песчаников, обогащенных вулканогенным материалом с линзами (5 × 15 м) мелкообломочных брекчий. Брекчии содержат значительное количество обломков аргиллитов, изредка обнаруживаются обломки эффузивов основного состава. Местами в алевролитовых слоях видна косая слоистость. Пепловые туфы и кремнисто-глинистые породы залегают линзами мощностью до 0,7 м и протяженностью около 2,5 м.

В районе р. Кедровки и мыса Птичьего на протяжении 1200 м вскрыт массив, состоящий преимущественно из кремнистых пород бурого и зеленого цветов. Эти породы во многих местах брекчированы, перетерты и в зонах нарушений минерализованы.

В районах р. Кедровки, мысов Трудного, Острого, Веселого и к северу от оз. Птичьего обнаружены выходы щелочных базальтоидов (рис. 32). Чаще всего они образуют небольшие изолированные тела, вследствие чего форма залегания этих пород невыяснена. У р. Кедровки наблюдается сильная передробленность пород алевропелитовой пачки вблизи контакта с эффузивами. У р. Сиротки видно отчетливое облекание базальтоидов алевропелитами. К северу от оз. Птичьего щелочные базальтоиды протягиваются в береговых обрывах моря на 1,7 км и ассоциируют с линзами яшм и известняков.

Кроме щелочных базальтоидов, в разных частях разреза встречаются небольшие блоки спилитов, обычно тесно связанных с яшмами и известняками. В немногих местах удается видеть взаимоотношение спилитов с другими породами. Так, в районе мыса Острого блок спилитов со сглаженной, "обвальцованной" поверхностью залегают среди передробленных алевролитов. У южной оконечности мыса Грозного спилиты яшмы и известняки по тектоническому контакту граничат с пачкой тонкослоистых туфогенных пород. Глыбы плотно "спаянных" между собой бурых миндалекаменных спилитов, сургучных яшм и бело-розовых известняков постоянно встречаются на пляжах. Развалы этих пород во время отлива видны на подводной террасе.

В береговых обрывах от мыса Менапуци до мыса Евстафия обнажается довольно однообразная пачка переслаивающихся аргиллитов и алевропелитов. В алевропелитах наблюдаются конкрециевидные прослои мощностью до 20 см песчаников и окремненных пород и отдельные линзы песчаников. Линзы длиной в 20–30 см ориентированы по напластованию пород и пережаты, в поперечном сечении напоминают форму чечевицы. Песчаники, слагающие линзы, мелкозернистые, кварц-полевошпатовые, обогащены обломками кремнистых и глинистых пород.

Выше по разрезу в районе мыса Евстафия алевропелиты и алевролиты переслаиваются со средне- и мелкозернистыми песчаниками, в составе которых, помимо материала аркозового состава, присутствуют обломки вулканогенных, кремнистых и глинистых пород. В алевропелитах широко распространены отдельные полуокатанные обломки песчаников, аргиллитов и кремнистых пород. Постепенно по простиранию и вверх по разрезу количество обломков увеличивается и алевропелиты фациально замещаются конгломератами, состоя-

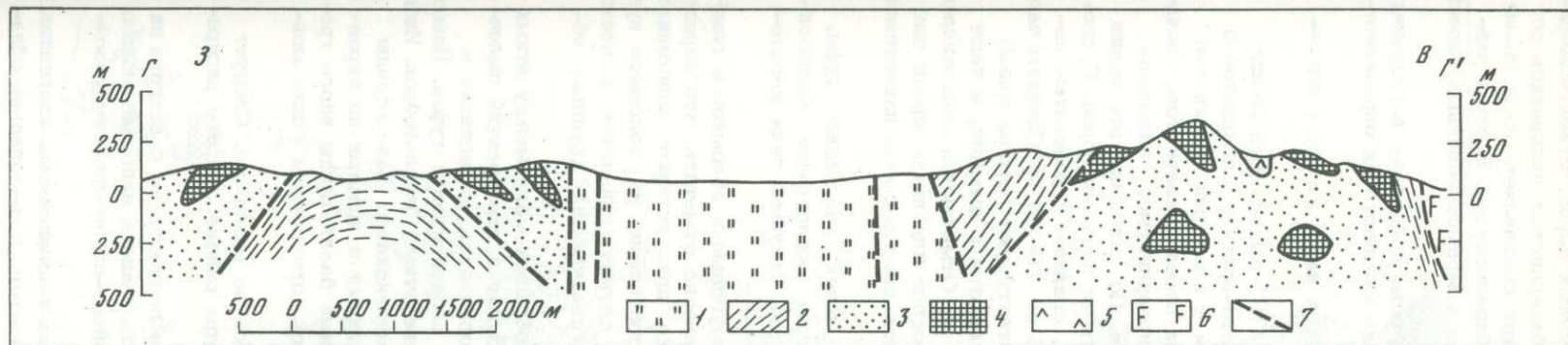


Рис. 31. Геологический разрез по линии Г-Г' (в районе рек Вавой-Водопадной, положение см. на рис. 30)  
1 - кайнозойские отложения; 2-5 - палеозойско-мезозой-

ские отложения: 2 - песчано-глинистая пачка, 3 - песчаная пачка, 4 - кремнистые породы, 5 - щелочные базальтоиды; 6 - ультрабазиты; 7 - разломы.

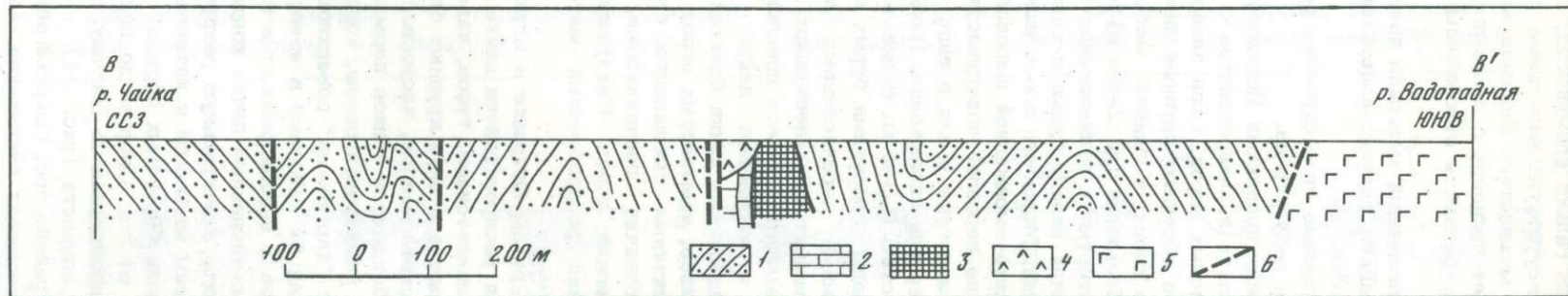


Рис. 32. Геологический разрез по линии В-В' (район мыса Острого; положение см. на рис. 30)

1 - песчаники, алевролиты; 2 - известняки; 3 - кварциты; 4 - щелочные базальтоиды; 5 - базальты; 6 - разломы

шими из гальки кремнистых, песчаных и вулканогенных пород. В конгломератах присутствуют отдельные линзы средне- и грубозернистых песчаников до 1,5 м мощностью. Видимая мощность конгломератов составляет 30 м. Выше залегает песчаник с линзами (2-3 м) щелочных базальтоидов. В этом разрезе встречаются отторженцы плитчатых кварцитов и мраморизованных известняков.

Приведенный материал показывает, что на охотском побережье в разрезах преобладают песчано-алевролитовые отложения. Общая мощность их определяется в 2000 м.

Несколько иное строение разрезов обнаруживается на анивском побережье полуострова.

Между поселками Новиково и Муравьево (рис. 33) выделяются толщи песчаников и алевропелитов с линзами конгломерато-брекчий, кварцитов и кремнистых пород. Слои алевропелитов чередуются с пластами песчаников, нередко обтекают крупные линзы и блоки песчаных пород и кварцитов. Песчаники в слоях и линзах массивные, неравномернозернистые, насыщенные обломками (до 2-5 см) темных алевропелитов. По разломам эти толщи контактируют с вулканогенно-карбонатно-кремнистыми пачками пород. В состав пачек входят бурые и вишнево-красные яшмы, спилиты и розоватые известняки. Мощность слоев яшм колеблется от 0,5 до 10-20 м. Спилиты часто с ярко выраженной шаровой отдельностью. Контактуют породы между собой по неровной поверхности. Спилиты переслаиваются с яшмами, а чаще всего залегают в них в виде глыб размером 2-4 м. Отмечаются многочисленные зеркала скольжения. Известняки образуют прослои или линзы среди яшм мощностью 0,5-2 м. В некоторых участках разреза светло-серые известняки насыщены линзочками бурых спилитов.

Помимо перечисленных пород, в строении пачек участвуют туфы, вулканомиктовые песчаники и аргиллиты, обычно образующие маломощные выклинивающиеся прослои. Иногда встречаются секущие тела кератофигов и диабазовые дайки.

Выделяются пачки брекчий, состоящих из остроугольных обломков и глыб эффузивов, кремнистых пород и известняков. Интересно отметить, что наряду с брекчиями смешанного состава в этой пачке присутствуют мономиктовые брекчии песчаниковые, кремнистые или состоящие из обломков вулканических пород. Связующей массой брекчий служат глинистое вещество и тонко раздробленный материал, по составу отвечающий крупным обломкам.

По рекам Островке и Игровой и в береговых обрывах моря между этими реками распространена пачка пород, состоящая из лав и лавобрекчий щелочных базальтоидов, туфов, известняков, алевролитов и яшм. Известняки в этой пачке в виде крупных блоков "сидят" среди алевролитов и туфов. Известняки светло-серые, часто насыщены линзочками щелочных базальтоидов. Иногда наблюдается тонкое переслаивание туфов с известняками. Базальтоиды часто гематитизированы, контактируют с известняками и яшмами по неровной, с "карманами" поверхности. Местами щелочные базальтоиды вдоль трещин как бы вдавлены в известняки. К этой пачке приурочены силлы монцитов и нефелиновых сиенитов.

Перечисленные пачки контактируют между собой по разломам. Следует отметить значительную разрушенность пород в этом районе. Широко распространены милониты и катаклазированные породы.

Вдоль береговых обрывов анивского побережья полуострова с востока на запад от пос. Озерска до пос. Пригородное распространена наиболее мощная и разнообразная по составу толща позднепалеозойско-ранне-среднемезозойского возраста (рис. 34).

В районе пос. Озерска обнажается пачка белых и зеленоватых кварцитов, окварцованных песчаников, алевролитов и радиоляритов. Юго-западнее обнажены гиллокластичные щелочных базальтоидов, в которых заключены глыбы кремней и известняков.

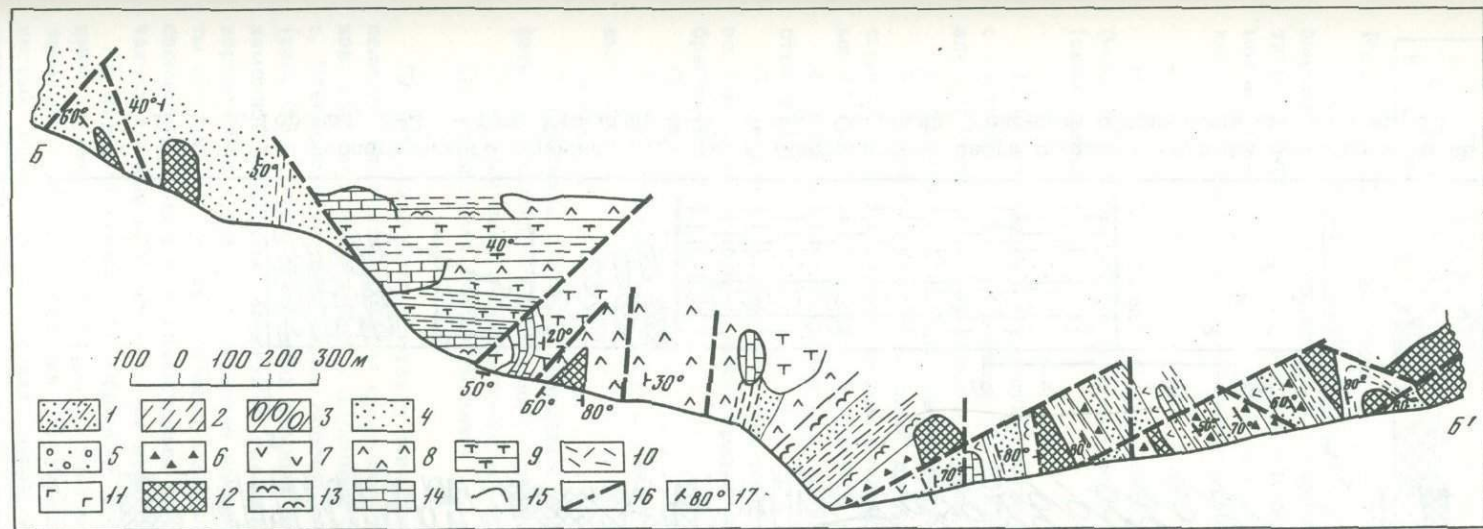


Рис. 33. Схема геологического строения побережья Анивского залива по линии Б-Б' (от р. Игривой до р. Островки; см. рис. 30)

1 - кайнозойские отложения; 2-4 - палеозойско-мезозойские породы: 2 - алевролиты, 3 - алевропелиты с будинами

песчаников и кремней, 4 - песчаники; 5 - конгломераты; 6 - брекчии; 7 - спилиты; 8 - щелочные базальтоиды; 9 - гиалокластиты; 10 - пепловые туфы; 11 - ультрабазиты; 12 - кварциты; 13 - яшмы; 14 - карбонатные породы; 15 - геологические границы; 16 - разрывы; 17 - элементы залегания пород

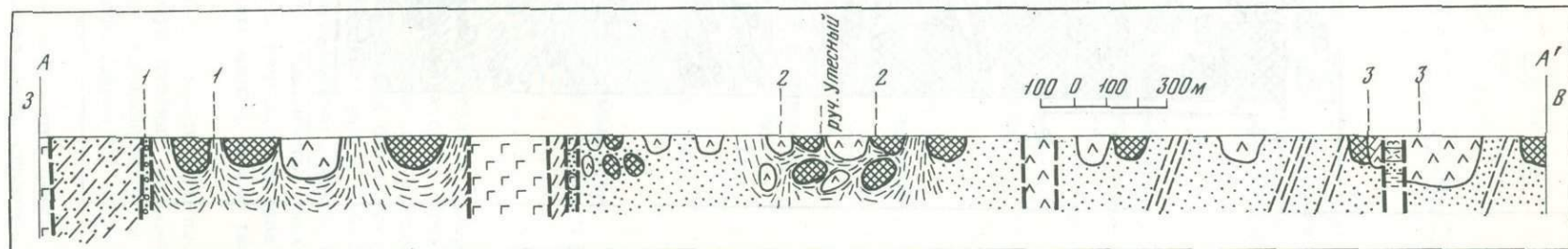


Рис. 34. Схема геологического строения побережья Анивского залива по линии А-А' (р. Горелая - пос. Озерск, положение см. на рис. 30)

Условные обозначения см. на рис. 33

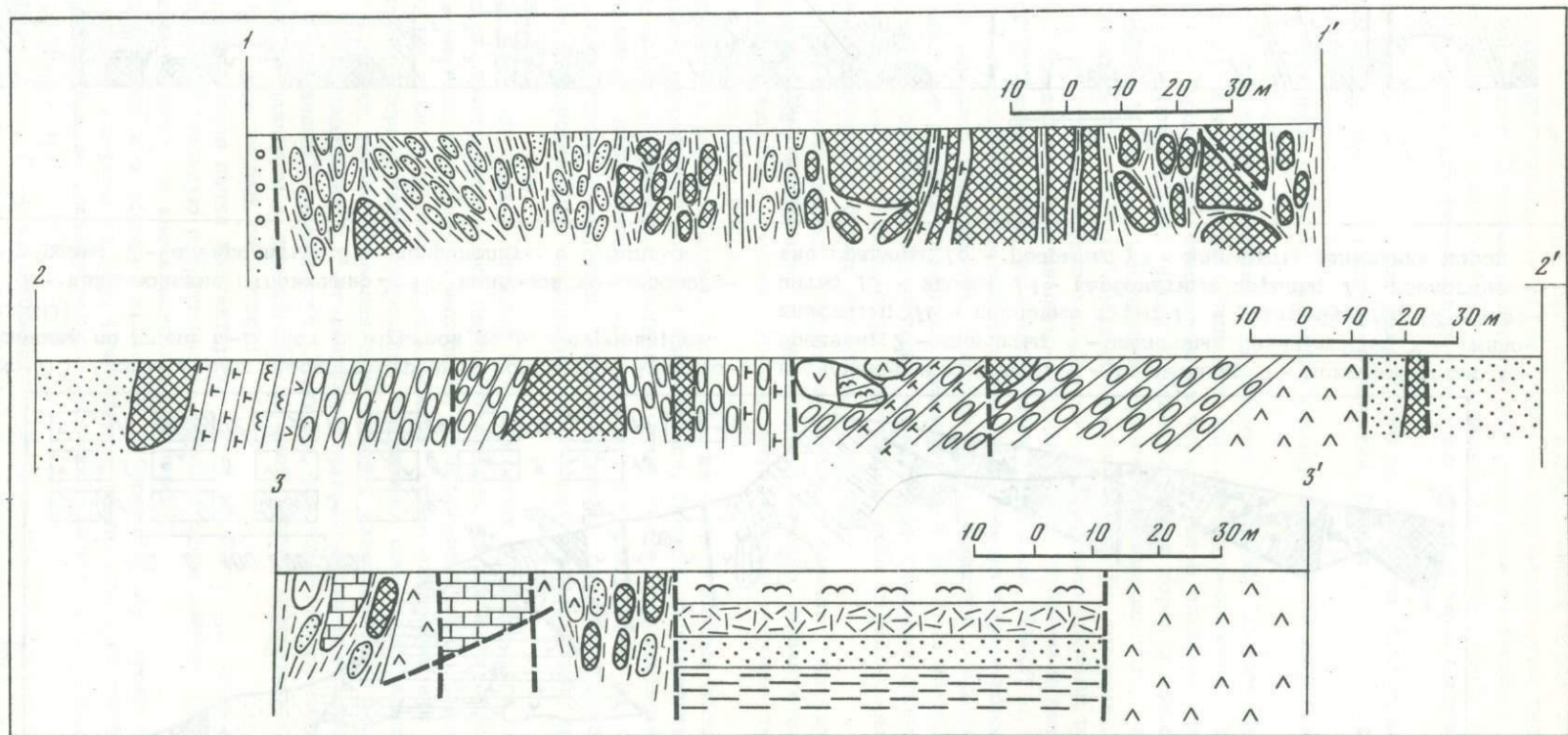


Рис. 35. Детали геологического строения отдельных участков берегового обрыва побережья Анивского залива  
 1-1' - р. Горелая; 2-2' - руч. Утесный; 3-3' - пос. Озерский. Условные обозначения см. на рис. 33

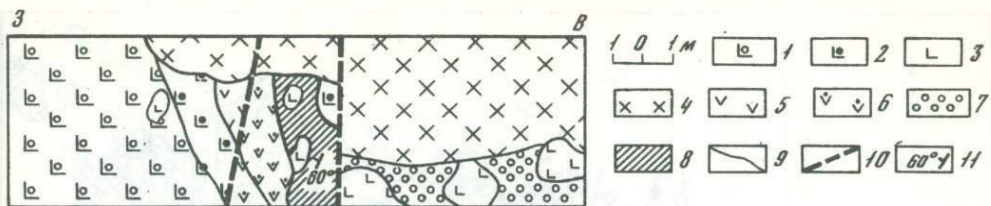


Рис. 36. Схема залегания щелочных базальтоидов

1-2 - щелочные базальтоиды: 1 - с крупными подушками, 2 - с мелкими шарами; 3-4 - эффузивы: 3 - массивные, 4 - ожелезненные; 5-7 - гиалокластиты: 5 - темно-серые, 6 - светловато-зеленые, 7 - с обломками миндалекаменных базальтоидов; 8 - зоны расслабленных пород; 9 - геологические границы; 10 - разрывы; 11 - элементы залегания

В береговых обрывах между поселками Озерским и Утесным (рис. 35, 3-3') вскрыт разрез пачки тонкослоистых, преимущественно туфогенных пород (снизу вверх):

Мощность, м

1. Окремненные алевролиты светло-серого цвета, неяснослоистые, с тонкими (1-3 см) прерывающимися прослоями тонкозернистых алевропелитовых кварц-полевошпатовых пород . . . . .	0,3
2. Яшмовидные породы светло-зеленого цвета . . . . .	0,25
3. Песчаник вулканомиктовый тонкозернистый, по простиранию сменяющийся массивным серым окварцованным песчаником с прослоями (10 см) мелкозернистого туффита . . . . .	0,5
4. Туфосилицит с линзой мелкозернистого туфопесчаника мощностью в 1,5 м . . . . .	3,5
5. Песчаник преимущественно кварцевый, с небольшой примесью пеплового материала, с линзообразными прослоями яшмы красной, брекчированной . . . . .	1,3
Осыпь . . . . .	1
6. Туфосилицит слоистый с линзой (0,5 м) светлых пепловых туфов . . . . .	3
Осыпь . . . . .	1,2
7. Песчаник светлый, кварцевый, среднезернистый, с линзами туффита и маломощными прослоями туфосилицитов (0,1-0,3 м) . . . . .	3,5
8. Туфосилицит зеленовато-серый . . . . .	3
Общая видимая мощность пачки . . . . .	15

По тектоническому контакту описанная пачка граничит с толщей алевропелитов, включающих линзы среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников, глыбами известняков и щелочных базальтоидов. В обнажении в районе с. Утесного отчетливо видны особенности залегания щелочных базальтоидов (рис. 36). Глыбы массивных темных лав щелочных базальтоидов с миндалекаменной текстурой облекаются гиалокластами буровато-зеленого цвета. В верхней части лавы имеют четко выраженную шаровую отдельность. Гиалокластиты состоят из грубых обломков миндалекаменного вулканического стекла, сцементированных тонкополосчатым вулканогенным материалом. В нем различаются мелкие обломки того же пузыристого стекла.

В крупном блоке, ограниченном разломами, выходят массивные песчаники серые и темно-серые, разнозернистые, преимущественно кварц-полевошпатовые, спорадически обогащенные обломками алевропелитов и кремнистых пород. В песчаниках встречаются линзы алевропелитов и глыбы кварцитов.

В береговых обрывах к западу от с. Утесного прослеживается пачка сложно сочетающихся между собой пластов щелочных базальтоидов, спилитов,

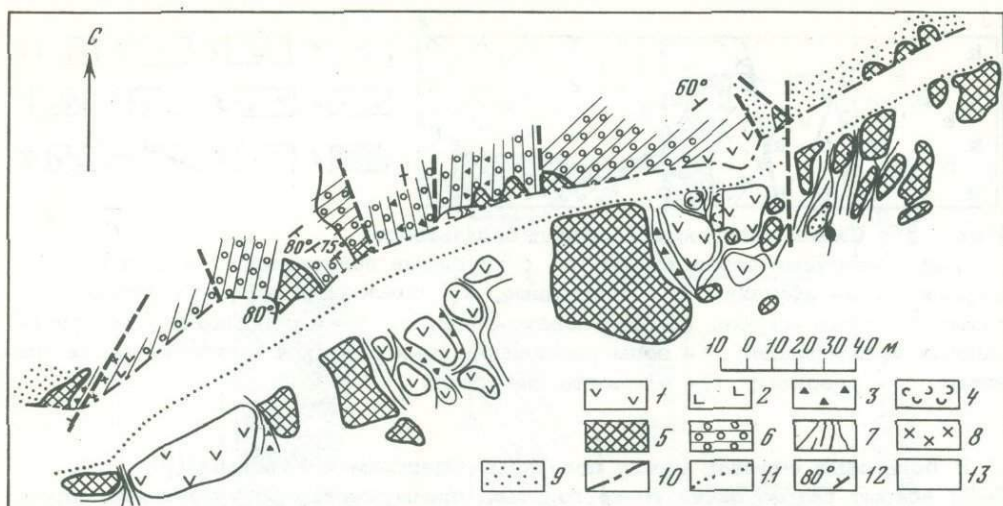


Рис. 37. Схема строения берегового обрыва и подводной террасы в районе с. Утесного

1 - щелочные базальтоиды; 2 - спилиты; 3 - рассланцованные гиалокластиты; 4 - гиалокластиты с обломками миндалекаменных эффузивов; 5 - зеленовато-серые кремнистые породы; 6 - алевролиты с линзами и блоками песчаников и кварцитов; 7 - аргиллиты; 8 - яшмы; 9 - песчаники; 10 - разрывы; 11 - граница пляжа; 12 - элементы залегания пород; 13 - участки с невыясненным строением

яшм, алевролитов с блоками и линзами полимиктовых песчаников, известняков и кремнистых пород (рис. 37).

Таким образом, на анивском побережье полуострова в тектонических блоках перемежаются между собой глыбы песчаников и кремней, облекаемые глинистыми породами; песчано-глинистые пачки; щелочные базальтоиды в виде крупных глыб и отторженцев лавовых потоков и гиалокластитов; спилиты, яшмы, известняки, большей частью разобщенные на отдельные глыбы; пачки туфово-терригенно-кремнистых пород. Кроме того, здесь же имеются выходы серпентинизированных ультрабазитов. В пределах блоков пласты круто наклонены, преимущественно на северо-запад, или "стоят на головах". Иногда можно видеть, что в расположенных рядом блоках простирание слоев различается на  $90^{\circ}$ .

Среди интенсивно дислоцированных отложений резко выделяются породы туфово-терригенно-кремнистой пачки, слагающие полого наклоненную на север моноклираль.

### Таулай-Армуданская горная гряда

В этом районе распространены отложения далдаганской серии общей мощностью около 300 м. По данным В.А. Шустова [1961] и В.С. Рождественского [1970], среди этих отложений преобладают туфы, в различной степени метаморфизованные, кремнистые, кремнисто-глинистые, глинистые породы, яшмы, спилиты, диазазы, известняки, песчаники (рис. 38). Кремнистые породы слагают пачки мощностью до нескольких сотен метров.

Туфы слагают обширные поля и приурочены главным образом к средней части разреза. Как нами выяснено, они являются гиалокластами щелочных базальтоидов. Известняки образуют множество мелких изометричных тел; ширина выходов варьирует от нескольких метров до десятков метров. Спилиты и диазазы наблюдаются в виде пластовых тел незначительной мощности.

В северной части гряды (Малотымовский массив) породы далдаганской серии в зонах тектонических нарушений превращаются в метаморфические

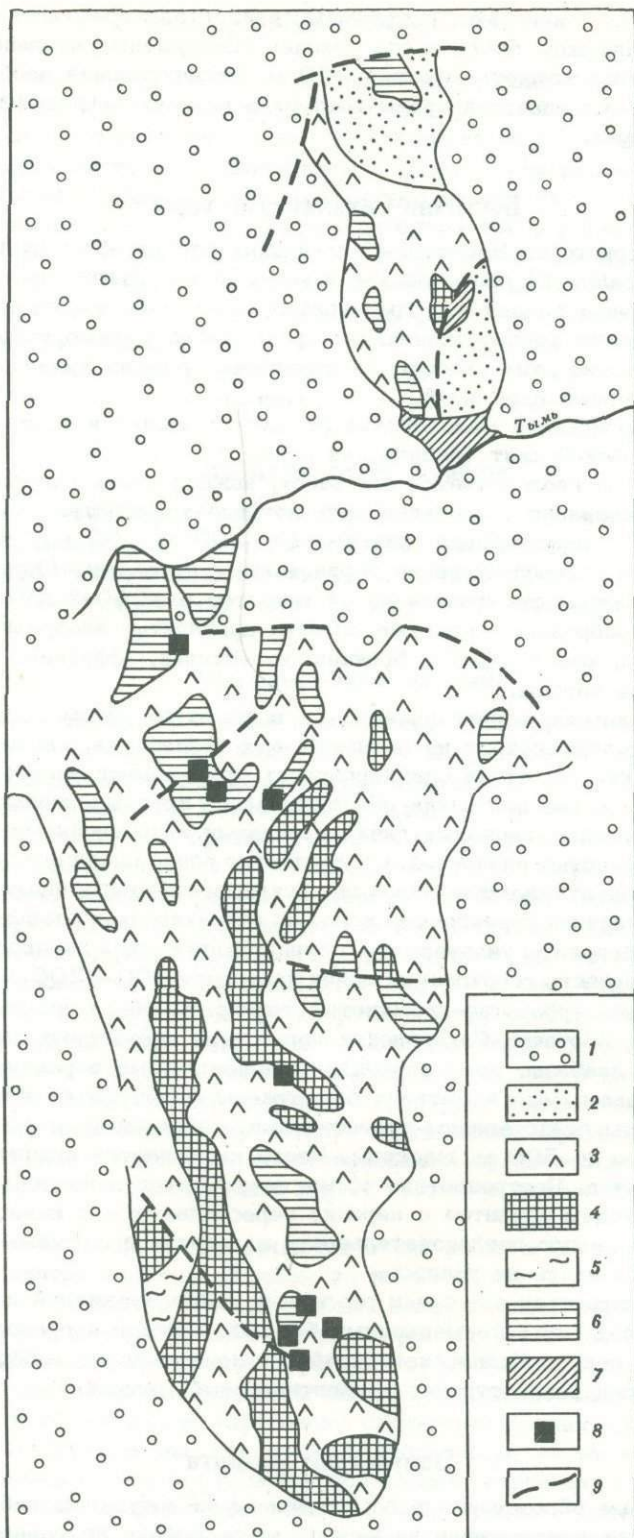


Рис. 38. Схема геологического строения Таулан-Армутденской горной гряды, по В.А. Шустову [1961] с изменениями

1 - кайнозойские отложения; 2-3 - палеозойско-мезозойские отложения:  
 2 - аркозовые песчаники, 3 - щелочные базальтоиды; 4 - кварциты; 5 - яш-  
 мы; 6 - глинисто-кремнистые породы; 7 - карбонатно-кремнистые породы;  
 8 - линзы известняков; 9 - разломы

сланцы (серицитоглинистые, графитовые, известково-кремнистые). В отдельном тектоническом блоке среди сланцев обнаружены расщепленные аркозовые песчаники мощностью около 200 м. Отличительная особенность разреза Таулан-Армуданской гряды состоит в незначительном развитии здесь терригенных пород.

### Восточно-Сахалинские горы

На обширной территории Восточно-Сахалинских гор (хребты Луньский, Набильский, Центральный) палеозойские и мезозойские отложения до сих пор еще слабо изучены: неясна их стратиграфия, мало известен вещественный состав, особенности распространения. Породы часто метаморфизованы. Тектоническое строение этих районов исключительно сложно из-за обилия различного типа разрывных нарушений.

Верхнепалеозойские и мезозойские отложения входят в состав житницкой, остринской и хойской свит (набильская серия).

По материалам геологосъемочных работ, нижняя часть разреза представляет собой чередование нескольких вулканогенно-кремнистых горизонтов (от 10 до 500 м) с терригенными пачками (от 300 до 700 м); верхняя часть разреза сложена преимущественно терригенными породами [Ковтунович, 1970]. Общая мощность отложений оценивается в 4000–5000 м. Состав отложений разнообразен: глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, брекчии, известняки, эффузивы, яшмы и кремнисто-глинистые породы.

Достаточно хорошо терригенная толща вскрыта по рекам Вазе, Смуглянке, Витнице. Эта толща состоит из полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Характерно, что в одних разрезах преобладают алевролиты и аргиллиты, а массивные песчаники образуют в них крупные линзы до 10–20 м, в других преобладают песчаные пачки с линзами и прослойками более тонкозернистых и глинистых разностей. Сравнительно редко среди поля выхода терригенных пород обнаруживаются блоки, где вскрыты эффузивы, яшмы и туфы. Прослеживается изменение терригенных пород по направлению к разломным зонам. Песчаники и алевролиты уплотняются, серицитизируются и переходят в серицитовые сланцы. Мощность терригенных пачек достигает 800–1200 м.

Вулканогенно-карбонатно-кремнистые горизонты обнажены на значительной территории Восточно-Сахалинских гор. Среди эффузивных пород преобладают спилиты, диабазы, реже андезитобазальты. Нами в районе пос. Известкового и по рекам Вазе и Витнице обнаружены щелочные базальтоиды. Карбонатные породы представлены известняками, слагающими в ряде мест крупные, мощностью до 500 м, массивы. Часто наблюдается значительное окремнение известняков. Пестроцветные яшмы встречаются в непосредственной близости к выходам спилитов и нередко переслаиваются с известняками.

Стратиграфическую последовательность залегания выделяемых пачек разреза точно установить не удалось.

Широкое распространение среди различных типов отложений имеют мощные (до 100 м) слои внутриформационных брекчий с линзами гравелитов и конгломератов. На севере Набильского хребта в зоне выходов габброидов и ультраосновных пород распространен серпентинитовый меланж.

### Полуостров Шмидта

Доверхнемеловые образования распространены на восточном побережье полуострова от мыса Левенштерна на юге до мыса Бойниц на севере. Они представлены преимущественно спилитами, диабазами, щелочными базальтоидами с глыбами кремнистых пород и известняков. Характерно очень незначительное количество терригенных пород. Мезозойские образования входят в состав серпентинитового меланжа и надвинуты на верхнемеловые отложения [Рождественский, Речкин, 1975].

## ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД

Породы, входящие в состав позднепалеозойских—раннемезозойских толщ Сахалина достаточно разнообразны. Осадочные разности в значительной степени изменены наложенными постседиментационными процессами, вулканические образования часто катаклазированы и подвергнуты различным вторичным преобразованиям. Полевые определения пород подчас бывают очень неточными, и требуется постановка детальных литолого—петрографических и петрохимических исследований для выяснения вещественного состава и отнесения породы к определенному типу. Нами был выполнен комплекс исследований, включающий различные виды аналитических работ применительно к тем или иным породным образованиям.

Выделены четыре основные группы пород: 1 — вулканические, 2 — кремнистые, 3 — обломочные и глинистые, 4 — карбонатные.

### Вулканические породы

Среди вулканических пород в изученных типах разрезов, как можно судить по краткому геологическому очерку, встречаются спилиты, диабазы, кератофиры, литокластические туфы базальтов, щелочные базальтоиды. С щелочными базальтоидами генетически связаны силлы нефелиновых сиенитов и монзонитов.

#### Петрографическое описание

Спилиты — плотные, бурого или серо-зеленого цвета, часто миндалекаменные, с глыбовой или шаровой отдельностью. Структура порфировая с гиалопилитовой, андезитовой или пилотакситовой основной массой. Иногда встречаются вариолитовые разности. Порфировые выделения представлены удлиненными табличками плагиоклаза и призматическими кристаллами авгита. Плагиоклаз частично или нацело замещен альбитом. Моноклинный пироксен (авгит), как правило, свежий, только в редких случаях по трещинкам вкрапленников развиваются хлорит и карбонат, и иногда эти же минералы замещают отдельные участки кристаллов. В основной массе преобладают лейсты альбитизированных плагиоклазов, в меньшем количестве присутствуют микролиты пироксенов. Интерстиции заполнены хлоритизированным вулканическим стеклом, часто пропитанным рудной пылью. По стеклу вместе с хлоритом развиваются карбонат, пренит и пумпеллит. Эти же минералы и халцедон слагают миндалины в базальтах. В породах с вариолитовой структурой вариоли образованы радиальными лейстами альбитизированного плагиоклаза. Промежутки между вариолями выполнены слабо раскристаллизованным вулканическим стеклом, хлоритизированным и пропитанным рудной пылью, с микролитами неизмененного авгита.

Андезито—базальты встречаются очень редко и отличаются от описанных выше спилитов главным образом по химическому составу (табл. 11).

Диабазы — массивные, темно-серые, зеленоватые, иногда темно-зеленые породы. Преобладают разности с микродолеритовой основной массой. Среди лейст плагиоклаза, часто альбитизированного, расположены призматические кристаллы моноклинного пироксена и магнетит. Сравнительно редко встречаются разности с диабазовой (офитовой) структурой. В них плагиоклаз, как правило, не альбитизирован, представлен лабрадором. Авгит в диабазах часто зональный, нередко по нему развиваются хлорит, карбонат, пумпеллит. Оливин и ромбический пироксен встречаются крайне редко и всегда нацело замещены иддингситом и боулингитом. Рудный минерал содержится в больших количествах, образуя скопления в основной массе породы. Акцессорные минералы в этих породах нами не обнаружены.

Кератофиры — светло-серые белесые породы, зернистые, часто с хорошо заметными включениями альбита. Под микроскопом видны беспорядочно расположенные лейсты альбита с мелкими выделениями хлорита и рудного

Таблица 11

Химический состав изверженных пород

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	55,30	47,10	60,86	56,40	53,40	48,60	63,60	55,30	42,30	37,60	43,34	44,10	37,80	42,00	42,39	41,60	42,30	42,73
TiO <sub>2</sub>	0,96	1,42	0,14	0,70	0,75	2,40	0,85	0,77	2,40	2,80	0,80	0,85	2,10	2,5	1,69	5,40	2,00	1,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,30	15,30	20,50	14,60	16,30	14,50	16,30	14,70	13,00	8,80	14,65	17,70	13,90	13,99	16,21	13,12	15,15	15,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,80	4,60	2,20	3,00	3,50	1,90	1,20	6,30	2,60	3,90	2,60	2,20	5,60	7,39	2,63	12,10	9,80	11,05
FeO	5,30	5,70	3,20	6,10	6,40	5,70	3,10	5,20	8,50	7,40	11,23	4,70	4,60	8,90	7,64	2,33	4,75	2,84
MnO	0,17	0,32	0,28	0,16	0,21	0,25	0,20	0,16	0,22	0,22	0,34	0,19	0,26	0,28	0,13	0,09	0,14	0,16
MgO	3,50	6,60	1,50	4,60	4,50	5,00	1,70	3,00	11,30	16,00	9,50	7,20	6,80	9,04	7,38	2,05	3,23	5,93
CaO	8,30	7,70	1,70	5,70	4,60	9,00	1,90	6,70	11,70	14,50	7,21	7,20	13,90	5,84	12,01	5,50	11,81	6,77
Na <sub>2</sub> O	2,00	3,10	7,00	4,30	4,40	2,30	2,10	2,40	1,30	0,50	2,53	3,60	2,0	3,18	2,72	2,70	2,40	4,02
K <sub>2</sub> O	0,72	0,50	0,20	1,30	0,80	0,70	3,40	0,56	1,30	0,20	0,20	1,20	1,80	0,81	0,67	4,80	2,95	1,89
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	1,32	3,36	-	-	3,50	4,30	5,02	0,65	-	4,68	0,56	0,41	5,31	0,89	0,49
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,84	3,90	1,30	-	-	3,92	3,84	-	0,39	-	-	5,20	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,14	0,06	0,12	0,13	0,56	0,26	0,18	-	0,30	0,03	0,21	0,36	0,85	0,17	1,22	0,70	0,13
SO <sub>3</sub>	0,03	0,10	0,02	0,08	0,18	0,12	0,14	0,08	0,04	0,025	0,6	0,21	0,05	0,05	Не обн.	0,02	Не обн.	Не обн.
CO <sub>2</sub>	2,65	3,00	0,60	1,05	0,22	4,96	1,26	1,00	0,99	3,002	2,49	5,10	5,40	0,30	1,82	Не обн.	0,30	4,14
П.п.п.	-	0,16	-	0,08	1,30	0,10	0,27	0,13	-	-	3,65	0,11	0,40	3,93	3,81	3,40	3,47	3,28
Σ	100,04	99,64	99,56	99,50	100,05	100,01	100,12	100,98	100,34	100,26	99,70	99,77	99,65	99,62	99,68	99,64	99,94	100,16

Пересчеты, по А.Н. Заварицкому

a	5,7	8,3	15,3	11,2	11,5	6,3	9,6	6,4	4,9
c	6,6	7,1	2,0	4,1	5,7	7,7	2,3	7,3	6,3
b	19,5	24,2	15,2	20,4	18,0	22,2	14,7	18,02	38,0
s	68,1	60,3	67,5	64,3	64,7	63,8	73,4	68,2	50,7
f	46,4	45,3	35,0	41,5	54,4	36,4	28,0	61,8	27,8
m	32,4	41,6	16,1	37,8	44,8	42,6	19,6	30,0	51,0
c'	22,2	13,1	-	20,6	0,8	21,0	-	8,2	21,2
a'	-	-	48,9	-	-	-	52,3	-	-
n	82,0	99,9	98,0	80,0	88,8	88,1	48,6	89,0	60,0
σ	0,6	3,2	3,0	2,3	2,6	1,6	1,3	0,7	-9,6

(индекс Ритмана)

Примечание. Породы спилито-диабазового комплекса. 1 - обр. 30 г - туф литокластический, р. Островка; 2 - обр. 376 - спилит, мыс Сигнальный; 3 - обр. 45а - кератофир, пос. Новиково; 4 - обр. 70в - андезит-базальт, р. Горелая; 5 - обр. 94а - спилит, р. Горелая; 6 - обр. 97д - диабаз, пос. Утесный; 7 - обр. 100е - кератофир, р. Островка; 8 - обр. 103в - спилит миндалекаменный, мыс Грина; щелочные базальтоиды - 9 - обр. 5е - обломок из гиадокластита, пос. Утесный; 10 - обр. 10н - пикрит, дайка, пос. Утесный; 11 - обр. 18в - обломок из гиадокластита, пос. Утесный; 12 - обр. 29з - связующая масса гиадокластита, р. Островка; 13 - обр. 45г - массивный базальтоид, тектонический блок, пос. Новиково; 14 - обр. 53а - обломок из

Пересчеты, по А.Н. Заварицкому

1,3	6,96	11,10	7,7	8,7	9,6	14,8	10,5	12,6
5,1	6,88	8,0	6,4	5,4	6,6	2,6	5,8	4,8
49,2	33,0	23,3	36,0	33,6	31,7	23,4	29,6	28,4
44,3	53,1	57,7	49,8	52,2	52,1	59,2	54,1	54,2
21,0	41,0	32,0	29,9	46,0	31,4	61,4	46,9	46,9
54,1	51,8	59,6	35,7	47,4	41,4	16,9	19,8	38,5
24,9	7,24	8,3	34,3	5,6	27,2	21,7	33,1	14,6
-	-	-	-	-	-	-	-	-
80,0	85,4	81,0	63,0	85,2	90,0	46,3	54,9	76,5
-0,09	23,7	21,0	-2,8	-15,9	-18,8	-5,4	-40,9	-129,4

гиадокластита, пос. Утесный; 15 - обр. 53д - связующая масса гиадокластита, пос. Утесный; 16 - обр. 55ж - лейцитовый базальт, лавовый поток, пос. Утесный; 17 - обр. 59е - миндалекаменный щелочной базальтоид из глыбы в песчанике, р. Горелая; 18 - обр. 75 г - массивный базальтоид, лавовый поток, мыс Юноны. Силлы монцонитов и нефелиновых сиенитов: 19 - обр. 104б; 20 - обр. 104л; 21 - обр. 104н; 22 - обр. 107г; 23 - обр. 107д; 24 - обр. 107е; 25 - обр. 107ж - из пластовых тел в районе мыса Грина; 26 - обр. 107в - из верхней части силла, мыс Грина.

Анализы выполнены в лабораториях СахГУ и СахКНИИ.

Таблица 11 (окончание)

Окислы	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO <sub>2</sub>	54,18	54,95	56,40	55,18	57,90	54,48	54,29	49,98
TiO <sub>2</sub>	1,55	1,82	0,54	1,79	0,74	1,67	1,45	1,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,09	17,70	16,48	16,95	17,37	16,78	16,92	16,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,76	1,32	0,57	1,72	0,80	1,20	2,94	1,44
FeO	3,73	4,85	2,73	4,49	2,50	3,63	2,58	5,46
MnO	0,10	0,20	0,04	0,09	0,05	0,08	0,06	0,15
MgO	2,25	3,29	0,78	2,85	0,77	3,66	1,67	5,42
CaO	4,76	3,36	6,17	3,10	5,88	5,88	7,15	6,17
Na <sub>2</sub> O	4,65	4,08	5,29	4,04	7,31	5,27	6,80	3,03
K <sub>2</sub> O	6,13	6,23	6,13	6,60	2,84	2,70	2,04	5,60
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,68	2,05	1,10	2,25	-	1,85	1,60	3,4
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	1,00	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,49	0,48	0,11	0,44	0,14	0,47	0,37	0,55
SO <sub>3</sub>	0,05	0,08	0,02	0,08	0,02	0,01	-	0,10
CO <sub>2</sub>	2,12	-	4,21	0,33	3,20	2,74	2,12	1,73
Ц.п.п.	0,11	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100,65	100,41	100,57	99,91	100,52	100,43	99,99	100,62

## Пересчеты, по А.Н. Заварицкому

<i>a</i>	19,5	18,5	21,1	12,8	20,6	16,0	18,4	15,2
<i>c</i>	1,3	2,9	0,8	2,3	1,6	3,7	2,5	3,7
<i>b</i>	14,5	12,8	11,5	13,5	10,0	14,6	14,4	20,5
<i>s</i>	64,6	65,7	66,5	71,3	67,7	65,7	64,7	60,6
<i>f</i>	41,5	45,3	28,4	47,4	31,2	31,4	35,4	33,1
<i>m</i>	26,5	44,8	11,6	39,1	12,5	43,4	19,9	46,7
<i>c'</i>	32,0	9,8	60,0	13,4	56,3	25,1	44,7	20,2
<i>a'</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>n</i>	53,2	50,0	56,6	48,0	79,4	74,3	84,0	44,8
<i>σ</i>	10,4	8,9	9,7	9,3	7,0	5,5	7,0	10,7
(индекс Ритмана)								

минерала. В некоторых разностях лейсты ориентированы в одном направлении (трахитоидная структура). Темноцветные минералы в этих породах встречаются редко.

Литокластические туфы — обычно зеленовато-серые, бурые, бурые-средне и грубозернистые породы. Преобладают обломки основной массы базальтов с гиалопилитовой или андезитовой структурой; реже встречаются обломки плагиоклаза, иногда с приваренной к ним ожелезненной гиалопилитовой породой, а также зерна моноклинного пироксена. Форма обломков округлая или неправильная; наблюдаются резургентные обломки самых причудливых очертаний. Связующей массой туфов служит хлоритовый или железистый агрегат, иногда карбонатизированный, с реликтами вулканического стекла.

Щелочные базальтоиды представлены массивными и шаровыми лавами и гиадокластитам. Структура пород гиадокластическая, трахитовая и долеритовая. Нередко наблюдаются порфировые разности с микродолеритовой и гиадокластической структурами основной массы. Преобладают лейкократовые породы, большая часть вкрапленников в которых образована полевыми шпатами. Главным образом встречается основной — средний плагиоклаз ( $An_{60-90}$ ), реже — анортклаз и санидин. В основной массе этих пород видны мелкие выделения псевдолейцита, в подчиненном количестве встречаются титан-авгит, роговая обманка, часто керсутит (кальциевый амфибол), оливин.

Меланократовые разности имеют микролитовую структуру и сложены беспорядочно расположенными удлинёнными кристалликами моноклинных пироксенов и рудных минералов, погруженных в измененный стекловатый мезостазис. Иногда в нем видны лейсты полевых шпатов и мелкие выделения псевдолейцита. Вместе с рудным минералом псевдолейцит образует участки с характерной дактилоскопической структурой. Реже встречаются нефелин в виде вкрапленников или тонких прорастаний по основным плагиоклазам и анальцим.

Из аксессуарных минералов в щелочных базальтоидах преобладают апатит, сфен, циркон, иногда меллит и монацит с ксенотимом. Апатит в виде тонких иголочек образует скопления в вулканическом стекле или пронизывает все вкрапленники породы. Сфен слагает правильной формы кристаллы или мелкокристаллические скопления, окруженные оторочками лейкоксена или нацело лейкоксенизированные. Циркон преобладает в лейкократовых разностях пород. В двух образцах были обнаружены кристаллы турмалина. Меллит встречается в виде бесформенных мелкоагрегатных скоплений и в некоторых разностях играет роль породообразующего минерала. Монацит с ксенотимом в виде правильных цирконоподобных кристаллов, сильно карбонатизированных, встречаются в тех породах, где содержание  $P_2O_5$  достигает 1,5%, а вроски апатита отсутствуют.

Рудные минералы в щелочных базальтоидах представлены титаномagnetитом, ильменитом и марганцевыми соединениями.

По меланократовым разностям и вулканическому стеклу образуется серпентин.

В лавовых потоках щелочных базальтоидов различаются массивные разности, обладающие шаровой и подушечной отдельностью. Среди массивных базальтоидов встречаются как порфировые, так и полнокристаллические разности (рис. 39, 1). В шарах и подушках щелочные базальтоиды обычно представлены порфировыми миндалекаменными разностями с гиадокластической и пилотакситовой структурами основной массы (рис. 39, 4). В некоторых из них заметно флюидальное расположение лейст плагиоклаза. В миндалинах встречаются хлорит, карбонат, пумпеллит, пренит, цеолиты. Часто миндалины зональны, и все эти минералы выполняют их в самых различных сочетаниях. Шары нередко окружены коркой, сложенной пузырчатым вулканическим стеклом (шлаком), сильно измененным, часто растресканным на округлые черепки или угловатые осколки. Цементом между шарами служит сильно измененная стекловатая порода, пропитанная окислами железа, иногда серпентинизированная.

Гиадокластиты — комковатые породы темно-зеленого или зеленовато-серого цвета, сложенные либо одним вулканическим стеклом, либо стеклом с обломками пород и кристаллов. Вулканическое стекло, слагающее как обломки, так и связующую массу, имеет очень основной состав ( $n > 1,575$ ), нередко пронизано иголочками рутила и точечными выделениями окислов марганца. Наиболее часто встречается пузырчатое стекло с ориентированными пустотами неправильной формы, со следами течения, нацело хлоритизированное и паллагонитизированное (см. рис. 39, 2, 3). Иногда вместе с хлоритом развивается гидротизированный биотит. Пустоты выполнены карбонатом. Включения в стекле состоят из полевых шпатов (основной плагиоклаз и анортклаз), моноклинного и ромбического пироксена, зеленой, реже бурой, роговой обманки, биотита, обломков шлака и карбонатных пород. Осколки вулканических стекол имеют форму черепков и пепловых рогулек, в результате чего порода, обогашенная такими осколками, по структуре напоминает пепловый туф.

В лавобрекчиях все перечисленные разности щелочных базальтоидов встре-

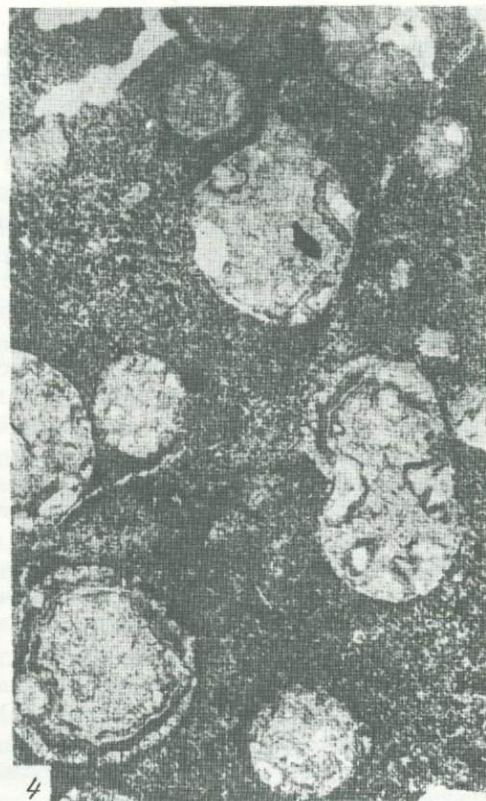


Рис. 39. Туфы и лава щелочных базальтоидов. Шлифы, без анализатора  
 1 - хорошо раскристаллизованный базальтоид,  $\times 70$ ; 2 - гиалокластический туф,  $\times 70$ ; 3 - обломок гиалокластита в известняке,  $\times 20$ ; 4 - минда-  
 лкаменный базальтоид,  $\times 20$

чаются в виде обломков различной формы и размера, погруженных в хлоритизированное и карбонатизированное вулканическое стекло. Стекло имеет очень основной состав ( $n > 1,570$ ) и наиболее часто обладает пузырчатой текстурой со следами течения. В отдельных участках текстура волокнистая или шлаковая. Более раскристаллизованные участки сложены кристаллами моноклинного пироксена, полевого шпата (основной плагиоклаз и анортоклаз), роговой обманки, зеленой или бурой. В виде обломков в стекле встречается карбонат. По существу, связующую массу лавобрекчий следует отнести к гиалокластическим туфам. Иногда эти же туфы залегают в виде крупных обломков в лавобрекчиях. Среди обломков преобладают мелкие шары с растрескавшейся коркой, часто миндалекаменные, а также отдельные фрагменты этих корок в виде черепков и осколков шлаков. Встречаются обломки, напоминающие туфы типа "шалштейнов", в них карбонатные зерна погружены в вулканическое стекло. Среди обломков в лавобрекчиях обнаруживаются меймичиты и пикриты. Пикриты, кроме того, образуют маломощные дайки, секущие разные породы мезозойского разреза. Меймичиты в виде самостоятельных тел не встречены. Различаются эти породы только по степени раскристаллизации: для пикритов характерна микродолеритовая или микролитовая структура, для меймичитов — порфирировая с микролитовой или гиалопилитовой основной массой. Среди вкрапленников и микролитов преобладают авгит и оливин, плагиоклаз играет подчиненную роль и представлен кальциевой разновидностью ( $An_{70-90}$ ). Кристаллы оливина и интерстиции между минералами часто нацело замещены серпентинитом. Рудный минерал в виде мелких кристаллических скоплений расположен между длиннопризматическими кристаллами авгита.

Монзониты и нефелиновые сиениты залегают в виде силлов. Это полнокристаллические породы с долеритовой или пойкилитовой структурой. В первом случае феррические минералы заключены между удлиненными лейстами альбита, во втором — они образуют вроски в крупные кристаллы калиевого полевого шпата. Темноцветные минералы в этих породах представлены титанистым авгитом, зеленой и сине-зеленой щелочной роговой обманкой, биотитом; лейкократовые — ортоклазом, альбитом, нефелином, лейцитом и анальцимом. В виде иголец, пронизывающих всю породу, встречается эгирин и апатит, широко развит лейкосенизированный сфен, В хорошо образованных кристаллах в лейкократовых разностях наблюдается циркон.

В верхних частях силлов обнажаются менее раскристаллизованные порфировые разности, по структуре и химическому составу близкие к щелочным базальтоидам, слагающим лавовые потоки.

### Петрохимическая характеристика

По данным химических анализов, щелочные базальтоиды характеризуются пониженным по сравнению с породами спилитово-диабазовой группы содержанием  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , повышенным содержанием щелочей,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $MnO$  (см. табл. 11). Характерно постоянное преобладание закисного железа над окисным, в то время как для спилитов это соотношение является обратным. В группе щелочных базальтоидов недосыщенность пород кремнеземом и насыщение их щелочами уменьшается от более раскристаллизованных разностей к менее раскристаллизованным.

По увеличению содержания  $SiO_2$  все исследованные породы образуют как бы непрерывный ряд: пикриты и меймичиты — щелочные базальтоиды, — спилиты, диабазы — монзониты и нефелиновые сиениты. В этом же направлении несколько увеличивается содержание  $Al_2O_3$ . Количество щелочей,  $Ti$  и  $P$  убывает от сиенитов к щелочным базальтоидам. По содержанию  $Na_2O$  диабазы близки к натровым разностям базальтоидов, но заметно обеднены  $Ti$ ,  $P$ ,  $Mn$ .

Одним из основных критериев разделения пород на родственные группы является значение индекса Ритмана ( $\sigma = (Na_2O_3 + K_2O)^2 / SiO_2 - 43$ ). Изученные нами магматические образования по величинам  $\sigma$  и  $Na_2O/K_2O$  (см. табл. 11) разделяются следующим образом.

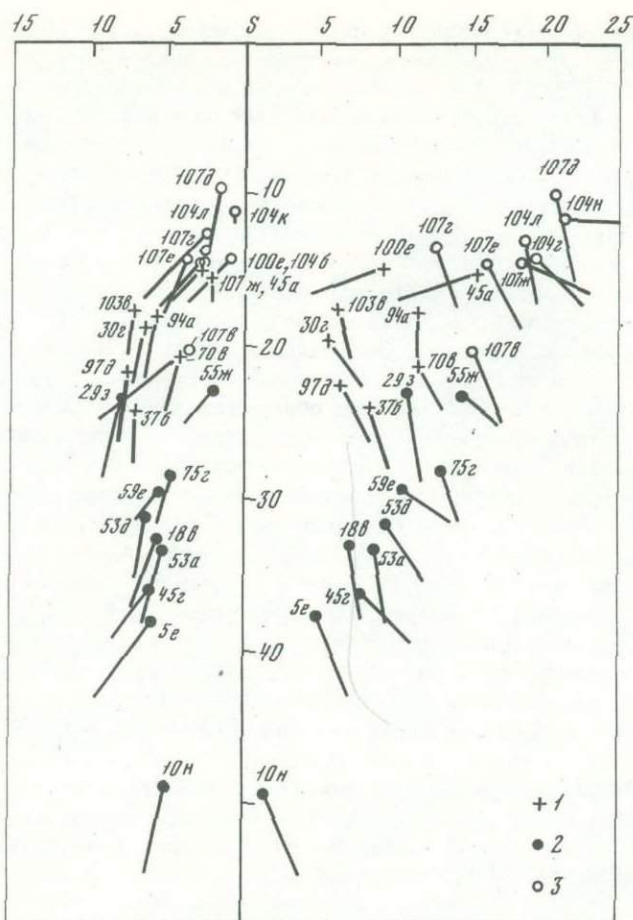


Рис. 40. Векторная диаграмма, по А.Н.Заварицкому

1 - спилиты; 2 - щелочные базальтоиды; 3 - силлы монзонитов и нефелиновых сиенитов; цифры - номера образцов

1. Все породы спилитово-дабазового комплекса как основного, так и кислого состава относятся к тихоокеанскому известково-щелочному ряду;  $\sigma \leq 4$  при  $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ .

2. Щелочные базальтоиды и породы силлов принадлежат как к натровым (атлантический тип), так и к калиевым (средиземноморский тип) рядам. Среди обоих типов преобладают породы сильного и предельно сильного характера родственных групп. При этом для щелочных базальтоидов обычны отрицательные или очень высокие значения индекса Ритмана (до 23); для щелочных же пород типа монзонитов и нефелиновых сиенитов величина  $\sigma$  колеблется от 5,5 до 10,7.

На диаграмме Заварицкого (рис. 40) области распространения отдельных типов пород перекрывают друг друга, хотя направление дифференциации от щелочных базальтоидов к породам силлов прослеживается довольно четко. Породы спилитового комплекса образуют отдельную ветвь с меньшим содержанием щелочей и большим - кремнезема.

На тройной диаграмме AFM (рис. 41) монзониты и нефелиновые сиениты обособляются в левом, щелочном углу треугольника, а спилиты и щелочные базальтоиды слагают поля, пересекающиеся в центре его.

Достаточно четко породы всех трех групп разделяются по нормативному составу. Спилиты, как правило, содержат нормативный кварц и примерно равные количества альбита и анортита. Щелочные базальтоиды и породы силлов характеризуются наличием нормативного нефелина и отсутствием кварца и

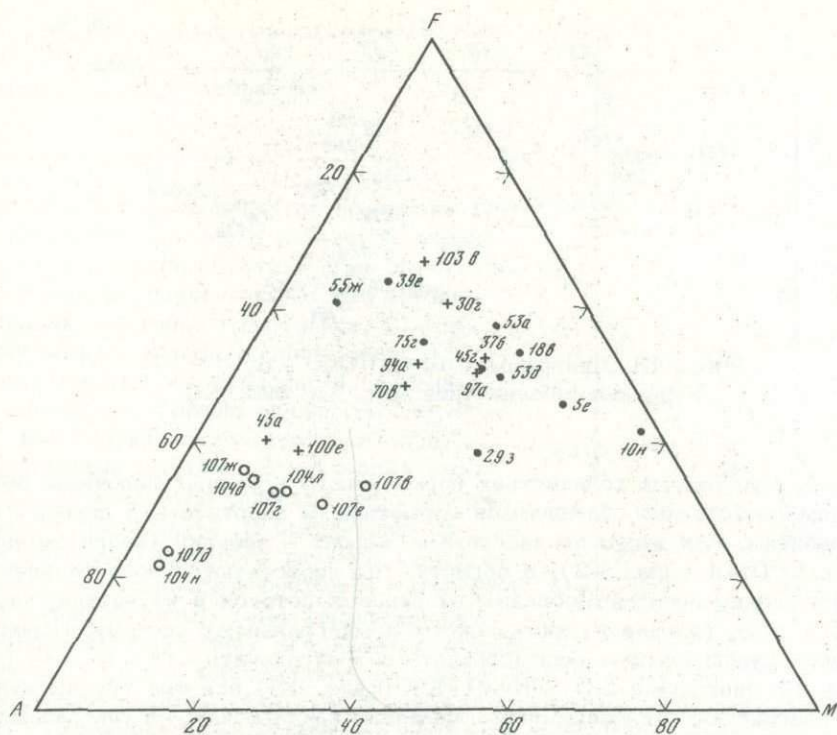


Рис. 41. Вариационная трехкомпонентная (AFM) диаграмма Х.Куно  
Условные обозначения см. на рис. 40

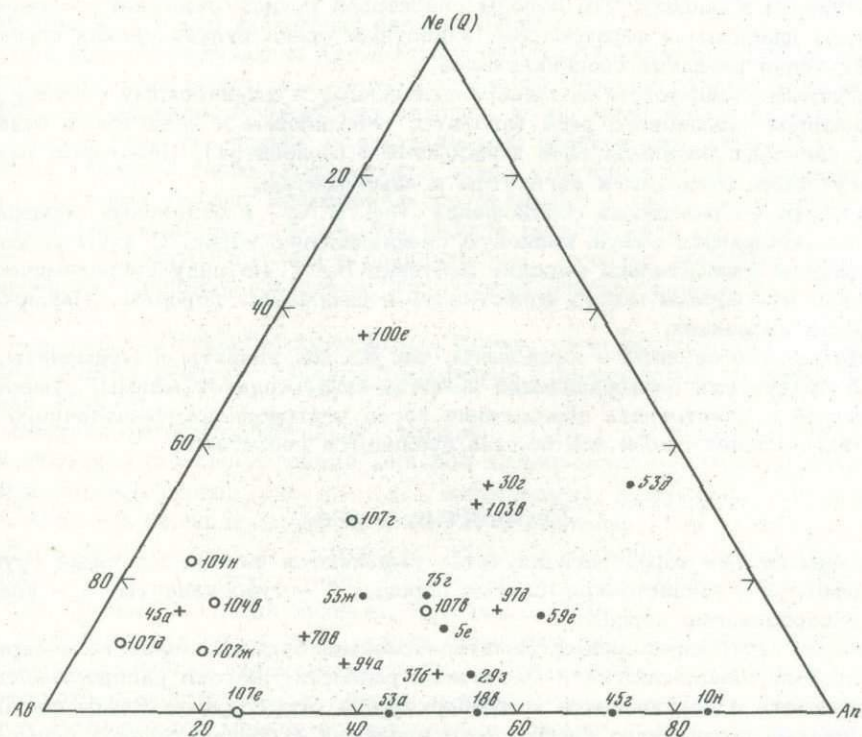


Рис. 42. Диаграмма Al - Ne(Q) - An  
Условные обозначения см. на рис. 40

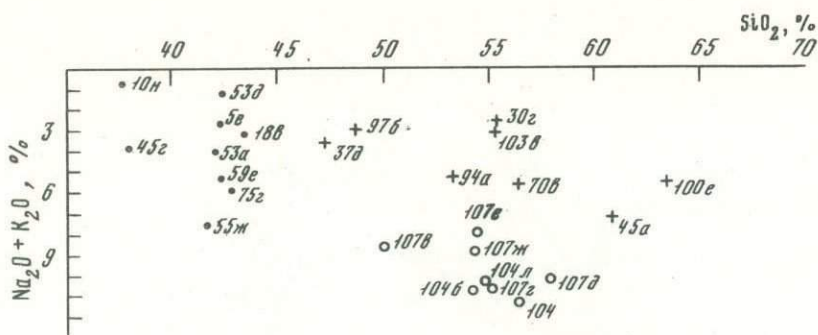


Рис. 43. Диаграмма  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$   
Условные обозначения см. на рис. 40

гиперстена. При равных количествах нормативного нефелина щелочным базальтоидам свойственно обогащаться нормативным анортитом, а породам силлов - альбитом. Как видно на диаграмме "альбит - нефелин (кварц) - анортит" ( $Ab-Ne(Q)-An$ ; рис. 42), в области, где пересекаются поля развития этих групп пород, попадают образцы из лавовых потоков и из верхней части пластового тела, близкие по химическому и минеральному составу. Породы спилитовой группы следует рассматривать в треугольнике  $Ab - Q - An$  (см. рис. 42). На диаграмме  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (рис. 43) все три группы вулканитов слагают обособленные поля: щелочные базальтоиды - в ультраосновной части диаграммы, породы силлов - в андезит-базальтовой части, но на уровне выделения нефелина и лейцита, а породы спилитовой группы занимают широкий интервал от нормальных базальтоидов до риолитов [Маракушев, 1976].

Суммируя петрографическое описание и петрохимический анализ пород, можно прийти к выводу, что породы спилитовой группы отвечают типичным спилитам, диабазам и кератофирам, известным среди вулканических пород ранней стадии развития геосинклиналей.

Щелочные базальтоиды по минералогическому и химическому составу близки к породам ийолитового ряда (ийолиты, нефелиновые и лейцитовые базальтоиды, калиевые базальты типа шонкинитов и шошонитов). Некоторые разности могут быть отнесены к авгититам и лимбургитам.

Несмотря на различные соотношения  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в отдельных образцах, следует подчеркнуть общую калиевую специализацию пород. С этим хорошо увязываются относительно высокие значения  $\text{P}_2\text{O}_5$ . По ряду петрохимических признаков эти породы можно сопоставить с щелочными породами Маймеча-Котуйской провинции.

Нефелиновые сиениты и монцониты, так же как пикриты и меймечиты, являются продуктами дифференциации щелочно-базальтоидной магмы, существование которой как источника образования пород ультраосновного-щелочного комплекса в последнее время все больше признается геологами.

### Кремнистые породы

Среди кремнистых пород региона четко выделяются четыре основные группы: 1 - яшмы, 2 - глинисто-кремнистые породы, 3 - туфосилициты, 4 - кварциты и окварцованные породы.

Яшмы пестроокрашенные, вишнево-красные, бурые и зеленовато-серые. Встречаются тонкослоистые и массивные разности. Широко распространены разновидности с брекчиевой и микробрекчиевой структурами. Яшмы состоят из криптокристаллического кремнистого вещества с незначительной примесью чешуек гидрослюд, серицита и хлорита. Некоторые участки яшм более раскристаллизованы и сложены мелкими кристаллами кварца и халцедона. При-

Рис. 44. Диаграмма зависимости  $TiO_2$  от  $Al_2O_3$  в яшмах

Цифры - номера образцов

сутствие гематита является правилом, хотя распределение его в различных образцах неравномерно. Почти всегда присутствуют остатки радиолярий; в тех случаях, когда их содержание достигает 50-60%, яшму можно назвать радиоляритом. Хорошая сохранность радиолярий встречается редко, чаще можно различать "шарики" или слегка уплощенные "чечевицы", выполненные кварцем. В некоторых разностях наблюдается слоистое расположение остатков радиолярий. В брекчированных яшмах обломки различного размера цементируются кварц-альбит-хлоритовым материалом или передробленным гематитизированным кремнистым веществом; встречается также связующая масса карбонатного и карбонат-кварцевого состава. Химический состав сахалинских яшм иллюстрирует табл. 12. Содержание  $SiO_2$  колеблется от 84 до 96%. Количество остальных элементов соответствует средним их значениям в различных типах яшм [Хворова, 1968],  $C_{орг}$  отсутствует. Наблюдается некоторая зависимость содержания  $TiO_2$  от  $Al_2O_3$  (рис. 44) и достаточно четкая зависимость процентного содержания  $TiO_2$  от количества  $\Sigma Fe$ .

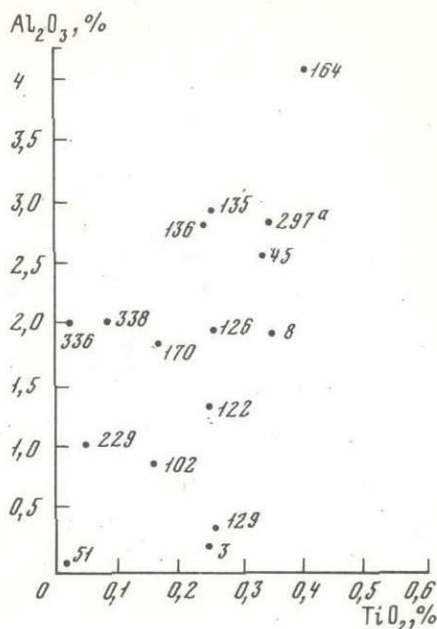
Глинисто-кремнистые породы обычно зеленого или зеленовато-серого цвета нередко имеют яшмовидный облик.

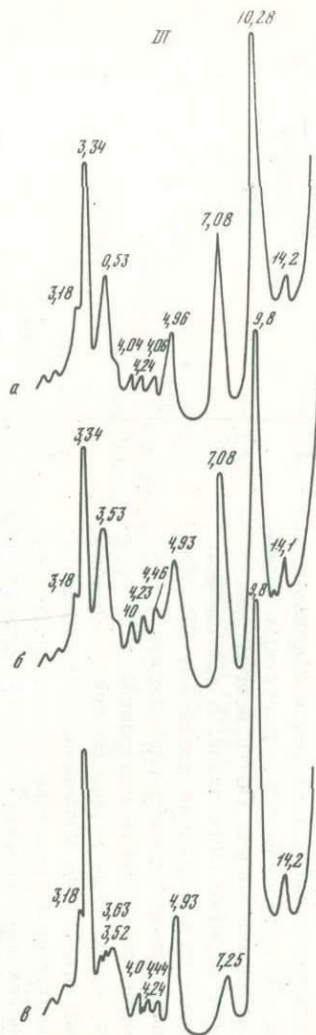
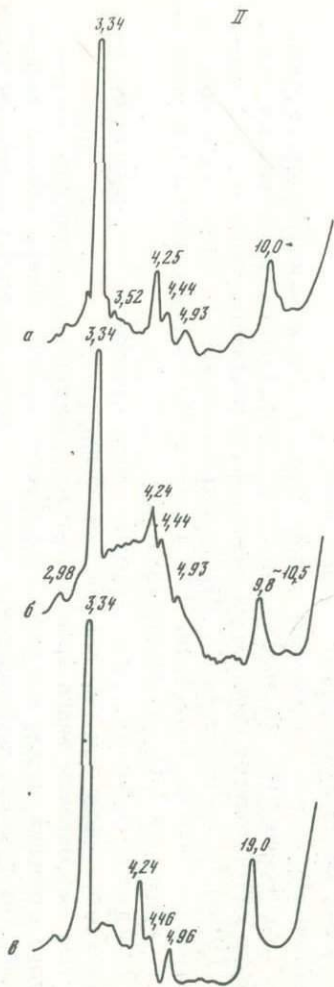
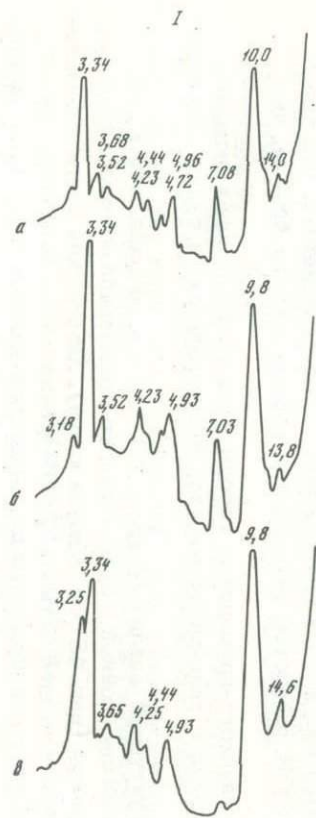
Под микроскопом видна кремнисто-глинистая тонкозернистая или чешуйчатого строения масса, в которую погружены многочисленные остатки радиолярий, как правило, хорошей сохранности. В основной массе различаются чешуйки слюд и хлорита, мелкие обломки кварца, плагиоклаза, пироксена. В единичных образцах слабо обозначаются зоны, в которых можно различить структуру пепловых частиц. Кремнистая составляющая - кварц равномерно рассеян во всей массе шлифа. Породы, содержание радиолярий в которых превышает 50-60%, относятся по типу к радиоляритам. Следует заметить, что среди кремнисто-глинистых разностей радиоляриты распространены больше, чем среди яшм.

Встречаются глинисто-кремнистые породы чаще всего в зонах окварцевания, иногда вместе с пачками песчаников и алевролитов, а также залегают среди яшм.

Рентгено-структурный анализ фракции  $< 0,001$  мм показал, что в ней присутствует смешаннослойный минерал хлорит-монтмориллонитового состава, кварц, полевые шпаты (рис. 45, см. в конце книги). Химический состав кремнисто-глинистых пород приведен в табл. 12. Содержание  $SiO_2$  колеблется от 66 до 82%. Закисное железо в некоторых образцах составляет до 9%,  $Al_2O_3$  не превышает 13%,  $C_{орг}$  отсутствует. Сумма щелочей изменяется в пределах от 1,5 до 6%, причем  $K_2O$ , как правило, преобладает над  $Na_2O$ .

Туфосилициты. К этой группе относятся светло-серые и белесые, тонкослоистые, иногда сланцеватые породы. При изучении под микроскопом в кремнисто-сланцеватой массе породы постоянно видны реликты пепловой структуры. Встречаются мелкие остроугольные обломки кварца, плагиоклаза, скопления лейкоксена. Слюдистая составляющая часто вместе с хлоритом находится в тонкой смеси с тонкозернистым кварцем.





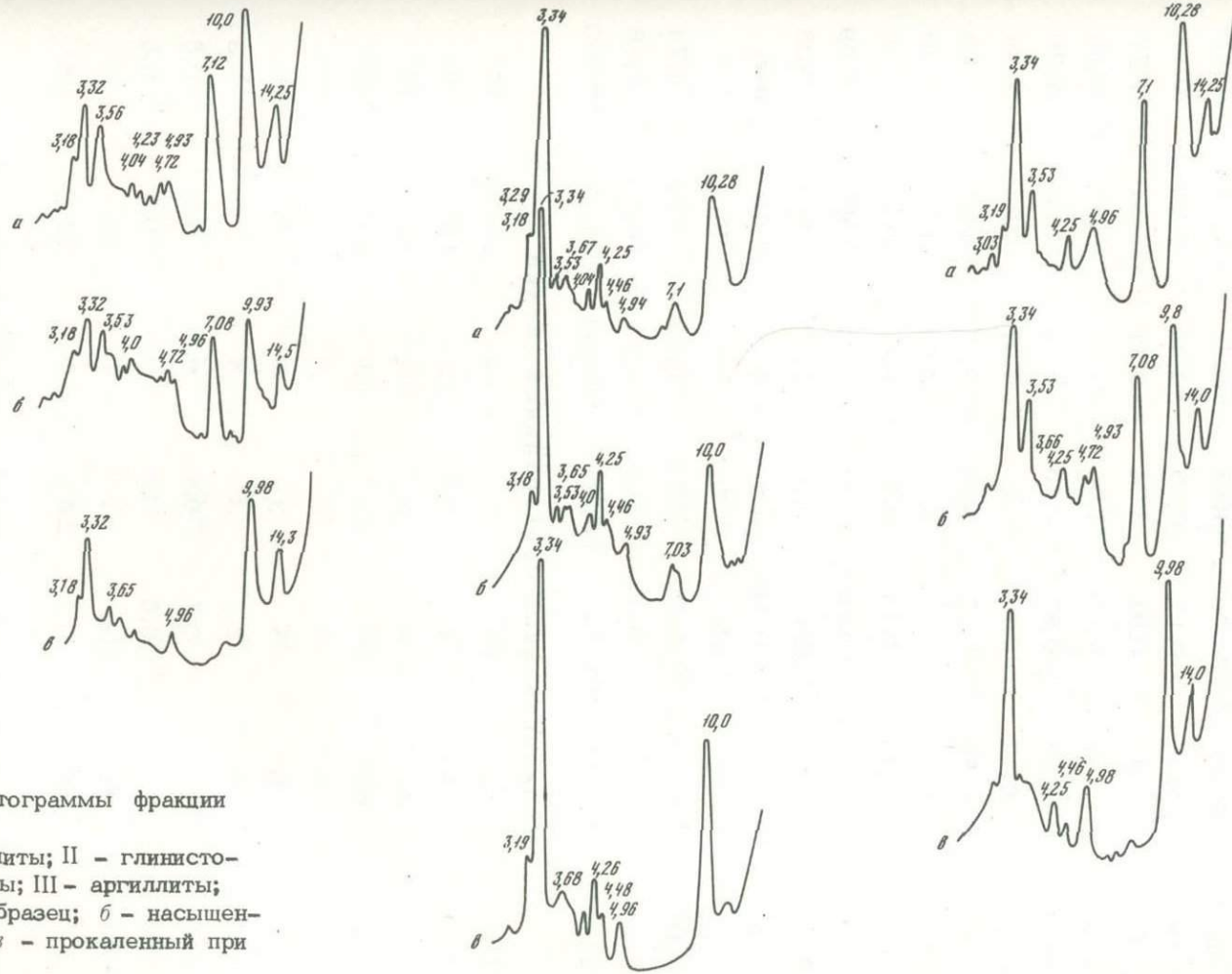


Рис. 45. Дифрактограммы фракции  
<math>< 0,001 \text{ mm}</math>

I - алевропелиты; II - глинисто-  
кремнистые породы; III - аргиллиты;  
a - природный образец; б - насыщенный  
глицерином; в - прокаленный при  
 $t = 550^\circ\text{C}$

Таблица 12

Химический состав пород, %

Компо- ненты	Яшмы					
	8	102	122	129	133	140
SiO <sub>2</sub>	91,80	94,04	94,16	94,67	84,44	92,41
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,17	0,26	0,25	0,25	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,83	0,91	1,24	0,37	2,84	1,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,87	0,80	1,36	1,31	1,07	0,66
FeO	0,58	0,87	0,43	1,23	1,22	1,30
MnO	0,17	0,16	0,1	0,07	0,2	0,14
MgO	0,80	0,17	0,04	0,17	0,91	0,65
CaO	1,29	1,06	1,00	0,94	4,29	1,00
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,14	0,1	0,10	0,48	0,19
K <sub>2</sub> O	0,32	0,20	0,41	0,24	0,69	0,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Нет	Нет	0,03	0,07	0,14	0,03
CO <sub>2</sub>	"	0,34	Нет	Нет	2,48	Нет
C <sub>орг</sub>	"	Нет	"	"	Нет	"
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,66	0,61	0,33	0,48	0,72	0,74
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,26	0,30	0,28	0,23	0,40	0,38
Σ	100,06	99,77	99,64	100,93	100,13	100,03

Количественный спектральный анализ, 10<sup>-4</sup>%

Cr	12	10	15	-	11	17
Ni	15	4	16	22	16	18
V	21	4	8	22	14	17
Cu	67	10	28	42	157	42
Co	8	3	3	3	4	11
Pb	6	3	3	3	6	10
Ga	3	3	3	3	3	0,3
Ge	1	0,7	0,6	0,5	0,9	0,5
Mo	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Zr	41	Нет	14	7	21	1
Zn	51	26	28	26	26	36

Примечание. Цифры в головке таблицы - номера образцов

Слюдистый материал распределен неравномерно, но в отдельных участках наблюдаются зачатки сланцевой структуры с ориентировкой частиц вдоль одной плоскости. Остатки радиолярий обычно нацело перекристаллизованы.

Породы этого типа не имеют широкого распространения в разрезах мезозойского комплекса и обычно ассоциируют с пачками кислых туфов. Содержа-

Кварциты							
297 <sup>a</sup>	229	136	220	83	326	51/3	
87,18	91,24	87,07	93,71	93,74	90,66	96,19	
0,34	0,07	0,25	Нет	Нет	Нет	Нет	
3,40	1,02	2,83	"	1,58	2,13	0,06	
1,18	1,99	1,94	0,73	1,32	1,04	1,42	
2,07	0,37	1,57	0,98	0,13	0,50	0,43	
0,18	0,09	0,24	0,14	0,10	0,01	0,04	
1,19	0,54	2,84	0,56	0,17	0,17	Нет	
1,16	2,34	0,82	2,18	1,61	3,18	1,45	
0,24	0,21	0,34	0,1	0,29	0,19	0,07	
0,60	0,39	0,41	0,11	0,26	0,21	0,26	
0,04	0,06	0,12	0,08	0,05	0,04	0,01	
0,04	1,42	0,12	0,80	0,10	1,46	Нет	
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	"	
1,34	0,15	0,90	0,92	0,36	0,36	0,38	
0,43	0,21	0,34	0,33	0,28	0,28	0,02	
99,59	100,10	99,73	100,64	100,24	100,25	100,33	

Количественный спектральный анализ, 10<sup>-4</sup>%

19	15	16	16	22	17	-
30	6	21	40	14	5	-
12	3	23	44	8	5	-
19	15	112	46	21	11	-
14	3	12	7	7	3	-
3	3	3	5	4	3	-
4	3	3	3	3	3	-
0,6	0,5	1,4	0,5	1,0	0,5	-
0,5	0,5	0,5	1,7	0,5	0,5	-
55	21	14	Нет	28	14	14
79	-	36	34	19	34	

ние SiO<sub>2</sub> составляет 70–80%. Закисное железо не превышает 9%, а Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 10–12%. Сравнительно высокие значения приобретает K<sub>2</sub>O – 7%. Так же как и в вышеописанных типах пород, S<sub>орг</sub> отсутствует.

Кварциты и окварцованные породы широко распространены среди различных типов позднепалеозойских – раннемезозойских отложений. Наиболее

Таблица 12 (продолжение)

Компо- ненты	Глинисто-кремнистые породы					
	206	140/3	41	308	61	117
SiO <sub>2</sub>	82,19	77,70	71,34	66,14	70,99	69,94
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,34	0,60	1,02	0,51	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,77	6,12	11,82	13,00	14,49	12,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,47	1,58	0,72	1,66	0,89	1,94
FeO	0,57	4,09	9,38	2,29	2,32	1,94
MnO	0,11	0,17	0,11	0,26	0,08	0,13
MgO	0,95	4,61	1,46	1,23	1,25	0,68
CaO	1,28	1,58	1,99	3,21	1,54	1,59
Na <sub>2</sub> O	0,58	0,93	4,88	2,06	2,55	0,68
K <sub>2</sub> O	2,16	0,31	2,97	4,58	2,97	4,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,1	0,09	0,41	0,07	0,05
CO <sub>2</sub>	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	1,08
C <sub>орг</sub>	"	"	"	"	"	Нет
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,68	2,50	1,09	1,44	1,65	1,83
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,46	0,26	0,58	0,65	1,24	1,33
Σ	99,57	100,22	100,54	99,51	100,55	99,81

Количественный спектральный анализ, 10<sup>-4</sup>%

Cr	29	300	83	7	29	24
Ni	23	300	25	3	9	8
V	35	53	115	46	47	35
Cu	36	38	31	15	14	17
Co	15	26	13	4	6	21
Pb	15	3	19	32	25	7
Ga	10	6	17	15	17	19
Ge	1,0	0,8	1,1	0,8	1,1	1,3
Mo	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5
Zr	83	97	180	322	276	297
Zn	34	50	57	64	51	31

часто они встречаются среди пород терригенных пачек на Тонино-Анивском полуострове. Светлой зеленовато-серой окраской эти кремнистые породы отчетливо выделяются на фоне неокварцованных пачек. Встречаются кварциты в виде отдельных блоков, линз и толстоплитчатых пачек, достигающих 5-6 м мощности и чередующихся с толщами неокварцованных пород. Сохраняясь при разрушении менее плотных песчаных разностей пород, кварциты обычно хорошо прослеживаются на гористых водоразделах. Реже породы этой группы встречаются в зоне развития спилитов, яшм и известняков.

Аргиллиты					
43/3	159/3	93	72	14/3	146 <sup>a</sup> /3
63,43	64,23	63,97	60,72	62,43	64,26
0,76	0,85	0,75	0,80	0,81	0,68
14,30	14,70	15,39	17,82	17,82	15,57
5,09	1,97	2,74	1,28	2,20	2,40
1,79	4,45	3,60	3,87	1,20	3,54
0,20	0,08	0,28	0,08	0,04	0,15
2,07	2,31	2,10	1,69	1,49	1,96
1,70	2,19	1,54	1,35	0,99	1,36
2,27	3,04	4,04	3,25	2,30	2,86
3,65	2,57	2,84	3,78	5,53	2,97
0,04	0,1	0,07	0,16	0,19	0,14
Нет	Нет	Нет	0,05	Нет	0,19
0,4	0,22	0,11	0,33	0,63	0,60
3,45	2,83	1,17	2,78	2,81	3,11
1,42	0,36	0,93	0,67	1,50	0,47
100,55	99,90	99,53	100,21	99,94	99,06

Количественный спектральный анализ, 10<sup>-4</sup>%

71	68	61	50	47	53
28	46	30'	25	15	40
142	145	145	95	102	105
51	71	195	37	45	63
14	24	19	12	11	10
15	23	16	27	26	17
19	24	24	21	30	23
1,6	1,9	1,0	1,3	2,3	1,8
0,5	0,6	0,4	1,5	1,5	1,5
207	256	27,6	-	-	-
87	72	90	-	-	-

При микроскопическом изучении часто удается установить тип породы, подвергшейся окварцеванию. В большинстве случаев это песчаники, алевролиты и кремнисто-глинистые породы. При окварцевании песчаников и алевролитов в шлифе отчетливо видна обломочная структура зерен, погруженных в кремнистый цемент. Кремнезем цемента состоит из мелкозернистого кварца. Обломочные зерна в большинстве своем тоже замещены кварцем, более крупнокристаллическим.

Иногда полевой шпат остается незамещенным. Интенсивное ок-

Таблица 12 (окончание)

Компо- ненты	Алевриты		Песчаники		
	281	147/3	282	11/3	142/3
SiO <sub>2</sub>	61,69	65,81	66,75	71,7	67,09
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,68	0,67	0,46	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,95	15,13	14,56	13,27	14,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,50	2,40	1,40	1,67	1,32
FeO	3,58	3,41	3,63	1,18	3,85
MnO	0,05	0,16	0,06	0,04	0,09
MgO	2,45	1,06	1,65	0,86	2,75
CaO	1,47	1,36	2,34	1,48	1,72
Na <sub>2</sub> O	3,25	2,57	4,05	3,89	4,44
K <sub>2</sub> O	2,71	2,71	1,81	3,24	1,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,14	2,28	0,07	0,12
CO <sub>2</sub>	Нет	Нет	0,30	Нет	Нет
C <sub>орг</sub>	0,17	0,15	0,01	0,1	0,4
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,21	2,95	2,28	1,57	2,22
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,78	0,46	0,40	0,77	0,34
Σ	99,88	99,89	100,03	100,03	99,94

Количественный спектральный анализ, 10<sup>-4</sup>%

Cr	80	48	50	32	50
Ni	34	38	20	18	20
V	115	99	107	77	115
Cu	70	63	37	29	45
Co	18	16	13	10	13
Pb	29	19	17	19	20
Ga	26	15	18	17	16
Ge	1,6	1,7	1,2	21,0	1,2
Mo	1,5	1,7	1,5	1,5	1,5
Zr	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-

варцевание отмечается в зонах брекчированных разностей пород. В этих случаях наиболее часто первичными породами оказываются брекчии яшм и известняков.

Содержание кремнезема в кварцитах составляет обычно 90–95% (см. табл. 12); TiO<sub>2</sub> и C<sub>орг</sub> в них отсутствуют; MnO не превышает 0,1%; Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O находятся в равных количествах. Окварцованные песчаники содержат до 85% SiO<sub>2</sub>, C<sub>орг</sub> в них нет, а Na<sub>2</sub>O больше, чем K<sub>2</sub>O.

Песчаники окварцованные

70	18	64	62	18
66,26	81,41	75,19	86,16	81,41
0,48	0,34	0,42	0,34	0,34
10,13	6,89	12,97	6,12	6,89
1,11	0,14	2,14	1,93	0,14
2,83	2,59	0,30	0,40	2,59
0,09	0,06	0,04	0,1	0,06
1,09	0,57	0,12	0,40	0,57
6,98	2,18	0,83	0,90	2,18
2,57	1,56	4,95	0,58	1,56
1,65	1,25	1,59	1,67	1,25
0,05	0,11	0,05	0,07	0,11
4,70	1,68	Нет	Нет	1,68
0,08	Нет	"	"	Нет
1,84	0,55	1,26	1,09	0,55
0,41	0,45	0,51	0,68	0,45
100,26	99,34	100,37	100,44	

Количественный спектральный анализ, 10<sup>-4</sup>%

22	80	45	45
16	22	12	27
38	55	71	37
20	29	5	22
10	10	6	9
15	13	24	17
7	11	16	8
1,0	1,0	0,9	1,0
1,5	0,6	0,4	0,5
-	131	297	173
	207	37	47

**Обломочные и глинистые породы**

В этой группе рассмотрены брекчии, конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты. В изученных нами разрезах обломочные и глинистые породы слагают пачки значительной мощности и широко распространены.

Брекчии встречаются главным образом среди эффузивных, кремнистых и карбонатных пород. Наиболее часто в состав брекчии входят обломки какой-либо одной породы. В брекчиях, состоящих из обломков яшм, цементом слу-

жит более тонко раздробленный кремнистый материал яшм, Брекчии, состоящие из обломков известняков, обычно окварцованы и цементируются крупнокристаллическим кварцем. Реже отмечаются брекчии многокомпонентного состава: обломки яшм и эффузивов; обломки известняков, яшм, эффузивов или яшм и известняков. В этих случаях цементом служит глинистое вещество и тонко раздробленный полимиктовый материал, по составу отвечающий обломкам. Залегают брекчии обычно в виде линз или выклинивающихся прослоев. Мощности сильно варьируют от 1-2 до 10 м.

Конгломераты и гравелиты распространены значительно реже брекчий. Приурочены они главным образом к песчано-глинистым типам разрезов и залегают небольшими линзами и прослоями среди песчаников и алевролитов. В составе конгломератов отмечаются различные породы мезозойского разреза. Встречаются конгломераты, состоящие из галек диабазов, спилитов, щелочных базальтоидов, кремнистых и глинистых пород, которые цементируются темным глинистым веществом.

Гальки, как правило, плохо окатаны, сортировка отсутствует. Размеры галек варьируют от 1-2 до 10-20 см. Мощности линз и прослоев конгломератов колеблются в широких пределах. Иногда можно наблюдать маломощные линзы конгломератов, залегающие на спилитах и состоящие из галек, по составу не отличающихся от подстилающих их пород.

Песчаники разнообразны по структурным и текстурным особенностям, гранулометрическому и вещественному составу. Окраска их изменяется от светлых, светло-серых тонов до темно-серых и зеленоватых. Наряду с массивными средне- и грубозернистыми песчаниками встречаются слоистые плитчатые разновидности, обычно мелкозернистые. Как правило, сортировка обломочных зерен очень плохая. Цемент песчаников обычно порового или пленочного типа, гидрослюдистого или железисто-хлоритового состава. Сравнительно редко встречаются песчаники с базальным кремнистым цементом. Выделяются различные генетические ассоциации обломочных зерен. В песчаниках из изученных разрезов постоянно, но в различных количествах присутствуют зерна кварца, кислого плагиоклаза, калиевых полевых шпатов, кремнистых пород, сростков кварц-полевошпатовых и альбит-калишпатовых кристаллов, обломки с пертитовой и пегматоидной структурами. Размеры их не превышают 0,05-0,1 мм, все они окатаны или полуокатаны и относительно равномерно распределены в породе (рис. 46, см. в конце книги). В дальнейшем эту ассоциацию мы будем называть "фоновой". Песчаники, состоящие только из зерен "фоновой ассоциации", встречаются сравнительно редко. Обнаружены они только в некоторых пачках разреза в Восточно-Сахалинских горах (р. Витница) и в районе охотского побережья Тонино-Анивского полуострова. В большей части песчаников, помимо этой ассоциации, в разных количествах встречаются крупные неокатанные зерна кварца и кварцитов, известняков, удлиненные обломки аргиллитов, обломки яшм, песчаников, различных эффузивных пород: спилитов, фельзитов, трахидолеритов, гиалокластитов (рис. 47, 48, см. в конце книги). Весь этот материал, как правило, почти неокатан, неравномерно распределен по породе. Обычно преобладает какой-нибудь один тип из перечисленных обломков. Содержание его варьирует в широких пределах от незначительной примеси к "фоновой" ассоциации до 70% обломочной части породы. Песчаник в этом случае превращается почти в мономиктовую породу. Характерно локальное распространение подобных песчаников. Выходы их не превышают нескольких метров и приурочены к контактам с породами соответствующего состава. Так, обнаружены мономиктовые известковые песчаники около массивов известняков, кварцевые - вблизи окварцованных пачек, вулканомиктовые - на контакте с эффузивами, яшмовые - у выходов яшм. По р. Витнице встречен песчаник, в котором, кроме незначительного количества "фоновой" материала, присутствуют крупные угловатые обломки кварца с трещинами, выполненными карбонатом. Трещины не выходят за пределы обломков кварца, карбонат во всех обломках совершенно однотипен по структуре, оптическим свойствам и характеру включений.

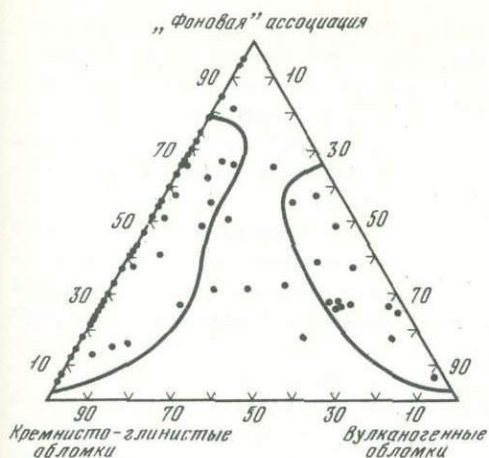


Рис. 49. Диаграмма состава обломочного материала в песчаниках

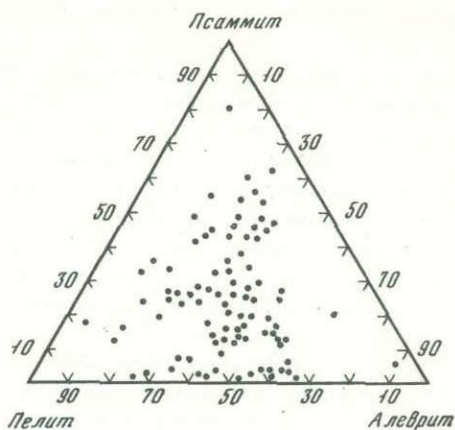


Рис. 50. Диаграмма гранулометрического состава песчаников

"Фоновая" ассоциация обломочного материала имеет аркозовый состав и присутствует в том или ином количестве практически во всех разностях песчаников. Примешанный к этой ассоциации обломочный материал входит в состав генетически другой фракции, образование которой, видимо, связано с местными, внутрибассейновыми источниками сноса. Особое внимание привлекает обилие песчаников, обогащенных остроугольными обломками аргиллитов и "затеками" глинистого вещества. Глинистый цемент при этом полностью отсутствует (см. рис. 47). Большинство песчаников характеризуются на графиках гранулометрического состава двувершинными кривыми. На треугольной диаграмме (рис. 49) показано соотношение в составе песчаников обломков "фоновой" ассоциации, обломков кремнистых и глинистых пород и обломков вулканогенных пород. Рой точек образует два основных поля, вытянутых вдоль боковых сторон треугольника. Видимо, в большинстве изученных пород наблюдается смешение "фоновой" ассоциации обломочных минералов либо с кремнисто-глинистыми, либо с вулканогенными обломками. Единичные образцы попадают в центральную часть треугольника, что свидетельствует о редких случаях участия в составе породы в равных количествах всех трех компонентов.

Диаграмма, представленная на рис. 50, демонстрирует гранулометрический состав песчаников доверхнемелового разреза. Основное поле точек ложится в центральную часть треугольника, что означает для большинства пород смешанный "мусорный" состав.

Тяжелая фракция песчаников составляет 0,03–0,5% веса породы. В разностях, значительно обогащенных вулканогенным материалом, ее содержание возрастает до 1–1,5%. В составе этой фракции обнаружены 22 минерала. Среди них наиболее распространены и дают высокие содержания, иногда превышающие 50% всех зерен, рудные минералы (магнетит, гематит, ильменит), циркон, гранат, эпидот, лейкоксен, пироксен, обыкновенная роговая обманка, меллит, анатаз, хлорит, лотрит. Такие минералы, как турмалин, пикотит, сфен, рутил, биотит, корунд, апатит, щелочная роговая обманка, топаз, встречаются реже, и содержание их обычно не превышает 0,5–1,5%.

Набор минералов тяжелой фракции резко изменяется в зависимости от примеси к "фоновой" ассоциации обломков другого типа. Для "фоновых" песчаников характерно постоянное присутствие циркона, граната, гематита, магнетита, турмалина, биотита. Обогащение обломками аргиллитов влечет за собой появление в значительных количествах эпидота, лейкоксена, слюдистых минералов, иногда лотрита. Примесь обломков вулканогенного материала основного состава сказывается в появлении рудных минералов, главным образом

ильменита, сфена, пироксенов. Обломки основных базальтоидов резко изменяют состав тяжелой фракции, обогащая ее мелилитом, роговой обманкой, апатитом, моноклинным пироксеном. Содержание мелилита в некоторых образцах песчаников в верхах разреза достигает 70% количества тяжелой фракции. Следует отметить, что встречаются песчаники с "фоновым" составом обломочного материала, обогащенные мелилитом. Как правило, эти песчаники распространены в зоне выходов щелочных базальтоидов.

С обломками известняков в зоне распространения щелочных базальтоидов постоянно связано появление анатаза, корунда. Обломочный материал, состоящий из яшм и кварцитов, практически не меняет состава тяжелой фракции, свойственной "фоновым" песчаникам. Примесь кремнисто-глинистых обломков увеличивает содержание эпидота и лейкоксена.

Незначительное распространение среди изученных отложений имеют вулканомиктовые песчаники. Они обычно зеленого и зеленовато-серого цвета, мелко-, среднезернистые и с трудом отличаются от литокластических туфов. Четкую границу провести между этими типами пород бывает иногда невозможно. Залегают эти песчаники обычно среди эффузивов. Фоновая ассоциация в них, как правило, отсутствует. Состоят они из обломков эффузивных пород, плагиоклазов, реже - пироксенов и роговой обманки.

Обломки эффузивных пород представлены базальтами, часто миндалекаменными, с нацело ожелезненной основной массой, по облику и составу аналогичными эффузивным породам, входящим в состав спилитово-диабазовой группы. Изредка встречаются округлые обломки пород с трахитоидной структурой основной массы и фельзитов. Плагиоклаз нацело серицитизирован, и, судя по характеру двойникования, представлен кислыми разностями. Часто видны сростки кристаллов плагиоклаза с основной массой. Такие сростки, как и обломки пород причудливой формы (резургентные обломки), наиболее характерны для туфовых разностей.

Пироксены встречаются двух разновидностей: моноклинной и ромбической. Моноклинные пироксены совершенно свежие, представлены правильными кристаллами, их осколками или сростками. Ромбические пироксены нацело замещены иддингситом и боулингитом и распознаются только по редким реликтам или кристаллографическим очертаниям.

Роговая обманка зеленого цвета, слабо измененная, встречается очень редко.

Цемент вулканомиктовых песчаников глинистый, слюдисто-глинистый, реже-кремнистый или карбонатный.

Алевролиты - серые до темно-серых плотные породы, так же как и песчаники, массивной или плитчатой текстуры. Порода большей частью неоднородна, с линзами прослоями и включениями песчаного или глинистого материала. По составу обломочного материала алевролиты близки к "фоновой" составляющей песчаников; наблюдается лишь некоторое увеличение в содержании кварца по отношению к плагиоклазу. Цемент пленочный, обычно хлоритовый, часто в смеси с гематитом. Иногда в нем различается биотит. В некоторых разностях алевролитов цемент глинисто-кремнистый, базального типа.

Помимо обломочного материала "фонового" состава, в алевролитах, так же как и в песчаниках, присутствуют более крупные обломочные зерна других генетических ассоциаций. Интересно отметить, что в рассланцованных алевролитах аркозовый материал (зерна кварца, кислых плагиоклазов) и обломки кремнистых пород располагаются по сланцеватости, а зерна пироксенов, амфиболов, основных плагиоклазов, крупные обломки кварцитов и яшмовых пород ориентированы в различных направлениях.

Аргиллиты встречены двух типов. 1. Темно-серые и черные сажистые, плотные, иногда сланцеватые, в основном распространены в пачках песчаников и алевролитов. Структура их неоднородна; в шлифах отчетливо видны выклинивающиеся микроучастки и микропрослойки, сложенные алевритовым материалом. В большинстве случаев породу правильной называть алевропелитом (рис. 51, 1, 2, см. в конце книги). 2. Зеленовато-серые комковатые аргиллиты, распростра-

ненные в виде маломощных линз и тонких прослоев среди спилитов. Эти аргиллиты, как правило, однородны.

Состав глинистых минералов изучался во фракции  $< 0,001$  мм методом дифрактометрии. Анализировались образцы обоих типов аргиллитов и глинисто-кремнистые породы. На приведенных дифрактограммах (см. рис. 45) видно, что по составу глинистых минералов выделяются две группы глинистых пород. В аргиллитах первого типа (преимущественно алевропелитов) из песчано-глинистых пачек указанная фракция состоит из хлорита, гидрослюда, кварца и полевых шпатов. В аргиллитах второго типа и глинисто-кремнистых породах вулканогенных пачек в составе фракции  $< 0,001$  мм присутствуют, как правило, смешаннослойная слюда — монтмориллонит, а также хлорит, кварц, полевой шпат, реже — гидрослюда.

В табл. 12 сведены данные по химическим и количественным спектральным анализам образцов пород из изученных отложений. Анализировались различные типы кремнистых пород, песчано-алевритовых и глинистых. Обособляются две группы пород: 1) яшмы и кварциты, 2) глинисто-кремнистые породы, песчаники, алевролиты, аргиллиты и окварцованные песчаники.

Во всех породах первой группы содержание  $\text{SiO}_2$  составляет более 80%. Содержание  $\text{MnO}$  в яшмах — 0,1–0,2%, в кварцитах — 0,01–0,14%. Низкие значения процентного содержания имеют  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ;  $\text{C}_{\text{орг}}$  не обнаружен. Кварциты, в отличие от яшм, не содержат  $\text{TiO}_2$ . По данным количественного спектрального анализа, породы этой группы характеризуются очень низким содержанием всех анализируемых малых элементов. Исключение составляет образец кварцита, в котором отмечается некоторое обогащение  $\text{Cu}$  (157 г/т). Видимо, это связано с наложенным гидротермальным процессом.

В породах второй группы глинисто-кремнистые разности и окварцованные песчаники отличаются от аргиллитов, алевролитов и песчаников отсутствием  $\text{C}_{\text{орг}}$ . По содержанию малых элементов все породы этой группы близки. Относительно высокие значения  $\text{Zr}$ ,  $\text{Ga}$  резко отделяют эту группу от яшм и кварцитов. Образец 140/3 глинисто-кремнистой породы из зоны распространения щелочных базальтоидов района Восточно-Сахалинских гор отличается высоким содержанием  $\text{Cr}$  и  $\text{Ni}$  (300 г/т).

### Карбонатные породы

Карбонатные породы встречаются среди изученных отложений в виде изолированных блоков, размер которых варьирует от небольших, в несколько метров, до крупных массивов в 200–400 м мощности. Имеются линзы и прослои карбонатных пород среди спилитов и яшм и среди щелочных базальтоидов. Основным карбонатным материалом, слагающим эти породы, является карбонат кальция (табл. 13) и подавляющее большинство изученных разностей относится к известнякам. Некоторые сомнения вызывают линзы карбонатных пород, залегающие непосредственно в щелочных базальтоидах. У нас нет сейчас оснований определять их как карбонатиты, но по своим структурно-петрографическим особенностям они отличаются от осадочных образований и пока описываются нами под названием "карбонатные породы" в щелочных базальтоидах.

Известняки различны по своей окраске. Встречаются белые, сахаровидные известняки, светло-серые, розоватые, желто-бурые и темно-серые. По текстурным признакам различаются плитчатые известняки массивного строения. Суммируя результаты полевых описаний, изучение образцов в шлифах под микроскопом и электронноскопические исследования, можно выделить следующие типы известняков.

1. Белые и светло-серые, обычно массивные оолитовые известняки. В шлифе отчетливо видны округлые и удлинённые образования размером до 0,1 мм, состоящие из мелко перекристаллизованного ядра и чередующихся светлых и темных концентров, сложенных тонкозернистым карбонатом. Иногда наблюдаются крупные округлые образования, охватывающие несколько мелких

Таблица 13

Химический состав карбонатных пород, %

Компо- ненты	Известняки								
	369*	238	253	85	265	357	411	266	
М.н.о.	0,56	4,79	12,39	14,35	12,04	9,80	2,00	0,12	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет	Нет	0,50	Нет	Нет	Нет	Нет	0,71	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,26	0,26	0,19	"	0,62	0,38		"	
FeO	0,07	Нет	1,00	"	0,14	0,42	0,07	-	
MnO	0,02	0,04	0,07	0,11	0,07	0,25	0,04	-	
CaO	55,67	53,08	46,66	47,41	48,53	48,65	54,79	55,41	
MgO	0,65	Нет	0,79	0,42	0,44	0,25	0,24	Нет	
CO <sub>2</sub>	42,84	41,05	36,65	36,95	37,20	38,65	43,10	43,45	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,16	0,12	0,14	0,04	0,02	0,23	0,14	
C <sub>орг</sub>	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	
Σ	100,10	99,38	99,08	99,38	99,08	98,53	100,43	99,69	
CaCO <sub>3</sub>	97,39	93,29	84,54	83,97	84,54	86,90	97,42	98,82	

\* См. примечание к табл. 12.

(рис. 52, см. в конце книги). Основная масса известняка представляет собой пелитоморфный карбонат, хотя в некоторых образцах видны и сравнительно крупно перекристаллизованные участки между оолитами. Иногда в центре оолитового образования находятся зерна кварца или обломки трудноопределимой фауны.

Изучение под электронным микроскопом методом реплик показало, что основная масса известняка и оолиты сложены лепестковообразными кристаллами кальцита размером до 1,5 мкм. Скопления таких "лепестков" образуют округлые по форме структуры с ясно выраженным центром размером в 5-6 мкм (рис. 53, 1, 2, см. в конце книги). Кроме того, встречаются многочисленные круглые образования, состоящие из "лепестков", имеющих четко выраженную ребристую поверхность и хорошо различимую центральную часть (см. рис. 53, 1). Эти формы отражают структуру кокколлитов, по определению С.В. Шуменко, относящихся к мезозойским видам.

Размеры кокколлитов и округлых лепестковидных образований значительно варьируют. Создается впечатление, что более крупные лепесткообразные формы образовались по кокколлитам в результате перекристаллизации последних. При этом происходило "сглаживание" ребристой поверхности кокколлитов. Подобные формы обнаружены при исследовании карбонатных пород францисканской формации в Калифорнии [Wachs, Hein, 1974]. Интересно, что в оолитах кокколлиты и кокколлитоподобные формы располагаются радиально, подчеркивая округлое строение оолита (см. 53, 4, 5, 6). Известняки этого типа встречены среди толщ спилитов, часто на контакте с яшмами, в виде прослоев и линз.

2. Известняки серые, очень плотные, крупнокристаллические, с тонкими прослоями более тонкозернистого известняка. В шлифе видно, что в массе сравнительно крупно перекристаллизованного карбоната имеются участки тонкозернистые и пелитоморфные, иногда различаются мелкие сгустки пелитоморфного кальцита. При увеличении в 7800 раз видна мелкобугристая, как бы натечная поверхность, разделяющая более крупные лепесткообразные формы. Среди этих форм встречаются участки, в которых отчетливо видна сохранившаяся ребристая поверхность "лепестков", свойственная кокколлитам (см. рис. 53, 3). Так

Известняки				Окремненные известняки					
360	323	223	157	14	340	343	56	216	
0,37	1,76	8,56	8,13	32,69	33,84	58,04	67,91	40,79	
1,05	0,48	0,66	2,90	1,42	1,42	0,81	1,69	0,64	
-	-	-	-	-	-	-	-	-	
-	-	-	-	-	-	-	-	-	
54,76	54,06	50,18	47,42	35,78	34,56	22,01	16,38	32,71	
Нет	Нет	Нет	0,85	Нет	0,43	0,21	Нет	Нет	
42,75	42,60	39,05	38,15	27,95	27,65	17,60	12,40	25,68	
0,14	0,01	0,01	0,14	0,37	0,37	0,01	0,05	0,03	
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	
99,03	98,90	98,45	97,59	97,54	97,84	97,90	98,18	99,82	
97,45	96,49	88,81	84,64	63,87	61,69	39,29	28,20	63,84	

же, как и во втором типе известняков, крупные лепесткообразные формы, видимо, являются перекристаллизованными кокколитами.

Известняки описываемого типа встречаются довольно часто. Они слагают отдельные блоки в зоне выходов щелочных базальтоидов и в крупных известняковых массивах, контактирующих по разломам с этим же типом эффузивных образований.

3. Известняки голубовато-серые, белые тонкокристаллические или пелитоморфные. В некоторых разностях наблюдается тонкая слоистость. В шлифах, в тонкозернистой массе карбоната, обычно слабо окрашенного, видны многочисленные остатки радиолярий. Радиолярии выполнены более крупно перекристаллизованным кальцитом. В тонкослоистых известняках слоистость подчеркивается полосами перекристаллизованного кальцита.

В образцах этого типа под электронным микроскопом видны многочисленные кокколиты, часто хорошо сохранившиеся. Между ними в отдельных участках шлифа видны натечные формы, видимо, кремнезема. Эти же натечи иногда захватывают или окаймляют "лепестки" кокколитов (рис. 54, 2, см. в конце книги). Иногда удается различить округлые глобулы, окаймляющие более крупные блоки кальцита, вытянутые в определенном направлении. Такая неоднородная поверхность описываемых известняков, возможно, свидетельствует о двухкомпонентном составе породы. Видимо, в тонкой смеси находятся кремнезем и кальцит. При изучении образца известняка с помощью микроанализатора М-46 системы "КОМЭКА" удалось установить точечное распределение в породе Si и Ca.

Этот тип известняков встречен в различных вариантах среди спилитов и яшмовых пород.

4. Темно-серые плотные массивные известняки, иногда с запахом битума. В шлифах виден перекристаллизованный кальцит. Участками выделяются более крупные кристаллы, подчеркивающие форму органических остатков. Можно предположить обломки створок пелелипод, обрывки мшанок, обломки члеников криноидей. Огибающие кристаллы, располагаются многочисленные стилолитовые швы, по которым концентрируется темная непрозрачная масса глинистого вещества.

и желтовато-бурого битума. При увеличении до 5000 раз видны кристаллы кальцита, а участками — мелкие глобулы (см. рис. 54, 3, 4), иногда образуется как бы брусчатая поверхность. При значительном увеличении, до 10000 раз, видны выступы и натеки на глобулах. Этот тип широко распространен, встречается в крупных массивах известняков.

На контактах с вулканическими породами известняки различного типа иногда включают в себя обломки эффузивов, вулканических стекол или туфов. Обломки отчетливо видны макроскопически, порода как бы испещрена "иероглифами" и значительно гематитизирована. В зоне распространения кремнистых пород часто встречаются различной степени окремненные известняки. В этих известняках, как правило, содержится большое количество радиолярий в массе мелкозернистого кремнезема. Участками виден пелитоморфный карбонат.

Изучение под электронным микроскопом методом фрактографии образцов этих пород показало постоянное присутствие в них форм, отвечающих кокколита́м. Размеры этих форм (6–8 мкм) значительно превышают размеры наннопланктона, достигающие максимално 1,5–2 мкм [Folk, 1965]. Однако, учитывая возможную перекристаллизацию кокколитов, следует допустить участие наннопланктона в формировании первичного известкового осадка. Интересно заметить, что подобные процессы окремнения карбонатных пород, содержащих радиолярии и кокколиты, описаны для известняков францисканской формации Калифорнии [Wachs, Hein, 1974].

Нами был изучен минералогический состав тяжелой и легкой фракций нерастворимого остатка известняков. Во всех исследованных образцах обнаружены следующие минералы: тяжелая фракция — моноклинные пироксены (авгит), зеленая роговая обманка, титанистые минералы анатаз-брукитовой группы, хлорит, рудные минералы (пирит, ильменит, гематит), корунд, эпидот, единичные зерна циркона, граната, хромшпинели. Следует подчеркнуть, что облик зерен пироксена и крупных кристаллов роговой обманки типичен для вулканических пород. В легкой фракции содержатся короткопризматические кристаллы кварца с включением карбонатной пыли, серицитизированные полевые шпаты, микроклин, обломки эффузивов. Часто встречаются новообразованные кристаллы альбита, агрегаты кремнистых пород.

Как отмечалось выше, минералогический состав нерастворимого остатка известняков, взятых из разреза карьера по р. Знаменке, где, по мнению ряда геологов, не исключено распространение вальзинской серии, т.е. более древнего метаморфического комплекса, оказался почти идентичным составам, характерным для известняков мезозойского возраста. В тяжелой и легкой фракциях известняков с р. Знаменки, помимо перечисленных минералов, были обнаружены лишь обломки метаморфических пород.

Карбонатная порода в щелочных базальтоидах обычно темно-серого цвета, массивная, с крупнокристаллической структурой. Органические остатки отсутствуют. В шлифах виден мозаичный кальцит, рассеченный тонкими прожилками, выполненными кварцем. В некоторых образцах мозаичный кальцит сочетается с удлиненными, четко ограниченными веерообразными, изогнутыми формами, сложенными крупными кристаллами кальцита (см. рис. 52, 3). Под электронным микроскопом при увеличении в 7000 раз видны пластинчатые поверхности кристаллов кальцита (см. рис. 54, 5). Между ними как бы зажаты участки поверхности с тонкими бороздами (см. рис. 54, 6). Похожие снимки приведены в работе Р. Шои и Р.Л. Фолк для характеристики кристаллов исландского шпата [Shoji, Folk, 1964].

Залегают описанные породы линзами в щелочных базальтоидах или встречаются в виде обломков в лавобрекчиях и гиадокластитах.

Химический состав известняков иллюстрирует табл. 13. Карбонаты присутствуют главным образом в форме  $\text{CaCO}_3$ . Магнезиальный карбонат составляет доли процента. Органический углерод отсутствует. Значение  $\text{P}_2\text{O}_5$  не превышает 0,37%, а у большинства известняков составляет 0,01–0,03%. Содержание минерального нерастворимого остатка значительно колеблется, од-

нако основной примесью в известняке является  $\text{SiO}_2$ . Величина  $\text{R}_2\text{O}_3$  составляет, как правило, всего 0,5–2,0%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – в ряде образцов практически отсутствует;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – не превышает 1%. На основании изучения шлифов и большого количества карбонатных анализов, которыми мы располагаем, можно сделать вывод, что известняки Сахалина практически не содержат глинистого вещества.

Определение малых элементов в известняках и в карбонатных породах из линз щелочных базальтоидов было выполнено методом полуколичественного спектрального анализа. В известняках, в которых содержание минерального нерастворимого остатка не превышает 5–8%, присутствуют лишь Sr в количестве 0,05–0,1% и Cu, содержание которой колеблется от следов до 0,0005%. По мере увеличения нерастворимого остатка возрастает набор ряда элементов, появляется Co, Ni, Cr, Ga, V. Содержание Cu достигает 0,003%. Карбонатные породы из линз щелочных базальтоидов, по данным спектрального анализа, содержат определяемые количества Co, Ni, Cr, Cu.

## ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД

Сложность геологического строения, невыясненная стратиграфическая последовательность залегания отдельных разрезов позднепалеозойских–раннемезозойских отложений, несомненно, затрудняют решение вопросов об особенностях развития Сахалинской геосинклинали. Однако именно понимание этих особенностей может помочь в правильной интерпретации геологической истории. Нами сделана попытка выяснить своеобразие палеообстановки бассейнов седиментации на основе детального литолого–петрографического изучения пород и условий их залегания. Были изучены осадочные и вулканические парагенетические группы пород и выделены крупные комплексы породных ассоциаций. Первоначально эта работа была проведена на материале исследований Тонино–Анивского полуострова, а позднее выделенные комплексы изучались в других районах Сахалина.

### Спилито-карбонатно-кремнистый комплекс

Этот комплекс прослежен во всех изученных районах. В тесной постоянной связи в нем присутствуют эффузивы, известняки и яшмы, реже встречаются литокластические туфы, вулканомиктовые песчаники, аргиллиты и глинисто-кремнистые породы.

Выходы пород комплекса относительно малочисленны и незначительны по мощности. Обычно в тектонических блоках залегают отдельные ассоциации пород комплекса. Наиболее часто они как бы “закатаны” в терригенные отложения или лавобрекчии щелочно–базальтоидного состава. Это можно наблюдать на Тонино–Анивском полуострове, в Таулан–Армуданской гряде и в некоторых районах Восточно–Сахалинских гор. Гигантские зеркала скольжения, повсеместное брекчирование пород, широкое распространение милонитов очень характерны для большинства изученных разрезов этого комплекса.

Спилиты образуют лавовые потоки мощностью до 50 м с шаровой или подушечной отдельностью. Диабазы слагают средние части лавовых потоков, пачки между потоками спилитов, линзовидно залегают среди других пород комплекса или встречаются в виде самостоятельных тел, форма залегания которых не устанавливается из-за сильной тектонической трещиноватости. Кератофиры образуют маломощные дайки, встречены главным образом в зоне распространения островской свиты на Тонино–Анивском полуострове.

Литокластические туфы залегают среди спилитов линзами от 0,5 до 7–8 м мощности и постепенными переходами связаны с вулканомиктовыми песчаниками. Следует отметить, что критерием для выделения туфов служило главным образом присутствие в породе реликтов вулканического стекла и более или менее однотипный состав обломочного материала, соответствующий вулканитам

комплекса. Однозначно судить по этим данным о проявлении вулканических эксплозий трудно: вполне вероятно, что все обломочные породы комплекса формировались за счет разрушения внутрибассейновых поднятий, сложенных вулканическими породами.

Интересной особенностью строения описываемого комплекса является тонкое линзовидное переслаивание вишнево-красных спилитов с яшмами того же цвета. Толщина слоев измеряется несколькими сантиметрами, а мощности пачек переслаивания достигают 10 м. Яшмы и спилиты в таких пачках настолько похожи друг на друга по цвету и по структуре (спилиты всегда афировые), что вся пачка выглядит как слоистая вишнево-красная яшма. Следует отметить, что маломощные излияния стекловатых оливинных базальтов среди глубоководных илов были сравнительно недавно обнаружены в современных донных осадках центральной части Тихого океана [Мурдмаа и др., 1973].

Со спилитами и диабазами, а чаще яшмами ассоциируют известняки. Иногда удается наблюдать постепенные переходы между известняками и яшмами через карбонатизированные яшмы и кремнистые известняки с остатками радиолярий. Переслаивание спилитов и яшм с известняками хорошо видно в обнажении севернее мыса Грина на Тонино-Анивском полуострове. Здесь в береговых обрывах выходят снизу вверх:

	Мощность, м
Спилиты гематитизированные . . . . .	2
Известняк розовый, полосами красный . . . . .	1
Спилиты гематитизированные . . . . .	0,5
Известняк серый, плотный . . . . .	2,2
Известняк серый, оолитовый . . . . .	2
Яшма бурая . . . . .	0,4
Известняк гематитизированный с многочисленными включениями обломков спилитов . . . . .	0,5
Известняк оолитовый . . . . .	4

Большей частью известняки залегают среди яшм и спилитов линзами и небольшими блоками. В пачках пестроцветных яшм иногда обнаруживаются плотные зеленоватые глинисто-кремнистые породы с многочисленными остатками радиолярий. Мощность прослоев этих пород невелика и обычно колеблется в пределах 0,2–0,5 м. Иногда глинисто-кремнистые породы залегают непосредственно на спилитах или образуют среди них небольшие по мощности линзы. В толщах спилитов встречаются и глинистые породы. Обычно это маломощные слойки темно-серых аргиллитов, облегающие потоки лавы. По составу глинистых минералов эти аргиллиты, как было отмечено выше, отличаются от глинистых пород, входящих в состав терригенного комплекса. В них постоянно присутствуют смешаннослойные минералы.

Следует отметить значительную брекчированность пород, особенно яшм и известняков. Брекции часто окварцованы и несут следы наложенного гидротермального процесса. Повсеместно встречаются катаклазированные породы. Оценить мощность комплекса трудно; по-видимому, для отдельных районов Сахалина она значительно варьирует.

### Терригенный песчано-глинистый комплекс

Этот комплекс образует самую значительную часть изученного разреза. Сложен он преимущественно осадочными породами, в меньшей степени вулканогенно-осадочными и вулканогенными. Преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты. Встречаются гравелиты, конгломераты, туффиты и кремнисто-глинистые породы. В южных районах Сахалина (Тонино-Анивский полуостров) повсеместно встречаются толщи окварцованных пород: кварциты, окварцованные песчаники и алевролиты и окварцованные глинисто-кремнистые породы. Характерными чертами строения комплекса является линзовидное залегание

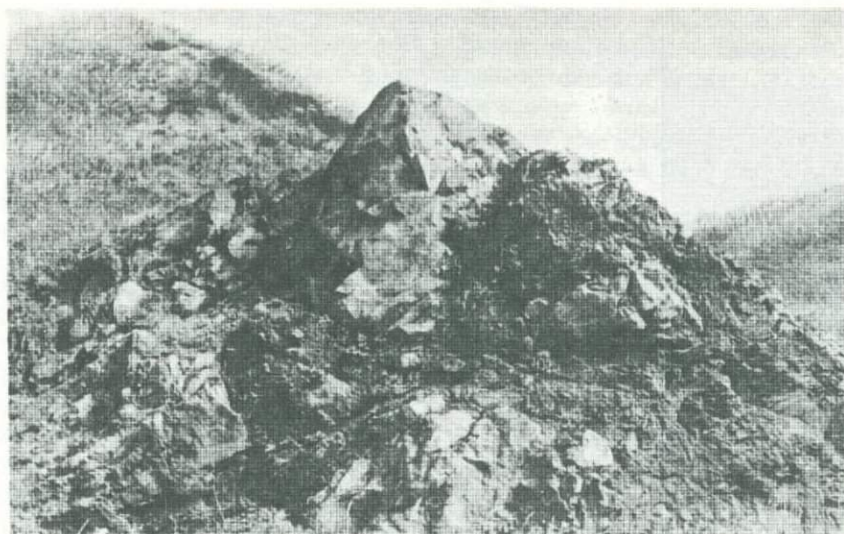


Рис. 55. Выход пород песчано-глинистого комплекса



Рис. 56. Песчаники и алевропелиты песчано-глинистого комплекса  
1 - линза песчаника в алевропелите; 2 - "затек" алевропелита (темное) в песчанике (светлое)

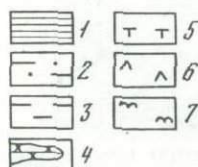
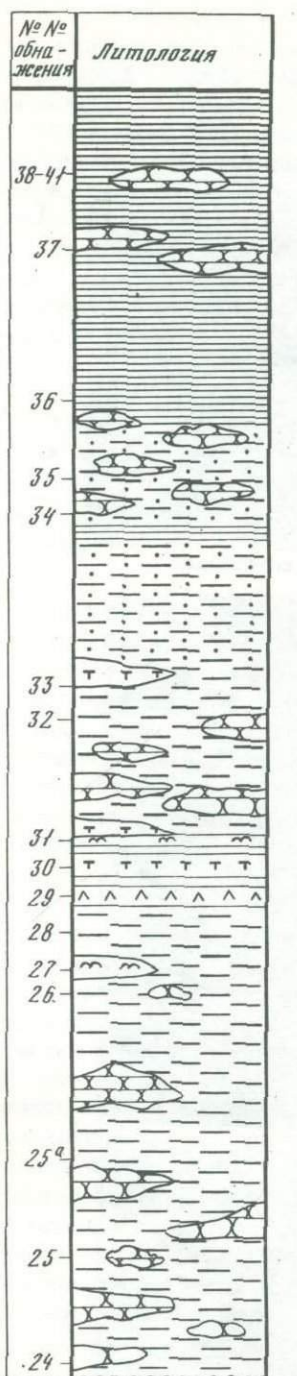


Рис. 57. Разрез пород терригенного песчано-глинисто-го комплекса в Восточно-Сахалинских горах

- 1 - аргиллиты; 2 - алевропелиты; 3 - алевролиты;  
4 - песчаники; 5 - туфы; 6 - щелочные базальтоиды;  
7 - кремнистые породы

терригенных пород различного гранулометрического состава и отсутствие ясно выраженной слоистости в осадочных пачках (рис. 55). Постепенных переходов между породами, за редким исключением, не наблюдается. Соотношение песчаных и глинистых пород очень непостоянное.

В комплексе с большой долей условности выделяются две пачки: нижняя - песчаная и верхняя - песчано-глинистая. В нижней пачке преобладают средне- и грубозернистые песчаники, плохо сортированные, неравномернозернистые, часто обогащенные обломками аргиллитов гравийной размерности (см. рис. 47, 1, 2). Песчаники, обычно крепкие, массивные, серые и светло-серые, залегают в виде линз размером  $10 \times 20$  м и более и облекаются слоями алевропелитов, мощность которых не превышает 2-3 м. Алевропелитовый материал, кроме того, образует в песчаниках затеки и линзы (рис. 56, 1, 2). Повсеместно встречаются оползневые текстуры: слои закручены, разлинзованы, отмечаются шаровые формы, известные под названием "шары оползней". Пластичные глинистые осадки облекают песчаные, но встречаются и блоки аргиллитов, вокруг которых изгибаются песчаники.

В верхней пачке комплекса чередуются темные, мелко-среднезернистые песчаники и алевропелиты. Характер чередования линзовидный. Песчаники залегают в виде линз мощностью от нескольких сантиметров до 2-3 м. Линзы в пределах выхода пачки обычно ориентированы в одном направлении. Среди алевропелитов песчаники образуют вздутия и пережимы, что очень напоминает картину, наблюдаемую в будинированных слоях. Количественное соотношение песчаного и алевропелитового материала в этой пачке примерно одинаковое. К верхам пачки приурочены песчаники, в значительной степени обогащенные обломками эффузивов щелочных базальтоидов. "Фоновая" минеральная ассоциация в этих песчаниках незначительна, и они могут быть отнесены к вулканомиктовым. В тяжелой фракции содержится иногда до 70% мелилита. Подобные вулканомиктовые песчаники, обычно зеленовато-серого цвета, отмечаются в районе охотского побережья Тонино-Анивского полуострова и по р. Витнице в Восточно-Сахалинских горах.

Когломераты и гравелиты в терригенном комплексе встречаются сравнительно редко. Выклинивающиеся прослои конгломератов с галькой различных пород мезозойского разреза приурочены к верхней части комплекса в районе Тонино-Анивского полуострова. Линзы конгломератов и гравелитов отмечаются среди песчаных пород в различных районах о-ва Сахалина. Наблюдается локальное обогащение массивных песчаников нижней части комплекса гравий-

ным и галечным материалом. В составе гальки обычно преобладают обломки какого-либо одного типа, чаще всего яшмы или окремненных пород.

В качестве примера строения терригенного комплекса можно привести разрез, изученный нами в районе р. Витницы (Восточно-Сахалинские горы) (рис. 57).

Особо следует остановиться на окварцованных породах, часто встречающихся среди отложений комплекса. Окварцованными большей частью являются песчаники и кремнисто-глинистые отложения. Окварцованные породы обычно светлых тонов, часто брекчированы. Некоторые их разновидности не поддаются расшифровке. Иногда создается впечатление, что первично это были кремнистые породы типа яшм. В ряде случаев приходится предполагать, что окварцевание произошло до формирования верхней пачки комплекса, поскольку в ней можно обнаружить вместе с выходами кварцитов их брекчии, переходящие в песчаники, обогащенные обломками кварцита.

Среди терригенных пород комплекса изредка встречаются небольшие линзы щелочных базальтоидов. Залегающие вблизи этих линз песчаники содержат вулканогенный материал.

Мощность терригенного комплекса составляет около 2500 м.

### Щелочно-базальтоидный комплекс

В состав этого комплекса входят щелочные базальтоиды лавовых потоков, гиалокластиты, глинистые породы, аргиллиты, карбонатные породы. В районах распространения комплекса известны массивы известняков.

Щелочные базальтоиды были впервые обнаружены в районе Тонино-Анивского полуострова [Гаврилов, Соловьева, 1975], а в последнее время стали известны и в других районах Сахалина. Основной формой залегания щелочных базальтоидов являются крупные протяженные тела, сложенные лавобрекчиями или лавовыми потоками. Лавовые потоки обнаружены пока в единичных точках в районах исследования. Потоки мощностью около 20–25 м зафиксированы на побережье Анивского залива. Нижняя часть потоков сложена гиалокластитам, средняя – хорошо раскристаллизованными разновидностями натриевых и калиевых базальтоидов, верхняя – подушечными лавами плохо раскристаллизованных разновидностей.

Лавобрекчии распространены на сравнительно обширных площадях протяженностью в несколько сот метров в виде изолированных выходов. Они часто приурочены к зоне контактов между палеозойско-мезозойскими и более молодыми отложениями. На побережье Анивского залива у пос. Утесный лавобрекчии слагают подводную террасу и пляж. Они образуют отдельные тела размером в несколько сот метров, которые облекаются черными аргиллитами и глинисто-кремнистыми породами.

Широкое распространение имеют гиалокластиты. Как правило, они или облекают крупные линзы и глыбы щелочных базальтоидов, или сменяются вверх по разрезу массивными щелочными базальтоидами с глыбовой отдельностью. В гиалокластический материал иногда бывают "закатаны" глыбы миндалекаменных спилитов, бурых яшм, светло-серых кремнистых пород. В массе гиалокластитов в ряде районов имеются линзы и "затеки" глинистого материала, аналогичного по составу аргиллитам спилито-карбонатно-кремнистого комплекса.

С щелочными базальтоидами тесно ассоциируют линзы и блоки карбонатных пород. Мелкие линзы сложены крупнокристаллическими карбонатными породами, описанными выше. Эти линзы обнаруживаются как среди массивных щелочных базальтоидов, так и в их туфах, имеющих часто карбонатный цемент. В линзах подобного типа вдоль трещин видны многочисленные "затеки" вулканического стекла с включениями обломков базальтоидов. Кроме того, различаются обломки кристаллов титанистого авгита, роговой обманки, бистита. Границы соприкосновения известняков и гиалокластитов в некоторых случаях напоминают активный магматический контакт.

Крупные блоки известняков различного типа, часто с признаками органогенной структуры располагаются в зоне выходов щелочных базальтоидов. В

стенках карьера на правом берегу р. Игровой и на побережье Анивского залива видно переслаивание гиалокластитов с пластами оолитовых известняков до 2–3 м мощности. Здесь же, в блоке сильно катаклазированных щелочных базальтоидов, имеются большие линзы крупнокристаллических известняков. Можно наблюдать облекание гиалокластитами блоков известняков. Контакты туфов с известняками обычно сильно карбонатизированы. Интенсивная карбонатизация вообще характерна для пород щелочно-базальтоидного комплекса.

Распространен комплекс достаточно широко и обнаруживается во всех основных районах выходов позднепалеозойских – раннемезозойских отложений: на п-ове Шмидта, в Таулан-Армуданских и Восточно-Сахалинских горах и на Тонино-Анивском полуострове.

По сравнению со спилитово-карбонатно-кремнистым комплексом породы щелочно-базальтоидного комплекса менее катаклазированы и изменены.

### Туфо-терригенно-кремнистый комплекс

Этот комплекс не имеет широкого распространения. Пока он выделен только в районе Тонино-Анивского полуострова. Однако, по имеющимся данным, породы, входящие в состав комплекса, известны и на площадях Восточно-Сахалинских гор. Сложен комплекс вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, пепловыми туфами, туффитами и туфосилицитами. Характерна тонкая горизонтальная, а иногда косая слоистость отложений. Между отдельными разностями пород наблюдаются постепенные переходы. Все породы в том или ином количестве содержат осколки (рогульки) кислого вулканического стекла и остатки радиолярий. Постепенный переход между пепловыми туфами и вулканомиктовыми песчаниками выражается в постепенном уменьшении количества и размера частиц вулканического стекла и увеличении числа фрагментов вулканических пород. Одновременно появляются обломки осадочных разностей (аргиллиты, кремнистые породы), исчезают обломки минералов и резко увеличивается содержание остатков радиолярий. Туфы и туфосилициты залегают линзами до 1–2 м мощности. Слои отличаются пологим залеганием. Мощность комплекса не превышает 300 м.

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОМПЛЕКСОВ

Выделенные комплексы пород распространены в различных районах восточной зоны Сахалина. Состав, структура и текстурные особенности вулканогенных и осадочных комплексов пород, условия их залегания свидетельствуют о своеобразии обстановки бассейнов.

Наиболее важную информацию дает изучение терригенного песчано-глинистого комплекса. Как было показано выше, постоянным компонентом песчаных и алевролитовых пород комплекса является обломочный материал аркозового состава. Источником этого материала были главным образом граниты и кварциты. Хорошая сортировка зерен аркозового состава нарушается несортированным материалом, как правило, других минеральных ассоциаций. В целом песчаные и алевритовые породы очень плохо отсортированы, в их формировании участвовали продукты разрушения пород сиалической коры и местных внутрибассейновых поднятий. Одной из важных структурных особенностей этого комплекса является почти постоянное присутствие в песчаниках и алевролитах глинистого материала в виде "затеков", расщепленных тонких прослоев, линз и обломков. Видимо, часть глинистого ила попадала в осадок еще в пластичном состоянии. Об этом свидетельствует вдавленность в глинистые обломки песчаных зерен (кварца, плагиоклаза и др.). Однако в ряде случаев отмечаются глинистые обломки остроугольные, литифицированные до того, как они попали в осадок. В этих обломках иногда отчетливо видна тонкая слоистость, подчеркнутая расположением слюдяных частиц. Показательными явля-

ются алевропелиты, широко распространенные в разрезе. В них происходит не смешение алевроитового и пелитового материала, а обособление в виде угловатых участков и зон в пределах даже одного шлифа (см. рис. 51, 2).

Широкое развитие в отложениях комплекса оползневых текстур, отсутствие слоистости, линзовидные сочетания глинистых и песчаных пород, как нам представляется, свидетельствуют о достаточно сложной истории формирования ассоциации пород, происходившего в несколько этапов в разнофациальных условиях. Основная масса обломочного аркозового материала осаждалась в зоне шельфа, а затем в еще нелитифицированном состоянии обрушивалась, сползала в более глубоководные части бассейна. Оползни захватывали, вероятно, и литифицированные слои, дробившиеся и попадавшие в осадок в виде обломков аргиллитов и алевролитов. В бассейне осадок обогащался материалом, поступающим от размыва конседиментационных поднятий и вулканических построек. Присутствие среди пород кремнисто-глинистых и алевроитовых разностей, обогащенных радиоляриями, подчеркивает относительную глубоководность зоны, где в конечном счете формировались осадки. Следует подчеркнуть, что особенно интенсивные оползневые явления происходили во время образования нижней песчаной пачки (крупные блоки и линзы песчаников обволакиваются глинистыми и алевропелитовыми породами, слоистость полностью отсутствует).

Отложения верхней, более глинистой пачки свидетельствуют о несколько более глубоководной обстановке седиментации. Можно предположить участие турбидных потоков, вносящих мелкозернистый песчаный материал в илистый осадок. Однако оползневые текстуры характерны и для отложений этой пачки.

Размыв сиалической коры обеспечивал устойчивое в течение всего позднепалеозойского – раннемезозойского времени поступление аркозового материала. Область сноса находилась к востоку от изученных нами районов Сахалина. Хорошая окатанность материала и постоянный гранулометрический состав обломков могут свидетельствовать о некотором удалении области сноса от современных границ острова.

Щелочно-базальтоидный комплекс формировался в течение всего рассматриваемого этапа развития бассейна. Продукты щелочно-базальтоидной магмы изливались по разломным зонам, для которых в ряде случаев установлено субширотное простираение. Лавовые потоки в сейсмически неспокойных условиях бассейна раскалывались, дробились и обрушивались, попадая в виде глыб и блоков в массы терригенного материала, сползавшего с шельфа. Трещины раскалывания в вулканических телах заполнялись глинистым материалом, образование которого происходило в глубоководных частях бассейна. По составу глинистых минералов эти глины отличаются от алевропелитов терригенной пачки. Излияниям щелочно-базальтоидных лав сопутствовало внедрение дифференцированных тел монцитов и нефелиновых сиенитов. Содержание в породах терригенного комплекса обломочного материала щелочно-базальтоидного состава увеличивается вверх по разрезу.

Крупные массивы известняков с перекристаллизованными органогенными остатками, а также отдельные блоки этих известняков, "закатанные" в терригенные или эффузивные породы, вероятно, можно отнести к фации рифов. Значительная брекчированность известняков в краевых частях крупных тел и последующее окремнение пород очень характерны для рифовых построек. Постоянная сопряженность этих известняков с вулканическими породами, в том числе и щелочными базальтоидами, свидетельствует об их формировании на вулканических постройках. Рост этих построек неоднократно прерывался поступлением новых порций расплава. Так же, как и другие породы, формировавшиеся в условиях сейсмически активного бассейна, известняки дробились, обрушивались и попадали в лавовые потоки и в массы оползавшего терригенного материала.

В целом щелочно-базальтоидный и терригенный песчано-глинистый комплексы образовывались в краевой части, видимо, достаточно обширного бассейна.

Наиболее проблематичным является положение в разрезе спилитово-карбонатно-кремнистого комплекса. Выше было показано, что породы комплекса встречаются в мелких тектонических блоках среди терригенных и базальтоидных пород, а также входят в состав серпентинитового меланжа. Мелкие обломки яшм и спилитов участвуют в формировании песчаников и алевролитов терригенного комплекса. Пласты брекчированных яшм окварцовываются вместе с породами песчаных пачек. Пелитоморфные кокколитовые известняки, ассоциирующие со спилитами и яшмами, возникали в относительно глубоководных условиях, в центральных частях бассейна. Пока у нас нет основания утверждать, что излияние лав (спилиты) и формирование сопутствующих им яшм начались раньше, чем проявился щелочно-базальтоидный вулканизм.

Туфово-терригенно-кремнистый комплекс занимает незначительный объем в мезозойском разрезе. Состав алевро-псаммитовых пород этого комплекса указывает на то, что источниками сноса обломочного материала послужили продукты размыва континентальной коры, с одной стороны, и эксплозии кислых вулканических продуктов, с другой. Последние, видимо, следует рассматривать как дифференциаты спилитовых базальтов. Тонкий характер переслаивания пород, наличие горизонтальной слоистости, знаки ряби, хорошая сортировка и окатанность обломочного материала указывают на мелководные спокойные условия образования пород этого комплекса. По нашему мнению, породы туфово-кремнистого комплекса образовались уже в раннемеловое время, в период относительно спокойной тектонической обстановки.

Материал, полученный нами в результате изучения восточной зоны Сахалина, свидетельствует о том, что в раннем мезозое здесь находилась краевая часть бассейна. Естественно, что для решения вопросов, связанных с развитием всего бассейна, необходимы сведения по другим структурно-фациальным зонам.

Дополнительные данные можно получить, обратившись к литературным источникам. В области мезозойских Сихотэ-Алиня в позднем палеозое - раннем мезозое образовались сходные в формационном отношении комплексы пород. Для этого отрезка времени известны и проявления в Приморье щелочно-базальтоидного вулканизма. Описаны щелочно-базальтоидные вулканы с содержанием  $K_2O$  до 5-7% и щелочно-карбонатитовые массивы [Геология СССР, 1969; Мартынюк, 1973]. В Татарском проливе расположена зона Рисири-Монеронского поднятия. В скважине, пробуренной на о-ве Монерон, в интервале 340-1480 м вскрыты верхнемеловые (?) туфы, туффиты основного и среднего состава, вулканомиктовые песчаники и алевролиты. На глубине 1480-4215 м встречены эффузивы основного состава и вулканические брекчии. В самых нижних горизонтах толщи, датируемых поздней юрой, обнаружены спилиты и диабазы. Породы в значительной степени милонитизированы. По мнению исследователей, изучавших материалы бурения, структуру можно сопоставить с вулканическими поднятиями в океане [Пискунов, Хведчук, 1976].

При восстановлении истории зарождения доверхнемелового бассейна в районе Сахалина нельзя обойти вопрос о метаморфических комплексах острова. В настоящее время имеется материал, который свидетельствует о вероятном сходстве состава исходных пород вальзинской серии с позднемеловыми - раннемезозойскими образованиями Сахалина [Егоров и др., 1969; Шашкина, 1967]. В районе Сусунайского хребта В.К. Гаврилов обнаружил среди метаморфических комплексов вальзинской серии вулканические породы щелочно-базальтоидного состава. Нам представляется, что с достаточной долей уверенности можно говорить о едином бассейне, существовавшем в рассматриваемый период геологического времени на всей территории от Сихотэ-Алиня до восточной границы Сахалина.

На территории Сихотэ-Алиня и Сахалина рядом исследователей отмечается неоднородность строения земной коры. В бассейне р. Анюя (Северный Сихотэ-Алинь) известны среди мезозойских отложений выходы кристаллического фундамента [Мартынюк, 1973]. В нижнем Приамурье выделяется Тахтинский срединный массив предположительно рифейского возраста [Косыгин и др.,

1975]. Восточная часть этого массива, вероятно, захватывает часть территории Северного Сахалина. Следует отметить, что платформенный тип развития области Северо-Западного Сахалина (район р. Лангры) отчетливо ощущается и в кайнозойской истории острова [Бродская, 1963].

Интересные данные, свидетельствующие о неоднородности строения земной коры во впадине Японского моря, приведены в материалах второго рейса научно-исследовательского судна "Первенец". Средняя мощность коры в пределах возвышенности Криштофовича, сложенной метаморфическими комплексами, видимо, раннепротерозойского времени, составляет 6 км. Осадочные породы в пределах впадины залегают на породах, имеющих физические свойства "базальтового" слоя земной коры [Леликов и др., 1975].

Мозаичное блоковое строение зоны перехода от континента к океану, очевидно, и определяло специфику развития бассейна. В его пределах могли находиться как области, лишенные "гранитного" слоя, так и "микроконтиненты".

Мы предполагаем, что в изученных районах в рассматриваемый период проявились процессы, близкие к рифтогенным. Об этом свидетельствует преимущественное развитие в бассейне продуктов вулканизма щелочно-базальтоидного состава, являющегося "индикатором" при распознавании рифтоподобных структур [Милановский, 1976; Зоненшайн и др., 1976].

Ряд исследователей [Дьюи, Берд, 1974б; Пейве и др., 1976] полагают, что в основании эвгеосинклинальных разрезов некоторых складчатых зон линейного типа устанавливаются так называемые рифтогенные комплексы (рифтовые, грабеновые), которые соответствуют началу раздвижения континентальных блоков и первым этапам образования структур океанического типа.

Представляется, что выделенные нами комплексы — терригенный песчано-глинистый и щелочно-базальтоидный — могут быть отнесены к рифтоподобным (внутриконтинентальным) комплексам. Раздвиг континентальных блоков, видимо, произошел в конце палеозоя. Возникшие вначале грабены по мере раздвижения преобразовывались в обширный, относительно глубоководный бассейн. Доступная изучению в пределах Сахалина зона относилась к краевой, восточной части бассейна. Соответственно западная краевая часть была расположена в районах Сихотэ-Алиня.

## ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН КАМЧАТКИ

Камчатка, как известно, входит в состав альпийской Курило-Камчатской геосинклинальной системы, длительно развивавшейся в зоне сочленения Тихого океана и Азиатского материка. В геологическом строении Камчатки принимают участие образования довольно широкого стратиграфического диапазона, однако, в связи со слабой фаунистической охарактеризованностью разреза и сильной метаморфизованностью доверхнемеловых образований, достоверно здесь могут быть выделены отложения, не древнее поздне-меловых [Геология СССР, 1964].

Доверхнемеловые образования относятся к фундаменту поздне-меловой геосинклинали и представлены преимущественно метаморфическими и интрузивными породами. Выходов на дневную поверхность кристаллических пород фундамента на территории Камчатки немного. Лишь в пределах Срединного и Ганальского хребтов имеются большие по площади выходы метаморфид, представленных различными плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, а также филлитами, метаморфизованными осадочными и эффузивными породами. На Восточной Камчатке в комплекс пород фундамента входят амфиболиты, сланцы разного состава, кварциты, иногда отмечаются реликты гнейсов. Выходы этих пород имеются на Хавывенской возвышенности, в небольших тектонических блоках известны на о-ве Карагинском, полуостровах Озерном и Камчатском. В виде ксенолитов в гипербазитовых массивах они встречены также в северной части хребта Кумроч и на Кроноцком полуострове. На п-ове Камчатском М.С. Марков, Г.Е. Некрасов и М.Ю. Хотин [1972] относят к породам фундамента, кроме метаморфических образований, также и гипербазиты, габброиды и базальты, предполагая, что весь комплекс метаморфических, ультраосновных и основных пород отвечает "базальтовому" слою земной коры. Что касается других районов Камчатки, то развитие здесь метаморфические комплексы свидетельствуют о том, что к моменту заложения поздне-меловой геосинклинали уже существовал гранитно-метаморфический слой той или иной мощности.

Подошва верхнемеловых геосинклинальных отложений в большинстве районов Камчатки не вскрыта, но там, где ее удается наблюдать, например в южной части Срединного хребта, устанавливается несогласное залегание верхнемеловых отложений на метаморфических комплексах фундамента [Геология СССР, 1964]. Из-за отсутствия единой дробной схемы расчленения верхнемеловых отложений детальные литолого-фациальные построения для территории Камчатки пока что невозможны, однако общие закономерности осадконакопления в различных структурно-фациальных зонах выявляются достаточно отчетливо.

В задачу данного раздела не входит характеристика всех геосинклинальных формаций Камчатки. Здесь описываются только те формации, образование которых начинается альпийский геосинклинальный цикл. Основное внимание уделено отложениям, развитым севернее широты Кроноцкого полуострова, поскольку для этой части территории Камчатки избран собственный фактический

материал по литологии верхнемеловых отложений. В основу стратиграфического расчленения и корреляции отложений положены представления, изложенные в "Геологии СССР" [1964] с учетом многочисленных новых данных (особенно для Восточной Камчатки), полученных в результате тематических и геолого-съёмочных работ различных авторов уже после опубликования этой наиболее полной сводки по геологии Камчатки. Описание верхнемеловых отложений дается по структурно-фациальным зонам в соответствии со схемой Г.М. Власова, В.А. Ярмолюка и Ю.В. Жегалова [1963], на которой выделены Западно-, Центрально- и Восточно-Камчатская зоны. Отдельно рассматривается зона Восточных полуостровов, выделенная в самостоятельную структурно-фациальную зону М.С. Марковым и М.Ю. Хотиним [Markov, Khotin, 1971], а Западно- и Центрально-Камчатская — совместно, поскольку осадконакопление в позднемеловую эпоху в их пределах характеризуется близкими чертами<sup>1</sup>.

## ЗАПАДНО- И ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКАЯ ЗОНЫ

Верхнемеловые отложения этих двух зон развиты на трех основных участках. Во-первых, на севере Камчатки они слагают водораздельную часть Срединного хребта и его предгорья, а также обнажаются на морском побережье в районе устья р. Паланы. Во-вторых, в виде небольших полей протягиваются от бассейна р. Тигиль до рек Моршечной и Белоголовой, образуя отдельные возвышенности в пределах Западно-Камчатской низменности. В-третьих, развиты в предгорьях южной части Срединного хребта.

Верхнемеловые отложения этих двух характеризуемых зон отчетливо расчленяются на два существенно отличающихся комплекса: нижний — терригенный — и верхний — вулканогенно-кремнистый (рис. 58). Терригенные отложения низов разреза на севере Камчатки выделены в лесновскую, в Тигильском районе — в омгонскую серии, а в южной части Срединного хребта — в хозгонскую свиту. Вышележащие вулканогенно-кремнистые образования на всей территории объединяются в ирунейскую серию. Возраст ирунейской серии на основании многочисленных находок фауны считается сантон-камчанским. Верхнемеловой же возраст лесновской серии и ее аналогов определяется довольно условно по согласному залеганию ниже ирунейской серии и на основании редких находок остатков плохо определимой фауны, близкой к верхнемеловой. Нижний возрастной предел серии не установлен. Возможно, эти отложения имеют более широкий возрастной диапазон. Например, для омгонской серии имеются указания на возможность присутствия в ее составе апт-альбских отложений (Геология СССР, 1964). Подошва лесновской и омгонской серий не известна, а хозгонская свита несогласно залегает на метаморфических породах Срединного хребта. Верхнемеловые отложения на характеризуемой территории несогласно перекрываются палеогеновыми и более молодыми толщами.

### Лесновская серия и ее аналоги

Отложения низов верхнемелового разреза имеют характерный облик и состав, отличающие их от вышележащих толщ. Они представлены различным образом переслаивающимися однообразными, серыми и темно-серыми песчаниками, алевритами и черными аргиллитами. Кроме того, среди них иногда встречаются редкие маломощные пласты и пачки кремнистых пород и мелкообломочных туфов, полностью идентичных развитым в вышележащей ирунейской серии, а также единичные маломощные прослои и линзы конгломератов, гравелитов, углей. Полных послонных разрезов отложений нигде составить не удалось из-за их однообразия, сильной дислоцированности и не всегда хорошей обнажен-

<sup>1</sup> В упрощенном виде эта схема приведена в разделе, посвященном петрохимии вулканических ассоциаций Камчатки (см. рис. 94).

Западно- и Центрально-Камчатская зоны

Восточно-Камчатская зона

Зона Восточных полуостровов

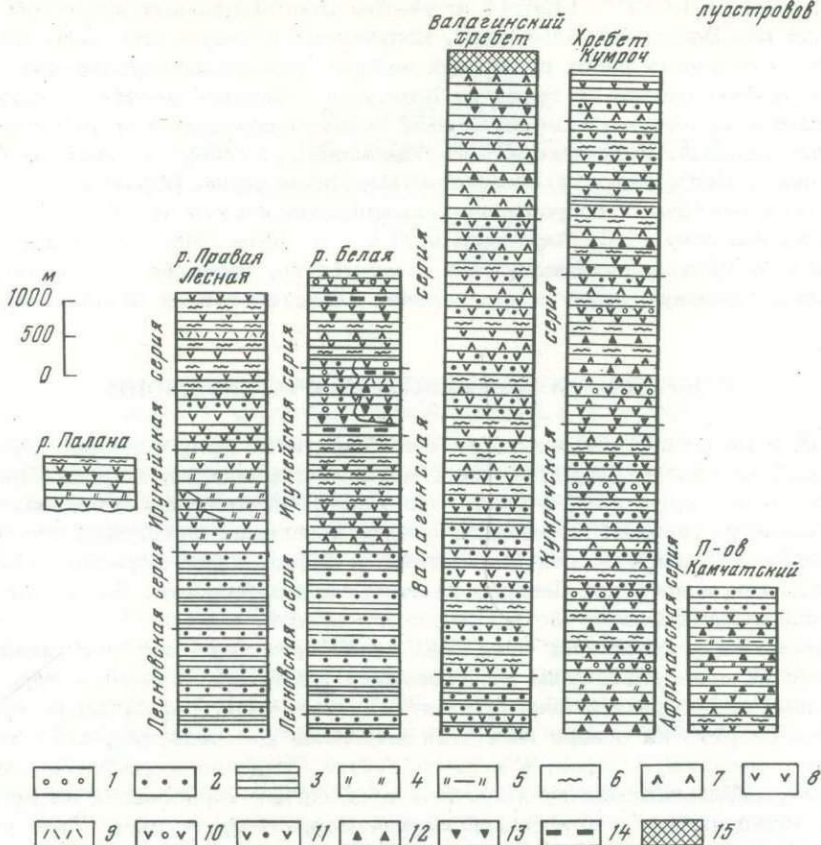


Рис. 58. Схематические разрезы верхнемеловых отложений различных структурно-фациальных зон Камчатки

1 - конгломераты и гравелиты; 2 - песчаники и алевролиты; 3 - аргиллиты; 4 - яшмы; 5 - яшмово-карбонатные пакеты; 6 - кремнистые аргиллиты; 7-9 - туфы: 7 - основного, 8 - среднего, 9 - кислого состава; 10-11 - тифрогенные и вулканотерригенные породы: 10 - конгломераты и гравелиты, 11 - песчаники и алевролиты; 12-14 - лавы и лавобрекчии: 12 - основного, 13 - среднего, 14 - кислого состава; 15 - ультраосновные вулканиты

ности, поэтому и мощность оценивается приблизительно: лесновская серия - 2000-2500 м (бассейн р. Правой Лесной), омгонская - 1500-2500 м (западное побережье), хозгонская свита - 1500 м (южная часть Срединного хребта).

Можно выделить несколько наиболее характерных типов сочетания главных составляющих нижнего терригенного комплекса - песчаников, алевролитов и аргиллитов.

1. Пачки однородных листоватых черных аргиллитов и глинистых сланцев мощностью 5-50 м, либо не содержащие прослоев песчаников, либо содержащие единичные маломощные пласты песчаников.

2. Пачки и пласты тонкого ленточного чередования аргиллитов и алевролитов (или песчаников) мощностью 1-20 м.

3. Пачки ритмичного флишoidalного чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников с различной (от 0,5 до 2 м) мощностью отдельных ритмов и с частым выпадением одного из членов ритма. Мощность таких пачек - 5-20 м.

4. Пачки (до 50 м) и пласты (2 - 7 м) однородных серых неслоистых или слоистых песчаников, содержащие редкие прослойки мощностью от нескольких сантиметров до 1-2 м черных аргиллитов.

Перечисленные наиболее характерные пачки в разных частях разреза и в различных местах территории объединяются в толще с преобладанием то песчаников, то аргиллитов. Во всех районах, где развит терригенный комплекс, он характеризуется специфическим и очень однообразным составом пород.

Аргиллиты черные, массивные или листоватые и сланцеватые, часто очень тонкослоистые, с характерным шелковистым блеском. Состоят из агрегата глинистых минералов и тонкокристаллического кремнезема (немного). В породах много обугленного растительного детрита, ориентированного по слоистости и подчеркивающего ее. В редких случаях отмечаются единичные остатки радиолярий. Часто присутствует примесь алевроита, неравномерно распределенного и содержащегося в разных количествах: от незначительного до превращающего породы в глинистые алевролиты. Тонкая слоистость часто выражается в ленточном (несколько миллиметров) чередовании глинистого и алевроитового (или песчаного) материала. Химический состав пород, наиболее свободных от песчано-алевритовой примеси, приведен в табл. 14 (анализы 1 и 2).

Алевроиты, с одной стороны, связаны с аргиллитами постепенными переходами (при увеличении количества обломочного материала в аргиллитах) или находятся в ленточном чередовании с ними, а с другой, - так же как песчаники, образуют пласты мощностью от 5-10 см до 10 м. В этом случае они обычно темно-серые, тонкогоризонтальнослоистые. Состав их близок к составу песчаников и отличается меньшей ролью обломков пород и нередко большим количеством кремнисто-глинистого (с серицитом) цемента.

Песчаники иногда находятся в ленточном переслаивании с тончайшими слоями аргиллитов, но чаще образуют самостоятельные пласты мощностью от 10 см до 10 м. Обычно встречаются две разновидности песчаников. Одни из них серые, массивные, неслоистые, лишь в наиболее мощных пластах отмечаются прослойки аргиллитов. Другие - темно-серые, тонкогоризонтальнослоистые: слоистость подчеркивается тончайшими слоями, обогащенными растительным детритом или глинистым материалом. Для некоторых пластов песчаников характерны размытые контакты с подстилающими аргиллитами, а также включения неправильной формы разноориентированных линзовидных обломков черных аргиллитов, свидетельствующие о захвате песчаным материалом еще не консолидированного глинистого осадка.

Песчаники мелко- и среднезернистые, они довольно хорошо сортированы, окатанность хорошая и средняя (зачастую о ней трудно судить из-за сильного развития крустификационных структур). Цемента в породах обычно немного, он пленочный или поровый, по-видимому, кремнисто-глинистый (различимы чешуйки серицита, хлопьевидные выделения хлорита). Иногда промежутки между песчаными зернами заполнены более тонкообломочным материалом или тем же веществом, которое образует и аргиллиты. Встречается также и вторичный карбонатный цемент.

Весьма показателен очень однообразный субаркозовый состав песчаников. Главными компонентами в них служат обломки кварца и пелитизированных полевых шпатов (плагиоклазов, преимущественно кислых, и более редких калишпатов), а также обломки различных пород, количество которых обычно не превышает 20%. Среди последних преобладают различные кремнистые и метаморфические разновидности: кварцитовидные породы, гнейсы, серицит-кварцевые сланцы, кремнистые аргиллиты. Встречаются обломки филлитов, эффузивов среднего и кислого состава (нередко окварцованы), обломки измененных интрузивных пород, иногда гранитоиды. Характерно присутствие мусковита, серицита, циркона, изредка встречается биотит. Типично полное отсутствие таких цветных минералов, широко распространенных в вышележащих отложениях, как пироксены и роговая обманка. Лишь в некоторых разрезах терригенного комплекса появляются развитые локально песчаники с заметным количеством

Таблица 14

Химический состав аргиллитов, кремнистых аргиллитов и яшм, %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	56,33	60,24	60,40	76,11	84,69	90,56
TiO <sub>2</sub>	1,02	1,11	0,72	0,40	0,60	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,41	18,21	16,08	9,13	6,14	2,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,33	1,71	7,94	1,48	0,83	0,41
FeO	4,51	4,48	0,44	3,40	1,72	0,72
MnO	0,06	0,04	0,26	0,11	0,06	0,04
CaO	1,08	1,21	1,45	1,97	1,81	2,97
MgO	2,48	3,06	2,20	1,44	0,71	0,55
Na <sub>2</sub> O	2,43	2,97	2,48	2,09	1,72	0,35
K <sub>2</sub> O	4,93	3,26	4,31	1,98	1,09	0,40
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,31	3,26	2,14	1,36	0,51	0,26
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,45	0,58	1,11	0,34	0,18	0,04
CO <sub>2</sub>	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,70
C <sub>орг</sub>	1,02	"	"	"	0,22	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,09	0,18	0,09	0,05	0,02
Σ	99,56	100,22	99,71	99,90	100,40	99,55

Примечание. Бассейн р. Правой Лесной; 1, 2 - черные сланцеватые аргиллиты (1 - обр. 342, 2 - обр. 264); 3 - обр. 369, лиловый листоватый кремнистый туфоаргиллит; 4, 5 - кремнистые аргиллиты (4 - обр. 488, 5 - обр. 482); 6 - обр. 501, кремнь; 7, 8 - яшмы (7 - обр. 405, 8 - обр. 366); 9 - обр. 367 - яшмокварцит. Район севернее устья р. Паланы: 10 - обр. 525, кремнистый аргиллит.

Таблица 14 (окончание)

Компо- ненты	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	92,41	75,11	87,03	96,14	83,52	96,62
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,26	0,15	Нет	0,25	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,41	4,67	4,46	1,65	7,00	0,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	3,14	1,34	0,26	6,40	1,22
FeO	1,00	3,20	0,41	0,33	1,00	0,45
MnO	0,01	0,13	0,07	0,02	0,14	0,04
CaO	0,79	2,05	1,00	0,45	1,11	0,84
MgO	1,10	5,83	1,22	0,17	0,80	0,24
Na <sub>2</sub> O	0,68	0,35	0,61	0,11	1,23	0,07
K <sub>2</sub> O	0,16	0,57	0,72	0,16	0,34	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,54	3,38	1,68	0,55	0,78	0,26
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,36	1,66	0,97	0,26	0,44	0,28
CO <sub>2</sub>	0,20	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
C <sub>орг</sub>	Нет	"	"	"	"	"
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	"	0,09	0,07	0,01	0,07	0,01
Σ	100,59	100,44	99,73	100,11	100,08	100,54

7	8	9	10	11	12	13
81,01	87,23	93,80	73,54	71,76	76,70	86,27
0,43	0,26	0,17	0,40	0,60	0,34	0,21
5,78	4,23	1,15	9,38	10,15	5,83	5,45
4,20	2,68	1,61	2,83	1,60	0,62	0,40
0,87	0,22	0,09	1,70	3,35	2,57	1,85
0,25	0,16	0,42	0,15	0,26	0,10	0,06
0,97	1,09	0,84	1,96	1,93	5,66	1,42
1,81	1,30	0,88	1,50	2,97	1,26	0,72
1,59	0,43	0,10	1,29	0,11	1,85	1,92
0,56	1,10	0,35	1,79	4,93	0,34	0,41
1,86	0,84	0,33	2,86	1,90	1,37	0,79
0,28	0,49	0,41	2,47	0,62	0,36	0,20
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	2,55	0,40
0,65	"	"	"	0,03	Нет	Нет
0,10	0,16	0,01	0,09	0,09	0,04	0,03
100,36	100,19	100,16	99,96	100,30	99,59	100,13

Бассейн, р. Белой: 11-13 - кремнистые аргиллиты (11 - обр. 1361, 12 - обр. 1463, 13 - обр. 1533); 14 - обр. 1458 - кремень. Хребет Кумроч: 15, 16 - кремнистые аргиллиты (15 - обр. 976, 16 - обр. 1190); 17 - обр. 1192 - кремень; 18 - обр. 947 - яшма; 19 - обр. 953 - яшмокварцит.

указанных цветных минералов и с преобладанием в обломках эффузивных пород.

О фациальных изменениях терригенного комплекса судить затруднительно все по той же причине его однообразия и отсутствия маркирующих горизонтов. Можно лишь предполагать, что эти изменения существуют, поскольку при согласном залегании ирунейской серии она в разных местах перекрывает различные породы лесновской серии. На это указывает и локальное распространение в комплексе кремнистых пород, туфов, конгломератов и гравелитов.

Однообразное строение и выдержанность субаркозового состава терригенного комплекса на больших площадях приводят к выводу о том, что источником обломочного материала для его формирования была обширная континентальная суша, сложенная сиалическим материалом. Можно полагать, что эта суша располагалась западнее и юго-западнее современной территории Камчатки, а отложение мощных толщ терригенных осадков происходило в непосредственно примыкавшем к континентальной суше морском бассейне, на континентальном склоне и частично, вероятно, в пределах шельфа (о близости суши свидетельствуют, в частности, обилие растительного детрита в породах комплекса и появление прослоев углей на крайнем западе). На месте Срединного массива кристаллических пород и современного Срединного хребта не существовало поднятия, которое могло бы служить основным источником обломочного материала для формирования комплекса (локальные размывы не исключаются), а также препятствовать распространению терригенных осадков к востоку от него. Об этом свидетельствуют отсутствие какого-либо погрубения отложений комплекса при приближении к Срединному массиву (и к Срединному хребту в целом) и распространение терригенного комплекса одинакового строения к за-

паду и к востоку от этих структур. Вместе с тем само существование древнего кристаллического массива, перекрывавшегося терригенными осадками начала геосинклинального развития, говорит о том, что раннегеосинклинальные отложения характеризуемых структурно-фациальных зон накапливались на коре континентального или субконтинентального типа.

Заканчивая характеристику терригенного комплекса, отметим, что в отдельных его частях можно видеть элементы флишевой ритмичности, но в целом характер отложений не отвечает представлениям о флише и противоречит выводам тех исследователей, которые считают их флишевой формацией. В дальнейшем мы будем называть этот комплекс базальной терригенной субаркозовой формацией.

### Ирунейская серия

От подстилающих отложений серия отличается преимущественным распространением вулканогенно-кремнистых образований и подчиненной ролью терригенных пород, к тому же имеющих существенно иной, чем внизу, состав. Ведущая роль в серии принадлежит туфам различной размерности, преимущественно среднего, реже основного и кислого состава, а также кремнистым породам.

Эффузивы распространены неравномерно и представлены как основными-средними, так и кислыми разностями. В некоторых местах преобладают грубообломочные терригенно-тефрогенные породы. Ирунейская серия, мощность которой достигает 3000-4000 м, характеризуется сильной фациальной изменчивостью и в вертикальном разрезе, и по латерали, выражающейся в изменении относительной роли тех или иных основных типов пород, зернистости кластических пород, состава эффузивных образований, мощностей и т. д. Это иллюстрируется разрезами, описанными автором в северной части Камчатки: в бассейне р. Правой Лесной, на морском побережье в районе р. Паланы и в бассейне р. Белой на восточном склоне Срединного хребта.

В бассейне р. Правой Лесной разрез ирунейской серии характеризуется отсутствием эффузивных образований, сложен преимущественно мелкообломочными туфами среднего состава и кремнистыми породами, среди которых обращает на себя внимание мощный горизонт красноцветных яшм и кремнистых аргиллитов.

По литологическому принципу (различная доля участия пирокластических и кремнистых пород) ирунейская серия здесь может быть разделена на три согласно залегающие толщи, переходы между которыми постепенные и границы в значительной степени условны. В строении нижней и верхней толщ существенную роль играют кремнистые породы, а средняя - в основном туфовая. Такое расчленение разреза отражает наиболее распространенные в серии породные ассоциации.

Для нижней толщи типично сочетание пород, характерным членом которого служат яшмы, в различной степени глинистые и пеплистые. Можно выделить две основные породные ассоциации с участием указанных силицитов. В первой из них яшмы находятся в ассоциации с алевро-пелитовыми и мелкопсаммитовыми туфами. Они встречаются в виде прослоев (1-2 м) в мощных (до 100 м) существенно туфовых пачках или находятся в более частом чередовании с ними в виде пачек мощностью от 2 до 30-40 м. В низах нижней толщи обычно преобладают туфы, но на отдельных участках туфы и яшмы находятся примерно в равных соотношениях.

Вторая ассоциация характеризуется чередованием различных разновидностей силицитов в составе мощного (не менее 300 м) горизонта в верхней части нижней толщи. Чередуются кремнистые породы разной окраски (сургучно- и мясо-красные, лиловые, вишневые), массивные или плитчатые, содержащие различную примесь пеплового или глинистого материала, более или менее высококремнистые, в разной степени раскристаллизованные, с тем или иным количеством радиолярий. Чередование неотчетливое: обычно пласты имеют мощность по 5 м и более, в редких случаях - 0,05-0,1 м. Характерно присутствие

в кремнистых породах линзовидных тел хорошо раскристаллизованных высококремнистых микрокварцитов (яшмо-кварцитов), свидетельствующих об интенсивном вторичном перераспределении вещества (такие тела в яшмово-туфовой ассоциации частично захватывают и соседние с яшмами туфовые пласты). Кроме существенно кремнистых красноцветных пород, в ассоциации присутствуют единичные маломощные прослои зеленых туфов, а также прослой красных листоватых гематитовых аргиллитов и редкие пласты зеленых кремнистых пород, более типичных для верхней толщи.

Для средней толщи характерно чередование различных туфов с незначительным участием других пород. Туфы имеют зеленовато-серую окраску от светлых до темных тонов. Преобладают псаммитовые и алевроитовые разности, встречаются также алевро-пелитовые и иногда псаммито-песчито-пелитовые туфы, содержащие окатанный гравийно-галечный тефрогенный материал. Туфы преимущественно среднего состава кристалло-литокластические, хотя встречаются и с другими соотношениями компонентов, в том числе и со значительным участием витрокластов.

Слоистость в туфах обычно выражена неясно, границы между пластами и пачками (до 30 м) туфов с различной зернистостью нечеткие. Все же в некоторых пластах удается наблюдать чередование по 0,2 м мелкопсаммитовых туфов, алевро-пелитовых с примесью псаммитового материала неслоистых и тонкослоистых алевро-пелитовых. Кроме того, в более мощных (до 30 м) пачках такого чередования иногда присутствуют слои (до 1 м) крупнопсаммитовых туфов, а в пачках преобладающих крупнопсаммитовых — тонкие (до 0,2 м) пласты алевро-пелитовых и мелкопсаммитовых разностей.

Кроме туфов, в толще иногда встречаются прослои туфпесчаников, туффитов, тефрогенных и вулканотерригенных песчаников, кремнистых туфоаргиллитов. Все эти породы внешне от туфов почти не отличаются и не играют существенной роли в строении толщи.

Верхняя толща сложена кремнистыми породами, находящимися в неравномерном чередовании с туфами при заметном преобладании кремнистых пород, отличающихся от развитых в нижней толще. Они представлены кремнистыми аргиллитами и туфоаргиллитами, имеющими тонкую слоистость и темно-серые (до почти черных), зеленовато-серые, светло-серые тона окраски. Так же как в кремнистых породах низов разреза, в них присутствуют линзовидные пластовые тела интенсивно перекристаллизованных разностей — вторичных микрокварцитов и кремней. Развитые здесь туфы похожи на туфы из других частей разреза. Характерно преобладание среди них алевро-пелитовых и мелкопсаммитовых разностей.

Чередование кремнистых пород с туфами довольно частое. Максимальная мощность пачек кремнистых пород, не содержащих прослоев туфов (или туфов без прослоев кремнистых пород) не превышает 30 м (обычно 2–15 м). Распространены также пачки (до 25 м) кремнистых аргиллитов с частыми тонкими (0,2 м) прослоями и пластами (до 1,5 м) туфов, а также очень характерные пачки тонкого ленточного чередования кремнистого и пирокластического материала.

На морском побережье в районе устья р. Паланы верхнемеловые отложения, несомненно, принадлежат ирунейской серии (охарактеризованы фауной), но судить об их принадлежности к той или иной части серии по имеющимся фрагментарным разрезам затруднительно. Однако отличия от отложенной ирунейской серии верховьев р. Правой Лесной достаточно отчетливы. Появляются грубообломочные породы, эффузивные образования, породы смешанного (обломочно-кремнистого) состава. Кроме того, породы здесь нередко в гораздо меньшей степени изменены вторичными процессами, что с большей уверенностью позволяет судить об их первичной природе. Наиболее существенные изменения в составе серии отражает небольшой фрагмент разреза, описанный к северу от устья р. Паланы. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Конгломерато-брекчии, состоящие из обломков разного размера (от гравия до валунов и глыб), плохо окатанных и неокатанных вовсе. Подавляющее большинство обломков представлено разноокрашенными кремнистыми породами: красными и лиловыми яшмами и зелеными кремнистыми аргиллитами. В меньшем количестве присутствуют глинизированные пелитовые туфы и изредка псаммитовые туфы. Цементирующей массой служит глинисто-кремнистое вещество с многочисленными остатками кремневых организмов и тонкой витрокластикой. Как в обломках кремнистых пород, так и в цементирующей массе многочисленны остатки призматического слоя иноцерамов и остатки раковин. Характер поверхности обломков позволяет считать, что они попали в осадок еще несильно литифицированными. Видимо, эти своеобразные породы представляют собой внутриформационные образования . . . . . Видимая 25-40
2. Чередование пачек мощностью от 2-3 до 25-30 м: а) тонкополосчатых (5-20 см) красных яшм и зеленых кремнистых аргиллитов; б) грубообломочных туфов и туфобрекчий с прослоями кремнистых алевритовых и псаммитовых туффитов . . . . . Около 100
3. Чередование пачек мощностью от 2-3 до 10 м (редко до 20 м): а) переслаивания кремнистых аргиллитов с кремнистыми мелкопсаммитовыми туффитами и редкими тонкими (5-10 см) прослоями тефрогенных песчаников; б) переслаивания крупнопсаммитовых туфов и тефрогенных песчаников основного-среднего состава; в) пелитовых глинизированных туфов с тонкими (5-10 см) прослоями тефрогенных песчаников 100
4. Лаво- и туфобрекчии андезито-базальтового - андезитового состава с горизонтами лав и тефрогенных песчаников того же состава . . . . . 200 (?)
5. Полосчатые темно-серые и зеленовато-серые кремнистые аргиллиты и кремнистые мелкопсаммитовые и алевритовые туффиты с прослоями псаммитовых туфов и тефрогенных песчаников и линзовидным горизонтом (5-25 м) грубообломочных туфобрекчий (или лавобрекчий) . . . . . Видимая около 170

Приведенный фрагмент разреза суммарной мощностью около 500 м, судя по присутствию кремнистых пород, может соответствовать как нижней, так и верхней толщам ирунейской серии бассейна р. Правой Лесной. Присутствие же яшм заставляет отдать предпочтение его сопоставлению с нижней толщей.

В бассейне р. Белой на восточных склонах северного окончания Срединного хребта отложения ирунейской серии заметно отличаются от охарактеризованных выше прежде всего значительной ролью эффузивных образований как основного, так и кислого состава, широким распространением грубообломочных туфов и тефрогенных пород (также различного состава, но все же с преобладанием основных-средних разностей), отсутствием характерного мощного горизонта красноцветных яшм и преобладанием среди кремнистых пород по всему разрезу аргиллитов, в целом похожих на аналогичные породы верхов ирунейской серии на западном склоне Срединного хребта.

Развитые здесь отложения, как по относительной роли кремнистых пород, хотя и не столь отчетливо, как в бассейне р. Правой Лесной, все же можно разделить на три части: в нижней кремнистые породы играют существенную, в верхней - заметную, а в средней - подчиненную роль.

Нижняя толща (более 1500 м) в нижней части (около 500 м) сложена преимущественно зелеными псаммитовыми и гравийной размерности туфами, туфрогенными и вулканотерригенными песчаниками, внешне мало отличающихся друг от друга и неотчетливо чередующимися между собой. Также неотчетливы границы между отдельными гранулометрическими разностями. Присутствуют редкие горизонты (до 10 м) лав и лавобрекчий андезитовых порфиритов, кератофиров и базальтов. Тонкообломочные и пелитоморфные породы встречаются редко: в виде пачек (до 5 м) тонкого переслаивания алевро-пелитовых туфов

и кремнистых туфоаргиллитов. Сравнительно однородные обломочные породы низов разреза кверху сменяются переслаиванием (иногда тонким ленточным) алевро-пелитовых и псаммитовых туфов с кремнистыми аргиллитами, а также с породами смешанного состава: алевро-псаммитовыми кремнистыми туффитами. Встречены лишь единичные маломощные пласты (до 5 м) лавобрекчий. Наконец, верхнюю половину толщи слагают внешне довольно однородные темно-серые до почти черных кремнистые аргиллиты, содержащие лишь редкие прослои кристалловитрокластических алевролитовых и мелкопсаммитовых туфов.

Средняя толща (около 1000 м) характеризуется подавляющим распространением грубообломочных вулканогенных пород, присутствием большого количества эффузивов и сильной фациальной неоднородностью. В составе толщи наибольшим распространением пользуются псаммитовые и псефитовые туфы, тефрогенные и вулканотерригенные песчаники и гравелиты, туфобрекчии и конгломератобрекчии. Перечисленные разности пород образуют неотчетливо чередующиеся пласты и пачки мощностью обычно от 5 до 20 м и более. Лавы и лавобрекчии по составу как основные, так и кислые, слагают пласты и горизонты в обломочных породах мощностью от нескольких метров до 200 м в отдельных местах. Мелкообломочные и пелитоморфные породы – алевритовые туфы, туфо-алевролиты, алевритистые туфоаргиллиты – встречаются в подчиненном количестве в виде тонких пластов или маломощных пачек тонкого переслаивания. В целом толща имеет груболинзовидное строение: на одних участках преобладают туфы, на других – тефрогенные и вулканотерригенные породы при небольшом развитии лав, на третьих – все перечисленные разности пород переслаиваются между собой.

Верхняя толща (около 1000 м) в нижней половине сложена примерно в равных соотношениях кремнистыми аргиллитами и туфами алевритовыми и псаммитовыми. Чаще всего они чередуются в виде пачек мощностью 2–5 м. В более мощных (до 30–50 м) существенно кремнистых пачках содержатся тонкие (0,2–0,5 м) прослои туфов, а в туфовых – прослои кремнистых аргиллитов. В верхней половине толщи преобладают псаммитовые и более грубообломочные туфы и вулканотерригенные – тефрогенные породы, с которыми ассоциируют маломощные горизонты лав и лавобрекчий. Пласты и пачки обломочных пород имеют мощность до 25 м и характеризуются неотчетливым чередованием то менее, то более грубозернистых разностей. Кремнистые аргиллиты и тонкообломочные породы хотя и встречаются, но в резко подчиненном количестве.

При всех отличиях в строении ирунейской серии разных районов Западно- и Центрально-Камчатской зон набор основных типов пород, из которых она состоит, за некоторыми исключениями и при сильных изменениях их относительной роли в отдельных районах, в целом близок на большой территории. Сходен и материал, из которого эти породы сложены: главнейшими пороодообразующими компонентами служат свободный кремнезем и обломочный материал вулканического происхождения. Конечно, не только эти компоненты принимают участие в формировании пород вулканогенно-осадочного комплекса (иногда, например, велика роль аллотигенного и аутигенного глинистого вещества), но именно они (и еще эффузивные образования) определяют его облик. Многообразие отдельных разновидностей пород, возникающих при смешении пороодообразующих компонентов, велико, поэтому приведем краткую характеристику лишь основных типов, могущих дать информацию об условиях образования всего комплекса в целом.

Кремнистые породы представлены двумя основными типами – яшмами и кремнистыми аргиллитами. Яшмы в целом похожи на описанные в предыдущих разделах палеозойские и мезозойские аналоги. Это породы, окрашенные тонкораспыленным гематитом в различные оттенки красного цвета. Яшмы состоят из кварца и халцедона, имеют тонкокристаллическое или микрогранобластовое сложение и содержат в переменных количествах остатки кремневых организмов, преимущественно радиолярий (иногда отмечаются и спикулы губок).

Таблица 15

Химический состав туфов, %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	48,81	53,07	54,15	56,99	58,37	48,90
TiO <sub>2</sub>	1,44	1,27	1,06	1,02	0,81	0,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,44	18,32	16,94	14,03	15,08	18,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,93	3,81	5,00	3,58	3,43	2,21
FeO	6,78	3,88	4,30	5,73	4,65	7,87
MnO	0,32	0,14	0,51	0,68	0,26	0,30
CaO	8,80	8,94	4,05	2,77	7,01	5,37
MgO	8,32	4,03	3,06	4,89	2,80	5,28
Na <sub>2</sub> O	3,96	4,25	4,10	2,67	2,34	3,65
K <sub>2</sub> O	0,47	0,20	2,00	1,69	1,38	1,27
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,14	1,76	3,30	4,07	2,44	4,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,74	0,24	0,70	1,01	0,57	0,85
CO <sub>2</sub>	0,25	Нет	0,35	0,35	Нет	0,40
C <sub>орг</sub>	Нет	0,22	Нет	"	"	Нет
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,23	0,59	0,16	0,36	0,32
Σ	99,60	100,36	100,11	99,64	99,50	99,51

Примечание. Бассейн р. Правой Лесной: 1 - обр. 358, пелитовый кристалло-витрокластический туф; 2 - обр. 447, алевритовый кристалло-литокластический туф; 3 - обр. 486, алевритовый кристалло-витрокластический туф; 4 - обр. 361, пелитовый витрокластический туф; 5 - обр. 475, мелкопсаммитовый кристалло-литокластический туф. Бассейн р. Белой: 6 - обр. 1396, кристалло-литокластический среднепсаммитовый туф; 7 - обр. 1483, кристалло-литокластический крупнопсаммитовый туф; 8 - обр. 1397, кристалло-

Своеобразие яшм Камчатки заключается в том, что в них обычно присутствует примесь глинистого вещества и, что особенно характерно, пирокластического материала алевро-пелитовой размерности. Последний либо беспорядочно рассеян в массе породы, либо образует мелкие гнездовидные скопления, либо, что чаще, находится в виде тонких (несколько миллиметров) линзовидных слоев. Именно из-за этой примеси содержание SiO<sub>2</sub> в яшмах не превышает 90% и лишь во вторичных новообразованиях - микрокварцитах и яшмокварцитах - достигает 94% (см. табл. 14).

Кремнистые аргиллиты - это большая группа пород, отличия которых от яшм проявляются уже во внешнем облике. Они обычно темно-серые до почти черных, зеленовато-серые, светло-серые. Характеризуются тонкой слоистостью и тонкой плитчатостью (10-20, редко до 30 см). Пласты нередко разделены более глинистыми рассланцованными прослоями (по 2-3 см). Реже встречаются относительно массивные разности. Породы представляют собой микрозернистый агрегат преобладающего свободного кремнезема и глинистых минералов, относительное количество которых непостоянно; встречается примесь алевро-

7	8	9	10	11	12	13
49,83	52,21	55,92	60,63	42,79	45,95	48,64
0,72	1,06	0,84	0,68	0,64	0,60	0,64
16,92	16,84	18,17	16,98	16,27	16,56	16,17
5,06	1,03	1,52	2,46	4,71	7,23	9,09
3,97	6,94	5,39	2,85	2,49	2,66	1,27
0,16	0,50	0,21	0,16	0,34	0,10	0,24
3,54	4,69	1,84	2,44	8,52	13,05	5,50
4,87	2,84	2,88	3,54	6,21	3,65	5,03
6,85	5,12	3,96	3,89	4,54	0,86	2,80
1,66	1,91	5,93	3,75	1,70	0,27	3,10
5,02	4,59	2,61	2,36	5,38	7,38	3,90
1,33	0,49	0,56	0,61	2,20	1,57	2,59
0,10	0,17	Нет	0,05	3,55	Нет	0,30
Нет	Нет	"	Нет	Нет	"	Нет
0,15	1,13	0,23	0,28	0,27	0,16	0,43
100,18	99,52	100,06	100,68	99,61	100,04	99,70

витрокластический алевропелитовый туф; 9 - обр. 1534, кристалло-витрокластический алевропелитовый туф; 10 - обр. 1462, кристалло-литокластический крупнопсаммитовый туф. Хребет Кумроч: 11 - обр. 899, кристалло-литокластический крупнопсаммитовый туф; 12 - обр. 1056, кристалло-витрокластический (?) псаммитовый цеолитизированный туф; 13 - обр. 885, кристалло-лито-витрокластический алевропелитовый туф.

пелитового, алевритового и мелкопсаммитового пирокластического материала. Тонкая слоистость в породах обусловлена линзочками пирокластике или тонким, иногда ленточным (до 2 мм) чередованием кремнистого и пирокластического материала. Кроме того, обычно характерно чередование тонких слоев относительно более или менее глинистых. Кремнистое вещество при этом в различной степени раскристаллизовано: от очень тонкозернистого, слабо действующего на поляризованный свет до хорошо раскристаллизованного, микрогранобластового сложения. В общем случае оно тем лучше раскристаллизовано, чем меньше в породе примеси глинистого вещества. В породах присутствуют редкие остатки перекристаллизованных радиолярий. Кроме того, в глинисто-кремнистой массе удается различить полурастворившиеся фрагменты радиолярий и других "кремневых организмов". В тех случаях, когда породы относительно слабо изменены вторичными процессами (на западном побережье) или в раннедиагенетических карбонатных конкрециях (бассейн р. Белой), видно, что остатки кремневых организмов представлены в основном диатомовыми водорослями, в меньшем количестве присутствуют спикулы губок, а радиолярий немного. Таким образом,

ной состав породообразующих кремневых организмов — одно из существенных отличий кремнистых аргиллитов от яшм.

Кремнистые аргиллиты отличаются также более широким диапазоном колебаний содержания  $\text{SiO}_2$ , которое часто бывает меньше 80%. Они связаны постепенными переходами со слабокремнистыми туфитами, в которых свободный кремнезем содержится в пелитоформной составляющей, не превышающей 50%. Вместе с тем имеются разности и с близкими к яшмам содержаниями  $\text{SiO}_2$  и очень высококремнистые вторичные образования типа микрокварцитов (см. табл. 14). Еще одно отличие заключается в преобладании окисной формы железа в яшмах, а в кремнистых аргиллитах — обычно закисной.

Обломочные породы сложены целиком вулканическим материалом, что существенно отличает их от пород нижнего терригенного комплекса, и представлены туфами, тефрогенными и вулканотерригенными породами различной размерности. В целом эти породы похожи друг на друга. В туфах и тефрогенных породах кластический материал по составу отвечает единой тefре, но в первых не несет следов обработки, а во вторых окатан; в вулканотерригенных же образованиях он состоит из смеси окатанных разнородных вулканических продуктов и к тому же иногда содержит примесь интрузивных и пирокластических, а изредка и осадочных пород. Основными породообразующими компонентами служат обломки эффузивов (основных, средних, реже кислых), кристаллов (плагиоклазы, пироксены, роговая обманка), вулканического стекла. Сочетания этих компонентов в отдельных разновидностях пород могут быть разнообразными, но все же преобладают кристалло-литокластические разности. Кристалло- и витрокласты играют главенствующую роль только в некоторых мелкообломочных разностях туфов. Такие кристалло-витрокластические туфы часто имеют довольно кислый состав, в то время как все остальные туфы характеризуются преимущественно средним и основным составом (только в бассейне р. Белой встречены кислые кристалло-литокластические туфы). Химические анализы некоторых туфов приведены в табл. 15. В алевритовых и псаммитовых разностях даже при очень интенсивном вторичном преобразовании обломочная структура хорошо сохраняется. В алевропелитовых кислых разностях, которые в принципе могли бы быть исходным материалом для формирования кремнистых пород, постседиментационные преобразования приводят к девитрификации вулканического стекла с возникновением агрегата глинистых и цеолитовых минералов. Содержание  $\text{SiO}_2$  в образованных по ним породах никогда не достигает таких больших значений, как в кремнистых породах. Вулканическое стекло кислого состава может участвовать в формировании кремнистых пород только совместно с кремнистым веществом другого происхождения (первично органического). Такие породы смешанного состава имеются в вулканогенно-осадочном комплексе и представлены в различной степени кремнистыми туф-фитами, кремнистыми туфоаргиллитами и др.

В целом облик вулканогенно-осадочного комплекса, как это уже подчеркивалось, определяется развитием туфов, кремнистых пород и эффузивов. При существующих фациальных изменениях относительная роль этих пород в целом такова, что позволяет назвать вулканогенно-осадочный комплекс Западно- и Центрально-Камчатской зон эффузивно-кремнисто-туфовой формацией (учитывая состав эффузивных образований, который будет охарактеризован в специальном разделе, — контрастной эффузивно-кремнисто-туфовой формации). Она отвечает новому этапу в развитии осадконакопления характеризуемой части Камчатской геосинклинали, сменившему терригенное осадконакопление, связанное с размывом сиалических пород континента. Формация сложена продуктами местной подводной и наземной вулканической деятельности, и хотя в данном районе отсутствует тесная парагенетическая связь кремнистых пород с эффузивными проявлениями (более того, они оторваны друг от друга в пространстве и времени), общая связь с интенсивной вулканической деятельностью, по-видимому, не должна вызывать сомнений. Вулканическая деятельность является дополнительным мощным источником кремнезема и других элементов, необходимых для интенсивного развития кремневого планктона — основного "осадите-

ля" кремнезема. Специфика состава яшм, присутствие, в них горизонтов, обогащенных Fe и Mn, их локальное, "пятнистое" распространение на площади позволяют предполагать участие в их образовании гидротермальной деятельности.

Говоря о физико-географических условиях образования формации, прежде всего отметим тот примечательный факт, что в кремнистых породах (и в яшмах, и в кремнистых аргиллитах) часто содержатся многочисленные остатки призматического слоя иноцерамов, иногда образующие даже ракушняковые скопления, а в некоторых местах (бассейн р. Белой, западное побережье Камчатки) и многочисленные остатки крупных грубостворчатых иноцерамов и других пеллеципод. Отсутствие фаунистических остатков и их обломков в кластических породах, а в пелитоморфных кремнистых породах — текстур, свидетельствующих о достаточных для перемещения столь крупных обломков движениях воды, и тем более захоронение в прижизненном положении многих крупных грубостворчатых раковин, исключают возможность их приноса в осадок. Это обстоятельство неизбежно приводит к выводу о накоплении кремнистых илов на шельфе или его склоне в пределах нижней сублиторали — верхней батии на глубинах, не превышающих 500 м. В этих пределах относительно более глубоководны отложения бассейна р. Правой Лесной, а на западном побережье Камчатки и в бассейне р. Белой развиты более мелководные отложения. Заключение об образовании осадков формации в пределах шельфа или его склонов не противоречит и характер обломочных пород, хотя они и не могут быть однозначным свидетельством той или иной глубины образования. Быстрые фациальные изменения, груболинзовидное залегание отдельных гранулометрических разновидностей, локальное распространение терригенных образований вулканомиктового состава — все это свидетельствует о приостровном характере шельфа с достаточно расчлененным рельефом и небольшими участками островной суши. В его пределах существовали затишные участки (лагуны, бухты и пр.) с небольшим поступлением обломочного материала — одно из неперемняемых условий накопления выскокремнистых илов.

## ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКАЯ ЗОНА

Верхнемеловые отложения этой зоны наиболее распространены в хребтах Валагинском, Тумрок и Кумроч; по данным Б.И.Сляднева, Б.К.Долматова, С.А.Мельниковой и других геологов, они в небольшом объеме развиты на п-ове Озерном и о-ве Карагинском. Такого отчетливого двухчленного строения, как в Западно- и Центрально-Камчатской зонах, с разделением на нижний терригенный и верхний вулканогенно-кремнистый комплексы они здесь не имеют. Пожалуй, только в Валагинском хребте в составе вулканогенно-осадочного комплекса в его низах заметную роль играют терригенные породы, похожие на породы развитой западнее лесновской серии, и комплекс может быть подразделен на две части: нижнюю — терригенно-вулканомиктовую — и верхнюю — эффузивно-кремнисто-туфовую. В остальных местах верхнемеловые отложения низов геосинклинального разреза представлены одним эффузивно-кремнисто-туфовым комплексом.

### Хребет Кумроч

В хребте Кумроч описан один из наиболее полных и мощных разрезов верхнемеловых отложений Восточной Камчатки, который Б.И.Сляднев, М.Я.Бояринова и В.А.Селиверстов, проводившие здесь геологическую съемку, расчленяют на две серии: кумрочскую и ветловскую. Стратиграфические взаимоотношения между сериями не установлены, но, по мнению Н.М.Петриной (КТГУ), комплексы фораминифер свидетельствуют об их верхнемеловом возрасте: возможно, сеноман-кампанском — для кумрочской серии и, скорее всего, кампан-маастрихтском — для ветловской. Таким образом, по этим данным, альпийский геосинкли-

нальный цикл в хребте Кумроч начинается с накопления отложений кумрочской серии. Ее мы и рассматриваем в данном разделе<sup>1</sup>.

Упомянутые авторы расчленяют серию на несколько свит (снизу вверх — уколкинская, алтынская, остряковская и лотонская) и считают, что мощность серии приближается к 10 км. Однако весьма сложные тектонические условия района, отсутствие установленных стратиграфических контактов между некоторыми свитами (или отдельными толщами в их составе), близость литологического состава и однородность микрофаунистической характеристики кумрочской серии не позволяют считать ее расчленение на свиты вполне обоснованным. Не исключено, что выделенные свиты в какой-то мере являются фациальными аналогами, и поэтому общая мощность кумрочской серии, вероятно, гораздо меньше 10 км. Вышеизложенные соображения не позволяют давать посвитную характеристику кумрочской серии. Ниже приводится лишь общее описание серии в целом и наиболее характерных для нее толщ.

Кумрочская серия представляет собой единый вулканогенно-кремнистый комплекс. В его составе наиболее распространены туфы разной размерности (от агломератовых до пелитовых), вулканотерригенные и тефрогенные гравелиты, песчаники, алевролиты, эффузивы и кремнистые породы. Наиболее характерные сочетания пород образуют толщи, в которых преобладают или грубообломочные породы, или тонкообломочные и пелитоморфные. Типичны следующие толщи:

1. Агломератовые, псефитовые, гравийные и псаммитовые туфы преимущественно базальтового или андезито-базальтового состава с потоками лав того же состава. Встречаются вулканотерригенные и тефрогенные гравелиты и песчаники. Преобладают грубообломочные, обычно неслоистые разности туфов. Чередование отдельных разновидностей пород носит очень грубый характер, а залегают они, по-видимому, линзовидно. Мощности отдельных пачек грубообломочных пород достигают 50–75 м. В некоторых пачках отмечается грубопластовое (2–10 м) чередование пород различной зернистости. Кроме грубообломочных пород, в таких толщах присутствуют маломощные пласты (до 1–2 м) и пачки (до 5–10 м) слоистых тонкообломочных и пелитоморфных разностей. Лишь в отдельных пластах пелитоморфные породы существенно кремнистые. Обычно же в слоистых пачках наблюдается чередование пластов тонкослоистых алевроитовых и пелитовых туфов (в них слои алевроитового и пелитового материала) с более крупнообломочными мелко- и среднепсаммитовыми туфами или с прослоями вулканотерригенных алевролитов (прослой тонкослоистых кремнистых пород в этих пачках имеют подчиненное значение).

2. Толщи, которые представляют собой чередование пачек: а) грубообломочных и крупнообломочных вулканогенных пород (агломератов, крупнопсаммитовых туфов, вулканотерригенных и тефрогенных пород); в подчиненном количестве среди них присутствуют более мелкообломочные разности и единичные прослои (1–1,5 м) кремнистых пород, а также маломощные горизонты лав и б) тонкослоистых мелкообломочных и пелитоморфных вулканогенных пород; в некоторых толщах встречаются также и кремнистые породы, в единичных случаях образующие самостоятельные, довольно мощные (до 50 м) пачки.

<sup>1</sup> Уже после сдачи монографии в печать М.Н.Шапиро и Б.И.Сляднев в южной части хребта Кумроч установили, что верхи разреза ветловской свиты, представленные вулканомиктовыми песчаниками, согласно и с постепенным переходом перекрываются туфами основания кумрочской серии (хапицкая свита). Если эти данные в дальнейшем подтвердятся, то и для хребта Кумроч станет возможным говорить о характерном для других районов двучленном строении геосинклинали разреза с широким распространением терригенных образований в его низах (ветловская свита кратко охарактеризована в разделе о петрохимии вулканитов Камчатки).

3. Толщи относительно равномерно чередующихся пачек: а) грубослоистых обломочных пород (по 5–25 м) различной зернистости, но не таких грубых, как в толщах 1 и 2, и б) тонкослоистых пелитоморфных (вулканогенных и кремнистых) пород, с разным количеством алевритовой примеси, в различной степени кремнистых (в том числе и высококремнистых) и содержащих подчиненные прослой обломочных пород.

4. Толщи скорлуповатых, неотчетливо слоистых кремнистых туфоаргиллитов и кремнистых туфоалевролитов, часто находящиеся в ритмичном чередовании с тонкими прослоями вулканотерригенных песчаников и алевролитов.

Как видим, набор пород, слагающих кумрочскую серию, в целом близко слагающим одновозрастный вулканогенно-осадочный комплекс Западно- и Центрально-Камчатской зон.

Кремнистые породы также представлены двумя основными типами — яшмами и кремнистыми аргиллитами, но они несколько отличаются от развитых западнее. Яшмы распространены еще меньше, чем на западе, и находятся в другой ассоциации. В низах кумрочской серии встречены яшмы, которые залегают либо непосредственно на базальтах, либо на маломощном пласте вулканотерригенных гравелитов, содержащих обломки призматического слоя иноцерамов.

Яшмы представлены пеплистыми лиловыми разновидностями с обильными остатками радиолярий и с тонкокристаллической кремнистой основной массой, обогащенной тонкораспыленным гематитом. В этих породах содержание  $\text{SiO}_2$  — около 85%, а  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — около 6,5% (см. табл. 14). В них имеются линзовидные прослой мясо-красных, более высококремнистых (96%) яшм, почти без примеси пепла, с меньшим количеством гематита, с микрогранобластовой основной массой и редкими перекристаллизованными остатками радиолярий. Кверху пеплистые яшмы сменяются вулканотерригенными алевролитами с большим количеством пелитоморфной составляющей, представленной глинисто-кремнистым агрегатом с тонкораспыленным гематитом, окрашивающим и эти породы в различные оттенки красного цвета. Кроме того, в них многочисленны линзочки зеленоватого пеплового или вулканотерригенного материала. Чередуются более и менее высококремнистые разности. В наиболее высококремнистых (алевритистые кремнистые аргиллиты) содержание  $\text{SiO}_2$  составляет 78%. Присутствие в яшмах остатков призматического слоя иноцерамов, по-видимому, указывает на сравнительную мелководность осадков, а своеобразие химического состава яшм — на участие в их формировании гидротермальной деятельности, продолжающейся и во время накопления вышележащих тонко-обломочных вулканотерригенных пород. Кверху эта пачка красноцветных пород (около 80 м) сменяется грубопластовым чередованием зеленовато-серых туфов и вулканотерригенных пород различной зернистости, но с преобладанием крупно- и грубозернистых разностей.

Кремнистые аргиллиты так же, как в ирунейской серии, характеризуются широким диапазоном колебаний содержания  $\text{SiO}_2$ , связанных как с вторичным перераспределением вещества, приводящим к образованию линзовидных тел вторичных микрокварцитов и сливных кремней, так и с изначально разной кремнистостью, обусловленной примесью других компонентов. В тех случаях, когда в породах сохраняются реликты органической структуры, видно, что главными породообразующими организмами являются диатомовые водоросли, в меньшей степени — спикулы губок и редкие радиолярии. Кремнистые аргиллиты, в отличие от ирунейских, не содержат остатков макрофауны и внешне от них несколько отличаются. Они светло-серые, желтовато-серые и темно-серые, почти всегда с отчетливым тонкополосчатым чередованием различно окрашенных слоев. Горизонтальная микрослоистость в высококремнистых разностях пород выражается в чередовании слоев, сложенных микрогранобластовым кремнеземом и тонкокристаллическим (по-видимому, более глинистым), слабо действующим на поляризованный свет. В остальных разностях, кроме того, присутствуют слои глинизированного или цеолитизированного витрокластического пелитового туфа, а также слои алевритового и мелкопсаммитового

пеплового или вулканотерригенного материала; довольно широко распространены породы, представляющие собой смесь в разных пропорциях тонкообломочного вулканогенного материала и пелитоморфный глинисто-кремнистой массы.

Обломочные породы, как и в ирунейской серии, образованы почти целиком материалом вулканического происхождения: продуктами синхронной вулканической деятельности или размыва вулканических построек. Туфы и тефрогенные породы имеют различную зернистость и по составу, как и большинство эффузивов, основные. Средние, а тем более кислые, встречаются реже. Последние преимущественно алевро-пелитовые кристалло-витрокластические. Главными же компонентами вулканокластических пород служат обломки эффузивов и кристаллокласты. Обычно характеризуемые породы имеют неотчетливые и слабо выраженные слоистые текстуры. Но вместе с тем встречаются пласты, слоистость в которых напоминает слоистость турбидитов. Вулканотерригенные породы распространены, пожалуй, более широко, чем в Западно- и Центрально-Камчатской зонах. Среди этих пород много мелкообломочных разновидностей: песчаников и алевролитов, которые в верхах серии образуют толщи ритмичного переслаивания с туфоалевролитами. Несмотря на относительно широкое распространение вулканотерригенных пород, облик серии определяется туфами, кремнистыми породами и эффузивами; она составляет единую эффузивно-кремнисто-туфовую (учитывая состав эффузивов) — щелочно-базальтовую формацию.

### Валагинский хребет

В Валагинском хребте верхнемеловые отложения представлены валагинской серией. В.А. Селиверстов предложил дробное стратиграфическое расчленение серии, которое было принято на Междуведомственном стратиграфическом совещании в г. Петропавловске-Камчатском в 1974 г. По его материалам и дается краткая характеристика серии.

Валагинская серия расчленяется на несколько свит: мухтарскую, белореченскую, духтахтыгскую, голубовскую, попутновскую и аleshкинскую. Контакты между свитами согласные, а взаимоотношения с более древними образованиями в пределах района не установлены. Позднемеловой возраст серии принимается на основании немногочисленных остатков иноцератов в верхней половине серии и данных определения абсолютного возраста магматических пород из ее верхов — 86–88 млн. лет (K-Ar метод, ДВГУ). При этом не исключается, что серия может содержать породы и более древние.

В нижней части (около 3000 м) валагинская серия представлена терригенными и вулканотерригенными породами, переслаивающимися между собой в виде пластов или достаточно мощных пачек. Терригенные породы по составу и характеру переслаивания очень похожи на породы развитой западнее базальной субаркозовой терригенной формации и представлены серыми субаркозовыми мелко-среднезернистыми песчаниками, черными алевролитами и аргиллитами. В песчаниках лишь иногда отмечается небольшая примесь обломков эффузивов.

Вулканотерригенные породы представлены преимущественно зелеными песчаниками, от мелко- до грубозернистых, и редкими прослоями зеленых алевритистых кремнистых туфоаргиллитов. Песчаники имеют состав, обычный для подобных пород из уже охарактеризованных эффузивно-кремнисто-туфовых формаций других районов. Кроме того, в ряде мест наблюдаются своеобразные конгломераты, состоящие из гальки измененных эффузивов, сцементированной черным алеврито-глинистым материалом. Образование таких пород В.А. Селиверстов связывает с оползевыми процессами. Отмечаются также градационные текстуры в песчаниках, которые можно интерпретировать как текстуры турбидитов. Своеобразие нижней части валагинской серии, выражающееся в совместном присутствии пород, которые обычно являются членами двух разных формаций —

терригенной субаркозовой и эффузивно-кремнисто-туфовой, позволяет выделять эту часть разреза в особую терригенно-вулканомиктовую формацию.

Верхняя часть валагинской серии (около 6000 м)<sup>1</sup> представляет собой вулканогенно-осадочный комплекс, в составе которого наибольшим распространением пользуются разной размерности туфы основного-среднего состава, вулканотерригенные, тефрогенные и кремнистые породы, а также эффузивные образования преимущественно основного состава. В нижней части этого комплекса преобладают псаммитовые обломочные вулканогенные породы с пачками кремнистых пород, а в верхней — псефитовые и агломератовые туфы с единичными прослоями силицитов и лавы базальтов. Все эти породы входят в состав единой эффузивно-кремнисто-туфовой (с учетом состава эффузивов — щелочно-базальтовой) формации. Кроме того, в самых верхах валагинской серии развита толща мощностью около 300 м туфов ультраосновного состава и лав меймечитов, которая может быть выделена как самостоятельная формация или как субформация в составе единой эффузивно-кремнисто-туфовой формации.

Терригенно-вулканомиктовая формация, залегающая в основании геосинклинального разреза Валангинского хребта, формировалась, по-видимому, в наиболее глубокой части морского бассейна, в месте субмеридионального, вероятно, довольно крутого перегиба в рельефе морского дна. Об этом свидетельствует, в частности, широкое распространение градационных текстур в породах, следы оползневых явлений, более грубый состав вулканомиктового материала, который поступал с крутого восточного склона. Дополнительным свидетельством в пользу такого расположения источников обломочного материала, сиалического с запада и вулканотерригенного с востока, служат отмеченные В.А. Селиверстовым факты уменьшения роли собственно терригенных пород с запада на восток. Залегающая выше эффузивно-кремнисто-туфовая формация и ее аналоги в хребте Кумроч накапливались в относительно более мелководных условиях, однако, в отличие от сходных формаций Западно- и Центрально-Камчатской зон, вероятно, за пределами шельфа, на сложном расчлененном склоне и имели только местные источники обломочного материала.

Вопрос о природе фундамента геосинклинальных отложений в Восточно-Камчатской зоне однозначно не решается, но существование выходов древних метаморфических пород в пределах этой зоны (Хавывенская возвышенность и Ганальский хребет) говорит о том, что, по крайней мере, участки с континентальной или субконтинентальной корой к моменту заложения альпийской геосинклинали существовали и в этой зоне.

## ЗОНА ВОСТОЧНЫХ ПОЛУОСТРОВОВ

Верхнемеловые отложения, накоплением которых начинается альпийский геосинклинальный цикл, известны на п-ове Камчатском. Они с разных точек зрения охарактеризованы в работах М.Ю. Хотина [1976] и М.Н. Шапиро [1976], поэтому здесь дается самая общая и краткая их характеристика по данным этих исследователей.

Верхнемеловые отложения п-ова Камчатского по одним данным [Маркови др., 1972] с несогласием перекрывают более древние габброиды и серпентиниты, входящие в комплекс пород фундамента, по другим [Шапиро, 1976] — их подошва не вскрыта. Разрез верхнемеловых отложений (африканская серия) разделен М.Ю. Хотиним [1976] на две свиты: смагинскую и пикежскую. Смагинская и нижняя подсвита пикежской свиты рассматриваются как единая эффузивно-туфово-кремнистая формация (с учетом относительной роли основных типов пород и состава эффузивов ее, вероятно, лучше было бы назвать базальтовой эффузивно-кремнисто-туфовой).

<sup>1</sup> Принимая такую мощность, В.А. Селиверстов отмечает, что из-за сложной тектонической обстановки она может быть сильно завышена.

Нижняя часть формации сложена преимущественно тонкообломочными и алевро-пелитовыми туфами и пелитоморфными кремнистыми породами с разным количеством примеси пирокластического материала<sup>1</sup>. В меньшем количестве присутствуют железистые аргиллиты, эффузивы, яшмы. Средняя часть формации также сложена преимущественно зелеными алевро-пелитовыми туфами с прослоями кремнистых пород и кремней, с пластами базальтов и железистых аргиллитов, а отличительной особенностью ее являются пачки тонкого переслаивания красных яшм и известняков с различным соотношением этих компонентов. М.Ю. Хотин считает, что каждая такая пачка подстилается пластом базальтов, но наблюдения М.Н. Шапиро и данные геологических съемок показывают, что такая связь не обязательна. Верхняя часть серии сложена почти исключительно зелеными и буро-зелеными алевро-пелитовыми туфами. В верхах появляются крупнообломочные туфы. Описание отдельных разновидностей пород приведено в работе М.Ю. Хотина. Мы же отметим только, что эффузивно-кремнисто-туфовая формация п-ова Камчатского отличается от подобных формаций Восточно-Камчатской зоны преимущественно тонкообломочным составом туфов и широким распространением яшм, находящихся в ассоциации с туфами, базальтами и известняками. Мощность формации — более 1500 м.

Верхняя часть пикежской свиты, мощностью до 400 м, венчающая разрез верхнемеловых отложений, выделена в терригенную субаркозовую формацию [Шапиро, Хотин, 1973]. Формация сложена преимущественно мелкозернистыми субаркозовыми песчаниками, переслаивающимися с аргиллитами. Анализируя состав и изменения формации на площади, М.Н. Шапиро приходит к выводу, что снос обломочного материала должен был происходить с достаточно обширного поднятия, располагавшегося восточнее современной территории Камчатки и сложенного метаморфическими (с участием плагиогнейсов) и интрузивными породами плагиогранитного состава. Существование такого метаморфического "блока" в акватории современного Берингова моря не противоречит представлениям об океанической (в геофизическом смысле) природе фундамента верхнемеловых геосинклинальных отложений п-ова Камчатского. Несомненно также, что формация накапливалась в относительно более глубоководных по сравнению с остальной территорией Камчатки условиях и на большем удалении от островной суши, но до сих пор неясно, на какой абсолютной глубине происходило осадконакопление и являлся ли морской бассейн частью океана (в географическом смысле).

Характеристику верхнемеловых раннегеосинклинальных формаций разных структурно-фациальных зон Камчатки можно закончить следующими основными выводами.

1. Геосинклинальное осадконакопление в Западно- и Центральнo-Камчатской зонах начинается с формирования субаркозовой терригенной формации, почти лишенной следов вулканической деятельности и сколько-нибудь развитого кремненакопления, а в Восточно-Камчатской зоне, по крайней мере в южной ее части, — с формации, имеющей смешанный субаркозовый терригенный и вулканомиктовый состав, но также лишенной признаков проявлений эффузивной вулканической деятельности. Лишь в зоне Восточных полуостровов геосинклинальное осадконакопление начинается непосредственно с формирования эффузивно-кремнисто-туфовой формации. В ходе дальнейшего развития остальных структурно-фациальных зон интенсивные процессы вулканизма, кремненакопления и осаднения мощных толщ вулканогенного материала распространяются и на эту территорию.

2. Источником сиалического обломочного материала для формирования нижней субаркозовой терригенной формации служила достаточно обширная континентальная суша, располагавшаяся к западу и юго-западу от современной территории Камчатки, в непосредственной близости от нее, а также, возможно,

<sup>1</sup> Эти породы М.Ю. Хотин называет кремнистыми туфами, кремнистыми туффитами или туфосилицитами.

и локальные местные поднятия. Участки сиалической суши существовали и к востоку от современной территории Камчатки во время формирования верхней субаркозовой терригенной формации п-ова Камчатского. Вулканогенно-осадочные же формации формировались в результате накопления местного вулканического материала. Размыты подвергались небольшие участки близко расположенной островной суши.

3. Интенсивный вулканизм и мощное кремненакопление развиваются одновременно и тесно связаны, но, видимо, эта связь чаще всего не имеет генетического характера. Вулканизм, несомненно, служил мощным источником поступления кремнезема в морской бассейн, однако перевод его в осадок осуществлялся преимущественно кремний-аккумулирующими организмами.

При образовании яшм основными породообразующими организмами были радиолярии, а при образовании кремнистых аргиллитов — диатомовые водоросли и в меньшей степени спикулы губок с незначительной ролью радиолярий. Именно сменой основных осадителей кремнезема в поздне меловую эпоху можно было бы объяснить преобладание кремнистых аргиллитов над яшмами в верхнемеловых вулканогенно-осадочных комплексах Камчатки и отсутствие яшм в более молодых отложениях. Такая смена может быть связана с особенностями экологии разных кремневых организмов, с причинами самого общего плана: с изменениями гидродинамического режима морских бассейнов и особенностей их питания обломочным материалом, с климатическими факторами и т.д. Однако яшмы отличаются не только преобладанием в их составе радиолярий. Особенности химизма яшм и их странственного распространения позволяют предполагать непосредственное участие в их образовании вулканической, скорее всего гидротермальной, деятельности. Батиметрия морского бассейна при этом особой роли не играет.

Образование наиболее высококремнистых разностей пород обоих типов происходило в постседиментационную стадию в результате вторичного перераспределения вещества. В формировании кремнистых пород, кроме того, принимал участие свободный кремнезем, освобождающийся при девитрификации вулканического стекла в постседиментационную стадию.

4. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Камчатки не являются океаническими образованиями, что вместе с фактом присутствия гранитно-метаморфического слоя в разных структурно-фациальных зонах говорит о том, что в альпийский геосинклинальный цикл Камчатская геосинклиналь не проходила океанической стадии развития (исключение может представлять только зона Восточных полуостровов). Эта стадия могла быть пройдена ею в предыдущие геосинклинальные циклы. Накопление же изученных формаций происходило как в относительно мелководных, так и в относительно глубоководных условиях, главным образом в пределах шельфа, его склонов и подножия. При этом на первых этапах шельф имел приконтинентальный характер и, по-видимому, слабо расчлененный рельеф. В дальнейшем осадконакопление развивалось в условиях сильно расчлененного рельефа в непосредственной близости от участков островной вулканической суши. Смена базальной субаркозовой терригенной формации, почти лишенной вулканических проявлений, комплексом эффузивно-кремнисто-туфовых формаций свидетельствует о преобразовании в поздне меловую эпоху пассивной континентальной окраины в активную.

## ПЕТРОХИМИЯ БАЗАЛЬТОИДОВ СОВРЕМЕННОГО ОКЕАНА

Базальтовые формации пользуются самым широким распространением среди магматических формаций, и они, несомненно, связаны с магмообразующими процессами, протекающими в верхней мантии. Происхождение и эволюция базальтовых магм является одной из ключевых проблем петрологии. Ее решение связано с прогрессом в изучении эндогенных процессов в глобальном аспекте, а также с успехами изучения геофизического строения глубинных зон Земли и с достижениями в области физико-химического эксперимента. Существуют различные подходы к ее решению. До сих пор не утратил своего значения петрохимический анализ, основанный на рассмотрении эмпирических вариационных диаграмм, содержаний элементов или их нормированных отношений. Однако при этом возникают трудности однозначной интерпретации диаграмм. Причины этих трудностей заключаются в том, что при построении вариационных диаграмм используются массивы анализов неодинаковой репрезентативности. В ряде случаев в один массив включаются анализы базальтоидов, развитых в разных геолого-структурных зонах или принадлежащих к различным петрохимическим сериям. Принадлежность базальтоидов к той или иной серии определяется на основе петрохимической классификации, а таких классификаций существует несколько. Поэтому, прежде чем перейти к рассмотрению существа проблемы, необходимо выбрать классификацию, наиболее оптимальную для используемых методов исследования. Здесь нет необходимости рассматривать все классификации в историческом аспекте. По-видимому, целесообразно перечислить лишь те, которые сохранили свое значение поныне.

1. Классификация Ритмана основана на отношении суммы щелочных элементов к нормированной кремнекислотности пород. По этой классификации выделяются три ряда групп: тихоокеанский (известково-щелочной), атлантический (натровый), средиземноморский (калиевый). В каждом ряду выделяются по четыре группы: слабая, средняя, сильная, предельно сильная.

2. Классификация Йодера и Тилли основана на вариациях нормативного минерального состава пород (CIPW). По этой классификации выделяются пять типов пород: кварцевый толеит (кварц + гиперстен); оливиновый толеит (оливин + гиперстен); щелочной оливиновый базальт (оливин + нефелин, <5%); базанит (оливин + нефелин, >5%); оливиновый нефелинит (оливин + диопсид + нефелин, без альбита).

3. Классификация Куно основана на выделении эволюционных полей по суммарной щелочности на вариационных диаграммах Харкера. По этой классификации выделяются три серии: толеитовая, высокоглиноземистая, щелочная оливин-базальтовая.

Как видно из приведенных классификаций, главными ранжирующими признаками являются содержания щелочных элементов в породах и их кремнекислотность. Совершенно естественно, что каждая из выделенных серий (по любой классификации) может дать дифференцированный ряд по кремнекислотности или какую-либо ее часть. Ф.Ю. Левинсон-Лессингом [1925] был предложен следующий статистически обоснованный ряд дискретности вулканических пород по их кремнекислотности, который можно рассматривать как ряд дифференци-

рованности (цифры в скобках -  $\text{SiO}_2$  %): пикритовые базальты (< 47); базальты (47,0-52,0); андезит-базальты (52,0-57,2); андезит-дациты (62,1-63,0); дациты (63,0-68,5); дацито-липариты (68,5-70,5); липариты (> 70,5).

Таким образом, главнейшими характеристиками вулканических пород являются принадлежность к той или иной вулканической серии (что характеризует их щелочность) и степень дифференцированности этой серии. Ниже во всех случаях в первую очередь будут использоваться именно эти характеристики. Тип вулканической серии будет определяться по классификации Х. Куно, наиболее простой, разработанной для вулканических серий островных дуг, которые развиты в зонах перехода от океана к континенту. При этом в классификацию не вкладывается генетического толкования, предложенного им, она рассматривается лишь как эмпирическая ранжировка, основанная на разделении вулканических пород по их петрохимическим свойствам.

### Методика и объекты исследования

В последние годы в значительной мере возрос интерес к базальтоидам, развитым в современном океане. Это не случайно. В рамках геологии океанов возникла гипотеза тектоники плит, которая с эпидемической быстротой вышла за пределы океанологии и привлекла внимание геологов, занимающихся изучением древних геосинклинальных систем. Была разработана гипотеза подобия строения офиолитовых комплексов геосинклинальных систем и земной коры океанов. На первом этапе исследований такой подход оказался результативным. Однако при детальном рассмотрении вулканических пород океанов и геосинклинальных систем вскрылся ряд петрохимических особенностей, затрудняющих проведение прямых аналогий. Это обстоятельство заставило вернуться к анализу петрохимии базальтоидов, развитых в современном океане, и подойти к нему с общих структурно-геологических позиций. Сейчас стало очевидным, что сравнение базальтоидов офиолитовых комплексов с базальтоидами океана вообще - неправомерно. Слишком неоднородны в петрохимическом отношении и те, и другие. В связи с этим возникла необходимость в создании петрохимических образов океанических базальтоидов, развитых в различных структурных зонах океана.

По современным представлениям, на дне океана можно выделить два типа структур глобального масштаба - океанические котловины и срединно-океанические хребты. Первые занимают большую площадь Мирового океана и характеризуются тектонической стабильностью и слабой вулканической активностью. Срединно-океанические хребты представляют собой пологие валы трансокеанической протяженности и отличаются тектонической активностью и широко развитым вулканизмом. Кроме того, в океане выделяются структуры второго порядка - глыбовые<sup>1</sup> поднятия, которые имеют значительно меньшую протяженность. В ряде случаев они венчаются отдельными островами или системами островов. Для этих структур также характерны тектоническая активность и интенсивный вулканизм. Наконец, в зонах перехода от океана к континенту может быть развит особый тип структур - системы островных дуг. Этим структурам свойственны максимальный вулканизм и тектоническая активность. Океанические котловины, срединно-океанические хребты и глыбовые поднятия сформированы на коре океанического типа, в составе которой отсутствует "гранитный" слой. Следует, однако, отметить, что ее мощность и строение в этих структурах различны. Островные дуги подстилаются корой сложного "мозаичного" строения. Здесь в различных зонах выделяются все типы коры (океаническая, субокеаническая, субконтинентальная и редуцированная континентальная).

<sup>1</sup>К этой категории относятся также сводово-вулканические поднятия типа Гавайского архипелага и Императорских гор.

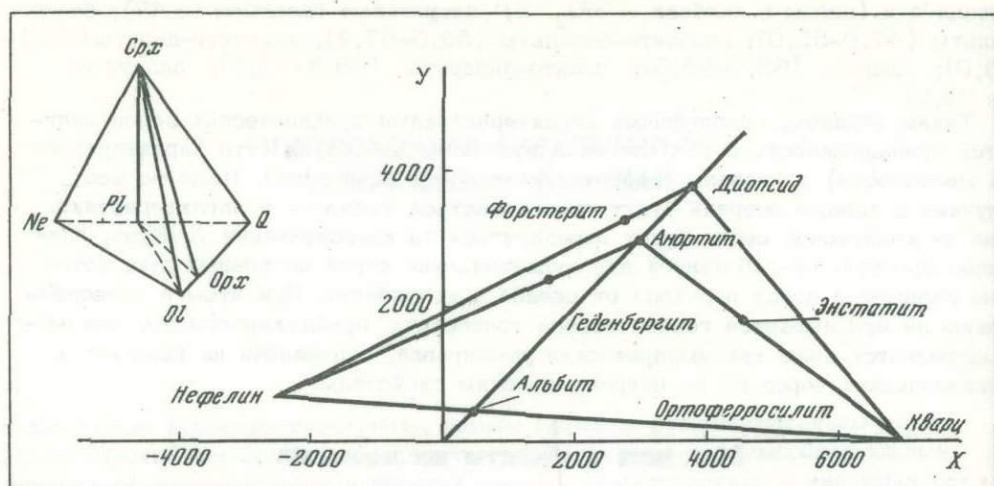


Рис. 59. Тетраэдр нормативного минерального состава базальтовых серий и его проекция на плоскость

Ne - нефелин; Srz - клинопироксен; Q - кварц; Орх - ортопироксен; Ol - оливин; Pl - плагиоклаз;  $y = 6Ca + 2Mg + Al$ ;  $x = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$

Таким образом, рассматриваемые структуры отличаются по форме, рельефу, строению коры, степени тектонической активности и проявления вулканизма и, как будет показано ниже, по петрохимическим особенностям вулканических пород.

В этом разделе будут рассмотрены вулканические серии срединно-океанических хребтов, глыбовых поднятий и островных дуг. Сведения о вулканиках океанических котловин не приводятся из-за недостаточности материала для петрохимического анализа. На основе литературных и оригинальных данных были составлены три массива репрезентативных выборок химических анализов вулканических пород, развитых в названных выше трех геолого-структурных зонах. Для срединно-океанических хребтов массив составляет 250 анализов, для сводовых поднятий - 350, для островных дуг - 1800. Каждый из этих массивов на основе вариационных диаграмм, предложенных Х. Куно, был подразделен на три серии - толеитовую, высокоглиноземистую и щелочную оливин-базальтовую. Таким образом, в каждом из вулканических комплексов различных геолого-структурных зон были определены условные объемные доли трех вулканических серий, которые показаны в виде гистограмм. Затем каждый комплекс был подразделен на дифференциаты по классификации Ф.Ю. Левинсон-Лессинга. На базе этих данных также построены гистограммы.

Корреляционные отношения между главными породообразующими элементами определялись по двухкомпонентным вариационным диаграммам:  $Al_2O_3 - MgO$ ,  $FeO - MgO$ ,  $Al_2O_3 - TiO_2$  и  $K_2O - TiO_2$ . Кроме того, некоторые петрохимические коэффициенты показаны на диаграммах В. Готтини, Л.В. Дмитриева и Х. Де ля Роша. Последняя диаграмма построена на основе преобразования нормативного тетраэдра Г.С. Иодера и К.Э. Тилли в интегральную двухкомпонентную диаграмму. Х. Де ля Рошем и Ж. Летерье [De la Roche, Letterier, 1973], по существу, было обосновано получение плоской проекции тетраэдра, где "критическая плоскость" тетраэдра, отделяющая щелочную оливин-базальтовую серию от толеитовой и высокоглиноземистой, преобразована в прямую (рис.59). Функциональное выражение этой прямой, являющейся дискриминантной функцией, следующее:

$$F = 4Si - Al - 2(Mg + Fe) - 6Ca - 11(Na + K).$$

Оно было получено при решении системы трех линейных уравнений, отвечающих формульным составам вершин "критической плоскости". Представив биссектрису в виде дискриминантной функции, а оси координат в качестве ее параметров, нашли числовые значения каждого из параметров, при которых функция принимает нулевые значения. Параметры функции выражены в миллиатомграммах на 100 г породы. Таким образом, рассматриваемая диаграмма позволяет, минуя пересчеты на нормативные составы, анализировать степень и направленность дифференциации различных базальтоидных серий.

### Обсуждение результатов

В петрологической литературе сложилось представление о том, что вулканические породы срединно-океанических хребтов принадлежат к недифференцированной толеитовой серии. Базальтоиды глыбовых поднятий, по этим представлениям, относятся к дифференцированной толеитовой и щелочной оливин-базальтовой сериям, а породы островных дуг представлены тремя дифференцированными сериями: толеитовой, высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой. На рис. 60 приведены гистрограммы соотношений вулканических серий и степени дифференцированности пород срединно-океанических хребтов, глыбовых поднятий и островных дуг. Интерпретация гистрограмм в значительной мере меняет сложившиеся представления. Как следует из этих гистрограмм, вулканические породы всех рассматриваемых структурных зон океана подразделяются на три серии: толеитовую, высокоглиноземистую и щелочную оливин-базальтовую, причем условное объемное соотношение серий резко различно. Среди базальтоидов срединно-океанических хребтов преобладают высокоглиноземистая и толеитовая серии, в глыбовых поднятиях — щелочная оливин-базальтовая, а в островных дугах — толеитовая и высокоглиноземистая. Вулканические породы срединно-океанических хребтов слабо дифференцированы по кремнекислотности — от пикритового базальта до андезито-базальта. В них резко преобладают базальты (см. рис. 60, I-2).

Соотношение дифференциатов базальтоидов глыбовых поднятий свидетельствует о том, что в этих структурах развиты контрастно-дифференцированные вулканические серии. Характер распределения дифференциатов двумодальный. Моды отвечают базальтам и дацито-липаритам (см. рис. 60, II-2). В островных дугах развиты непрерывно дифференцированные базальтоиды. Характер распределения дифференциатов двумодальный. Моды соответствуют андезито-базальтам и дацитам. Преобладают андезито-базальты (см. рис. 60, III-2). Следовательно, соотношение вулканических серий и степень дифференцированности базальтоидов, развитых в разных структурных зонах океана, различны и коррелируются в первом приближении с типом земной коры в районе проявления вулканизма.

Соотношения между  $FeO$  и  $MgO$  во всех рассматриваемых вулканических комплексах связаны прямой корреляционной зависимостью. Однако эти комплексы достаточно четко различаются по уровням концентрации  $MgO$ . Наиболее магнезиальными являются базальты, развитые в срединно-океанических хребтах, наименее магнезиальными — дифференцированные базальтоиды островных дуг. Вулканиды глыбовых поднятий занимают промежуточное положение (рис. 61).

По соотношению  $Al_2O_3$  и  $MgO$  базальтоиды срединно-океанических хребтов, глыбовых поднятий и островных дуг также резко различаются между собой. В вулканидах первых двух комплексов эти элементы связаны обратной корреляционной зависимостью, в то время как для базальтоидов островных дуг характерна прямая зависимость (рис. 62). Корреляционные соотношения  $K_2O - TiO_2$  и  $Al_2O_3 - TiO_2$  в вулканидах всех трех рассматриваемых структур различны. При этом для базальтоидов глыбовых поднятий характерно наличие двух трендов соотношения этих элементов. Одна ветвь, с более высокими уровнями концентраций  $K_2O$  и  $Al_2O_3$ , свойственна щелочному типу дифференциации,

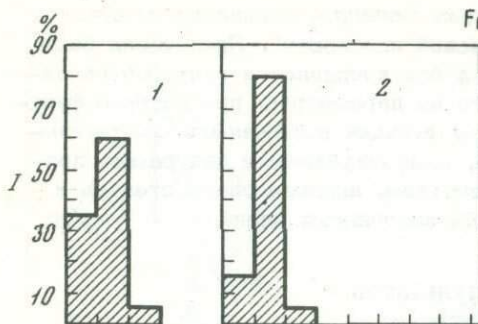


Рис. 60.

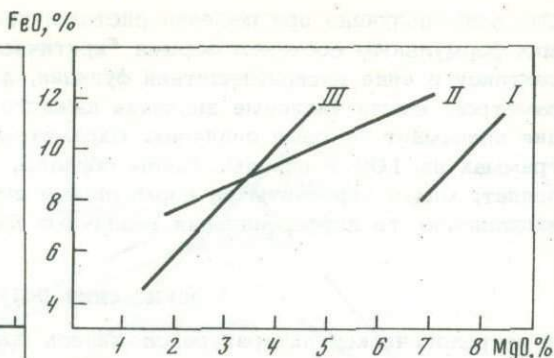


Рис. 61

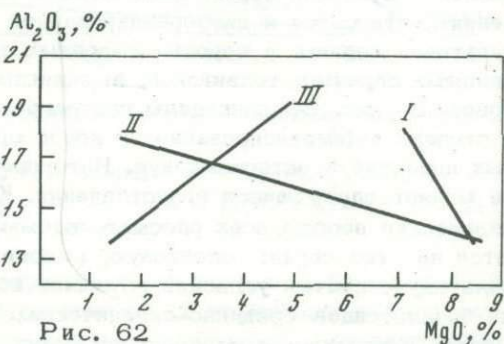
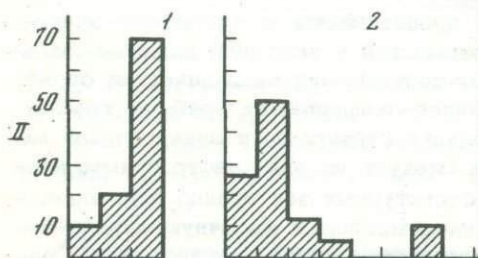


Рис. 62

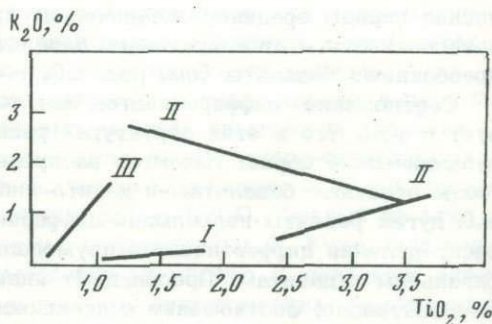
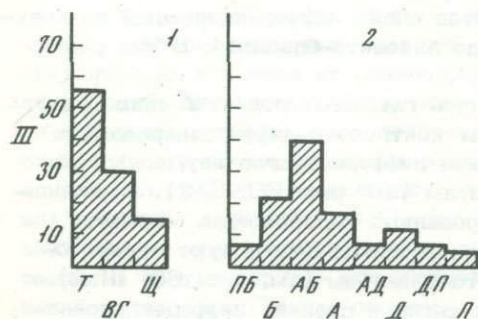


Рис. 63

Рис. 60. Гистограммы соотношения вулканических серий и степени дифференцированности базальтоидов различных структурных зон океана

I - срединно-океанические хребты; II - глыбовые поднятия; III - островные дуги; 1 - вулканические серии: Т - толеитовая, ВГ - высокоглиноземистая, Щ - щелочная оливин-базальтовая; 2 - дифференциаты: ПБ - пикритовые базальты, Б - базальты, АБ - андезито-базальты, А - андезиты, АД - андезито-дациты, Д - дациты, ДЛ - дацито-липариты, Л - липариты

Рис. 61. Вариационная диаграмма FeO - MgO

I - океанические хребты; II - глыбовые поднятия; III - островные дуги

Рис. 62. Вариационная диаграмма Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - MgO

Условные обозначения см. на рис. 61

Рис. 63. Вариационная диаграмма K<sub>2</sub>O - TiO<sub>2</sub>

Условные обозначения см. на рис. 61

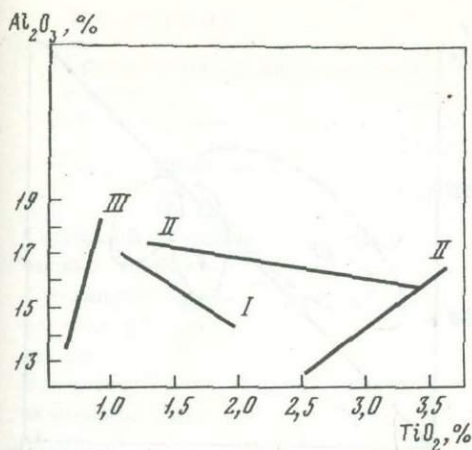


Рис. 64. Вариационная диаграмма  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$   
Условные обозначения см. на рис. 61

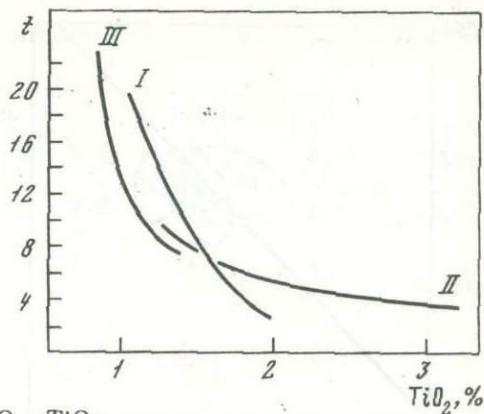


Рис. 65. Диаграмма В. Готтини

$$t = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}}{\text{TiO}_2} \cdot \text{Остальные условные обозначения см. на рис. 62}$$

другая, с более низкими уровнями концентраций этих элементов, — толеитовому типу дифференциации (рис. 63, 64). Развитие толеитовых серий в глыбовых поднятиях всегда предшествует проявлению щелочного вулканизма. Как видно из диаграмм, толеитовые серии глыбовых поднятий резко отличаются от толеитовых серий других структурных зон океана значительно более высокими концентрациями  $\text{TiO}_2$  и несколько более высокими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$ . Условная глиноземистость и содержание  $\text{Ti}$  отражены на диаграмме В. Готтини [Gottini, 1970]. По этим параметрам вулканические породы трех рассматриваемых структурных зон океана также различны (рис. 65).

Анализ интегральных петрохимических диаграмм Х. Де ля Роша и Ж. Латерье показал, что базальтоиды срединно-океанических хребтов, глыбовых поднятий и островных дуг различны между собой по степени и характеру дифференцированности. Во всех случаях четко описываются три поля, которые соответствуют толеитовой, высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой сериям (рис. 66-68). Однако вулканические породы островных дуг, в отличие от пород двух других типов структур, значительно сильнее дифференцированы. Характерно, что поля толеитовой и высокоглиноземистой серий во всех рассматриваемых структурных зонах сближены между собой и в какой-то мере перекрываются. Степень и направление дифференциации этих серий также сходны между собой. Щелочная оливин-базальтовая серия резко отличается как по степени, так и по направленности дифференциации, особенно на начальных этапах этого процесса, в случае его гомодромной последовательности. Предельно кислые дифференциаты в случае их возникновения во всех сериях характеризуются близкими химическими свойствами.

Подводя итог рассмотрения петрохимических особенностей базальтоидов, развитых в различных структурных зонах океана, необходимо подчеркнуть следующее.

Вулканические породы срединно-океанических хребтов представлены недифференцированными или слабо дифференцированными сериями, сформированными в результате подводных трещинных излияний. Петрохимически эти породы характеризуются низкими содержаниями щелочных элементов, средними концентрациями  $\text{Ti}$  и относительно высокими содержаниями  $\text{Mg}$ . Для них характерны высокие значения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , достигающие 17.

Базальтоиды глыбовых поднятий сформированы при многоэтапном проявлении вулканизма. На начальных этапах подводного, преимущественно трещинно-

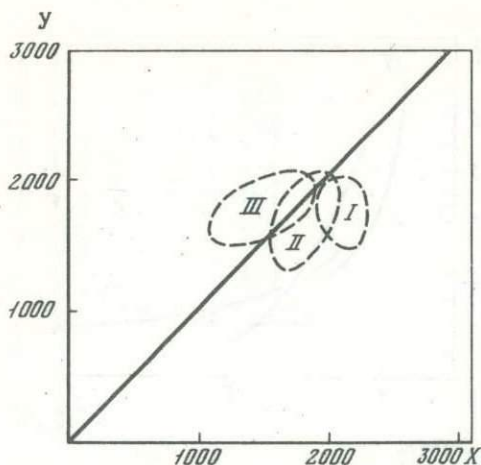


Рис. 66

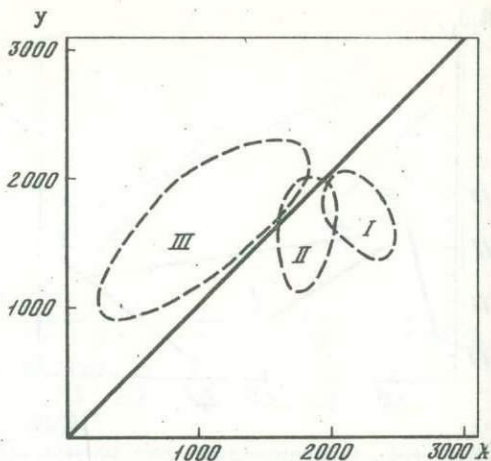


Рис. 67

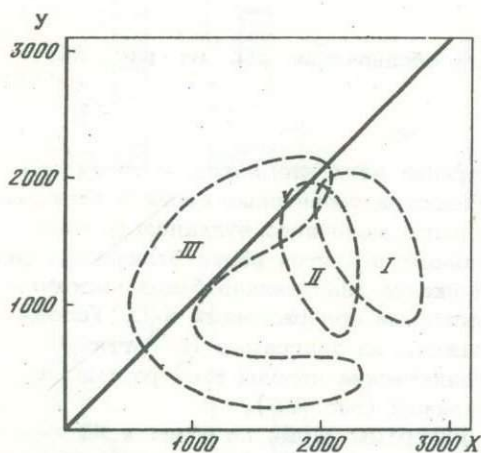


Рис. 68

Рис. 66. Диаграмма X.Де ля Роша для вулканических пород срединно-океанических хребтов

$Y = 6Ca + 2Mg + Al$ ;  $x = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ ; вулканические серии: I - толеитовая, II - высокоглиноземистая, III - щелочная оливин-базальтовая

Рис. 67. Диаграмма X.Де ля Роша для вулканических пород глыбовых поднятий

Условные обозначения см. на рис. 66

Рис. 68. Диаграмма X.Де ля Роша для вулканических пород островных дуг

Условные обозначения см. на рис. 66

го, вулканизма развивались слабо дифференцированные толеитовые серии с тенденцией к контрастному типу дифференциации. Эти толеиты характеризуются высоким содержанием Ti и достаточно высокими значениями  $Na_2O/K_2O$ , как правило, не превышающими 6. На заключительных этапах развития глыбовых поднятий интенсивно проявляется дифференцированный щелочной вулканизм, характеризующийся высокими концентрациями Ti и низкими значениями  $Na_2O/K_2O$  (не более 2,5).

Вулканы островных дуг образованы при наземных извержениях центрального типа и представлены дифференцированными сериями. Они в среднем характеризуются низкими содержаниями Ti, Mg, щелочных элементов и средними значениями  $Na_2O/K_2O$  (около 4). Таким образом, информативными петрогенными элементами для базальтоидов, развитых в различных структурных зонах, являются Ti, Mg, щелочные элементы и их отношения (табл. 16).

Средние содержания редких элементов в вулканических породах различных структурных зон океана неодинаковы. Базальтоиды глыбовых поднятий характеризуются максимальными концентрациями Cr, Ni, Cu, Sr, Zr и элементов редкоземельной группы (табл. 17). По концентрациям некоторых элементов вулканические породы океанических хребтов близки к базальтоидам глыбовых поднятий. Практически по всем элементам породы этих двух структурных зон океана резко отличаются от пород островных дуг.

Какие же выводы можно сделать, обсуждая изложенный материал? Прежде всего обращает на себя внимание существенное различие по петрохимическим

Таблица 16

Сравнительная характеристика базальтоидов различных структурных зон океана

Структурная зона	Содержание, %			Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	FeO* MgO	Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO			
Срединно-Атлантический хребет	48,2	1,4	7,5	3,1	1,3	12,6
Срединные хребты Индийского океана	49,1	1,5	7,5	3,1	1,2	17,0
Восточно-Тихоокеанское поднятие	49,0	1,6	7,8	3,3	1,3	14,0
Глыбовые поднятия	49,4	3,0	5,0	6,1	2,3	2,5
Островные дуги	50,1	0,9	4,8	2,8	2,1	3,6

Примечание. При вычислении средних составов учитывались пикритовые базальты, базальты и андезиты-базальты. FeO\* — здесь и далее суммарное содержание Fe, пересчитанное на двухвалентное.

Таблица 17

Средние содержания редких элементов в вулканических породах различных структурных зон океана, г/т

Элемент	Океанические хребты	Глыбовые поднятия	Островные дуги	Элемент	Океанические хребты	Глыбовые поднятия	Островные дуги
Cr	280	370	30	Li	8	10	20
Co	25	46	15	Ba	190	260	435
Ni	106	168	20	Ga	20	17	33
V	370	350	180	Zr	120	410	70
Sc	45	40	20	Yb	8	11	1,4
Cu	96	148	30	Y	20	82	20
Sr	150	360	270				

характеристикам и содержаниям редких элементов вулканических пород срединно-океанических хребтов, глыбовых поднятий и островных дуг. Здесь, видимо, можно говорить о неодинаковости химических составов первичных магм рассматриваемых структурных зон океана. Причина этих различий заключается в разных глубинных уровнях генерации первичных магм, а также неодинаковой степени гибридности или контаминации этих магм, обусловленных различными мощностями и типами строения коры в областях проявления вулканизма.

Сейсмологические наблюдения показывают, что в районах срединно-океанических хребтов фиксируются мелкофокусные землетрясения с глубиной очагов в пределах 10–30 км. Глубина очагов землетрясений в пределах глыбовых поднятий несколько большая и лежит в интервале 40–80 км. Островные дуги характеризуются максимальной глубиной очагов землетрясений, достигающих нескольких сотен километров. По данным глубинного сейсмического зондирования, примерно на таких же уровнях в соответствующих структурных зонах океана отмечаются зоны разуплотнения мантийного

вещества. Под островными дугами зафиксировано несколько таких зон, расположенных на разных глубинах — от 160 до 40–60 км. Отсюда можно предположить, что зоны генерации магмы под срединно-океаническими хребтами находятся на глубинах 10–30 км, под глыбовыми поднятиями — на глубинах 40–80 км, а под островными дугами — на 100–160 км. Кроме того, под островными дугами, по-видимому, имеются промежуточные магматические камеры, расположенные на глубинах 40–60 км.

Бурное развитие экспериментальных петрологических исследований с использованием высоких давлений и температуры позволило разработать ряд моделей строения и состава верхней мантии. Известны модели Б. Мейсона [1965], П.Дж. Харриса [Harris e.a., 1967] и А.Э. Рингвуда, И.Д. Мак-Грегора, Ф.Р. Бойда [1968]. Особое направление представляют исследования В.С. Соболева, Б.Г. Лутца и др. Работы этих ученых базируются не на расчетных составах вещества мантии, а на композиции реально наблюдаемых ксенолитов пород, содержащихся в базальтоидных и кимберлитовых трубках взрыва, минеральные парагенезисы которых устойчивы при высоких температурах и давлениях. Установлена вертикальная зональность и латеральная неоднородность в распределении ксенолитов, которая заключается в том, что эклогиты, пироповые и пироп-шпинелевые ультрабазиты, занимающие разные глубинные уровни и широко распространенные на континенте, практически не встречаются в океанических областях, где распространены лишь ультрабазитовые ксенолиты без пироба. По сложившимся представлениям, под континентами верхняя мантия подразделяется на недифференцированную зону, лежащую глубже волновода Гутенберга, и дифференцированную, расположенную выше волновода. Верхняя часть дифференцированной мантии сложена породами ультрабазитового состава без диоропа, аналогичными альпинотипным ультрабазитам и эклогитам. Под океанами дифференцированная мантия сложена породами ультраосновного состава, не содержащими пироба.

Таким образом, вертикальная и латеральная неоднородность в составе вещества верхней мантии обуславливает геохимическую специфику первичных расплавов, возникающих в различных структурных зонах океана на разных глубинных уровнях.

Показателями процессов глубинной эволюции первичной магмы являются степень и направленность дифференцированности той или иной вулканической серии. В срединно-океанических хребтах, как было показано выше, развиты слабо дифференцированные по кремнекислотности серии. В этих зонах локально распространены афировые и порфиоровые базальты. Среди последних преобладают плагиоклаз-оливиновые. Значительно реже встречаются плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые базальты. Изучение различных вариационных диаграмм показало, что выделенные структурно-петрографические типы базальтов различаются по химическому составу. Наиболее сильные различия существуют между афировыми и порфиоровыми базальтами. Афировые базальты характеризуются более высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и более низкими концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$  по сравнению с порфиоровыми базальтами. Установленная разница в химическом составе между афировыми и порфиоровыми базальтами может быть объяснена с позиции фракционирования породообразующих элементов в процессе накопления порфиоровых вкрапленников плагиоклаза, оливина и клинопироксена в протоматическую стадию. Отсутствие дискретности на всех вариационных диаграммах и некоторое перекрытие фигуративных точек составов различных структурно-петрографических типов базальтов являются подтверждением высказанного предположения. Низкая величина  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  при более высокой общей щелочности афировых базальтов объясняется большей скоростью накопления  $\text{K}_2\text{O}$  в этих породах в процессе первичной магматической дифференциации, связанной с протоматической кристаллизацией фенокristов и накоплением их в порфиоровых разностях базальтов, тем более что общеизвестным является факт накопления К в вулканических стеклах базальтового состава.

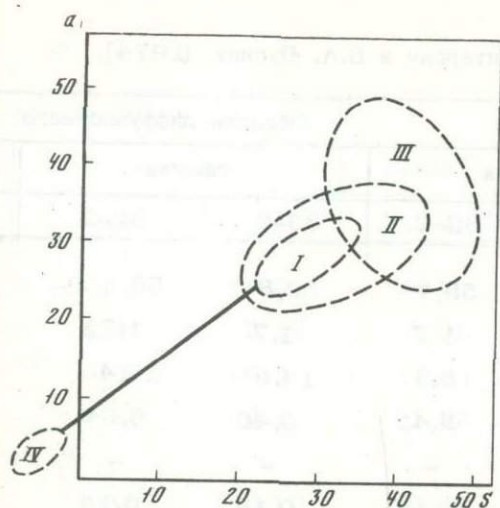


Рис. 69. Диаграммы Л.В.Дмитриева

$a = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ;  $s = \text{SiO}_2 - (\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{MnO})$ ;

I - срединно-океанические хребты; II - глыбовые поднятия; III - островные дуги; IV - поле океанических ультрабазитов

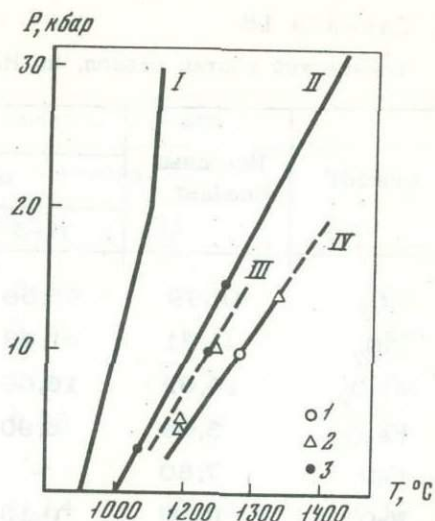


Рис. 70.  $P$ - $T$  диаграмма плавления оливинового толеита [Хитаров, Пугин, 1974]

$P$  - давление, кбар;  $T$  - температура,  $^{\circ}\text{C}$ ; 1 - однородное стекло; 2 - два стекла в зоне ликвации; 3 - стекло в зоне диффузионного разделения; I - солидус; II - ликвидус; III - граница между зоной диффузионного разделения и зоной ликвации; IV - граница между зонами ликвации и однородного состояния

На двухкомпонентной диаграмме, построенной в координатах  $[\text{SiO}_2 - (\text{Mg} + \text{Fe}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{TiO}_2 + \text{MnO})] - [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$  и предложенной Л.В. Дмитриевым и другими [1972], базальты и перидотиты срединно-океанических хребтов занимают два поля с комплементарными составами. Афировые и порфиновые базальты, образуя одно компактное поле, занимают различные его участки. При этом первый тип пород расположен на диаграмме ближе к перидотитам (рис. 69). Эта особенность может быть объяснена тем, что первичный расплав, возникший в результате частичного плавления мантийных перидотитов, был ближе по своему составу к афировым базальтам. В таком случае порфиновые базальты можно расценивать как дифференциаты этого расплава, возникшие при кристаллизационной дифференциации.

Интерпретация результатов плавления оливиновых толеитов из Срединно-Атлантического хребта позволила Т. Фуджии прийти к выводу о том, что они произошли за счет селективного плавления плагиоклазового лерцолита на глубине 25 км. Их излияние происходило при температуре  $1215^{\circ}\text{C}$ . Другие разновидности базальтов (порфиновые плагиоклаз-оливиновые и плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые) возникли вследствие кристаллизационной дифференциации. Эти выводы основаны на изучении  $T$ - $P$  условий кристаллизации порфиновых вкрапленников, вязкости расплава и скорости флотации плагиоклаза и погружения оливина.

Таким образом, весь рассмотренный эмпирический материал по петрохимии находится в соответствии с экспериментальными данными и не противоречит предположению о ведущей роли фракционирования фенокristов при дифференциации первичных базальтовых расплавов в процессе формирования вулканических пород срединно-океанических хребтов.

Наряду с изложенной выше существует конкурирующая гипотеза, по которой афировые и порфиновые базальты возникли в процессе частичного плавления

Таблица 18

Химический состав стекол, по Н.И. Хитарову и В.А. Пугину [1974], %

Окислы	Исходный базальт	Область диффузионного			
		светлая		темная	
		52-3	52-1	33-2	52-2
SiO <sub>2</sub>	49,59	55,58	55,7	52,8	53,4
TiO <sub>2</sub>	1,71	1,18	1,7	1,7	1,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,62	16,60	18,3	14,5	16,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03	6,90	5,42	9,40	6,54
FeO	7,80	-	-	-	-
MnO	0,16	0,13	0,13	0,16	0,14
MgO	7,34	8,58	9,45	10,40	10,08
CaO	11,32	5,30	4,90	5,70	5,75
Na <sub>2</sub> O	3,18	2,48	2,68	2,77	3,20
K <sub>2</sub> O	0,18	0,20	0,27	0,20	0,23

Примечание. Цифры в головке таблицы - номера образцов.

ния мантийного вещества на разных глубинах. С позиций этой гипотезы трудно объяснить переслаивание афировых и порфировых базальтов. Для этой цели необходимо неоднократное ритмичное перемещение зоны генерации магмы вверх и вниз по вертикали с амплитудой порядка 10-20 км.

В глыбовых поднятиях океана развиты дифференцированные вулканические серии с отчетливо выраженной тенденцией к контрастному типу дифференциации. Такой тип дифференциации невозможно объяснить с позиций фракционирования кристаллов. Необходимо какая-то другая модель глубинной дифференциации. В этом плане полезно обратиться к некоторым экспериментальным данным, в частности к работе Н.И. Хитарова и В.А. Пугина [1974], которая имеет фундаментальное значение для понимания петрогенезиса базальтовых серий. Эти исследователи пишут, что проведенный ими эксперимент позволил установить явление разделения расплава оливинового толеита на две жидкости. При этом эффекту ликвации предшествует эффект диффузионного разделения. В табл. 18 показаны химические составы исходного базальта, стекол из области диффузионного разделения и стекол из области ликвации.

На рис. 70 приведены результаты опытов и  $P-T$  диаграмма плавления оливинового толеита. Из этих данных видно, что уже в зоне диффузионного разделения отмечается постепенное формирование двух или трех различных по кремнекислотности и щелочности жидкостей. Одна из них может быть отнесена к щелочному оливиновому базальту, другая - к толеитовому или высокоглиноземистому андезито-базальту. В области ликвации также наблюдается разделение расплава на две части. В результате этого процесса образуются два контрастных по кремнекислотности расплава. В одном из них наблюдается дефицит кремнезема до 8-10%, а в другом - его избыток до 42%.

С позиций этой экспериментальной работы можно предложить следующую петрогенетическую модель формирования вулканических пород глыбовых поднятий. В зоне генерации первичная магма делится в результате ликвации на две несмешиваемые порции (основную и кислую), которые при последовательном

разделения		Область ликвации			
черная		белая	темная		черная
33-1	52-4	61-1	59-2	61-2	59-1
50,5	49,5	59,2	53,2	53,8	47,2
1,42	2,37	1,11	1,22	1,67	1,44
16,9	20,3	27,8	17,6	16,5	19,3
7,87	4,86	1,02	6,95	5,50	6,48
-	-	-	-	-	-
0,15	0,19	0,08	0,14	0,16	0,12
11,2	8,50	6,85	12,3	10,4	13,5
0,45	7,65	2,32	5,80	7,10	6,15
3,14	3,60	0,23	1,95	2,66	3,85
0,25	0,32	0,07	0,10	0,16	0,15

и раздельном перемещении вверх дают два более узких по кремнекислотности ряда. Ведущую роль при этом играют процессы фракционирования кристаллов.

В области островных дуг ликвация в глубинном магматическом очаге также приводит к разделению первичного расплава на две порции: андезито-базальтовую и дацитовую. В промежуточных очагах в других  $P-T$  условиях каждый из этих расплавов изменяет свой состав в процессе селективной контаминации и дает начало кристаллизационным рядам дифференциации. Наиболее распространенная в островных дугах гомодромная последовательность излияния, по-видимому, определяется увеличением вязкости расплавов с ростом их кремнекислотности. В последнюю очередь изливаются более вязкие дацитовые порции, образуя купола и приводя к взрывным процессам.

Таким образом, происхождение всего набора вулканических пород океана, а также его обрамления (имеются в виду островные дуги) можно объяснить, не прибегая к концепции гибридизма или ассимиляции магмой гранитных пород коры. Весь изложенный геохимический материал не противоречит предложенной концепции.

## ПЕТРОХИМИЯ БАЗАЛЬТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ УРАЛЬСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Особенности химизма вулканических комплексов, широко развитых в геосинклинальных системах, несут важную информацию об эволюции глубинных магматических очагов и земной коры. Ниже будет рассмотрена петрохимия среднепалеозойских эвгеосинклинальных вулканических пород некоторых структурно-фациальных зон южной части Уральской геосинклинали. Для этой цели были выбраны базальтоиды, отвечающие раннему этапу развития эвгеосинклинали. На западном склоне Южного Урала, в пределах Сакмарской зоны, этому этапу соответствуют силурийские базальтоиды сугралинской свиты. На Восточном склоне, в пределах Магнитогорского прогиба и его южного продолжения, Западно-Мугоджарского синклинория, к раннему этапу развития относятся вул-

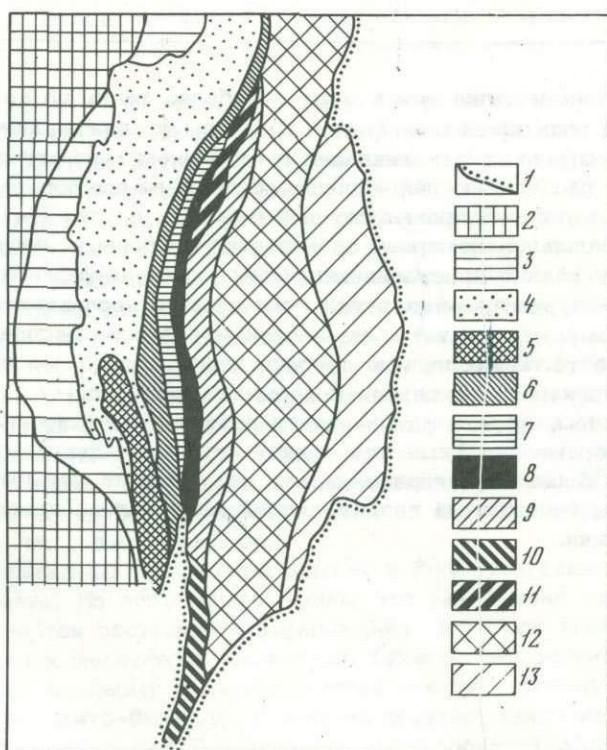


Рис. 71. Схема структурно-формационного районирования Южного Урала, по С.В.Руженцеву и С.Г.Самыгину, с добавлениями

1 - граница мезокайнозойских отложений; 2 - Русская платформа; 3 - Предуральский прогиб; 4 - миогеосинклинальная зона; 5-11 - структурно-фациальные зоны: 5 - Сакмарская, 6 - Присакмарская, 7 - Южно-Ирендыкская, 8 - Сибайская, 9 - Восточно-Магнитогорская, 10 - Западно-Мугоджарская, 11 - Учалинская; 12 - Урало-Тобольское поднятие; 13 - Зауралье

Таблица 19

Распределение вулканических комплексов в структурно-фациальных зонах Урала

Возраст	Вулканические комплексы	Структурно-фациальные зоны	Тип дифференциации
Девон	Карамалыташский	Восточно-Магнитогорская	Контрастный базальт-липаритовый
		Сибайская	То же
	Сугралинский	Сакмарская	"
Силур	Баймак-Бурибаевский	Южно-Ирендыкская	"
	Мугоджарский	Западно-Мугоджарская	Слабо-дифференцированный базальтовый

канические породы нескольких разновозрастных структурно-фациальных зон. Изучались силурийские базальтоиды Южно-Ирендыкской и Западно-Мугоджарской зон и среднедевонские породы Сибайской и Восточно-Магнитогорской зон (рис. 71). Распределение вулканических комплексов показано в табл. 19.

Детальный петрохимический анализ проводился для четырех вулканических комплексов: мугоджарского, баймак-бурибаевского, сугралинского и карамалыташского, включая эффузивные и субвулканические образования, потому что именно эти четыре комплекса оснащены достаточным количеством химических анализов.

Из приведенной таблицы видно, что по типу дифференциации указанные вулканические комплексы можно объединить в две магматические формации: слабо-дифференцированную базальтовую и контрастно-дифференцированную базальт-липаритовую.

О латеральном ряде формаций Уральской эвгеосинклинали дает представление схема В.В. Колтевой [1976], где показаны пространственные и временные взаимоотношения вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных образований.

## СЛАБО-ДИФФЕРЕНЦИРОВАННАЯ БАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

### Мугоджарский вулканический комплекс

Ярким представителем этой формации является мугоджарский вулканический комплекс, распространенный в пределах зеленокаменной зоны Западных Мугоджар (Западно-Мугоджарская зона).

Мугоджарский вулканический комплекс разделен на три свиты [Абдулин, 1973]. Самая древняя, представленная инициальными дайками габбро-диабазового состава, выделена в актогайскую свиту. Выше расположена мугоджарская свита шаровых и подушечных базальтоидов и верхняя куркудукская свита массивных базальтоидов. Породы всех трех свит очень близки по составу. Общую мощность всей вулканогенной толщи составляет 1300 м.

Дайковый комплекс актогайской свиты является лишь частью начальных основных вулканитов, которые на Урале распространены на протяжении более 2000 км [Иванов и др., 1973]. Это главным образом диабазы, подвергшиеся сильному зеленокаменному перерождению, выразившемуся в актинолитизации темноцветных минералов, альбитизации плагиоклаза и хлоритизации вулканического стекла основной массы. При этом сохраняется первоначальная

диабазовая структура. Для петрохимической характеристики использованы данные семи полных силикатных анализов. Гистограммы распределения диабазов по сериям Куно показывают, что преобладают (51%) породы щелочной оливин-базальтовой серии, породы высокоглиноземистой серии составляют 20%, а толеитовой - 14%.

Вулканические породы мугоджарской свиты, представленные шаровыми или подушечными базальтоидами, участками густо насыщенными габбро-диабазовыми дайками, особенно в западной и восточной частях зоны. Базальтоиды, так же как и актогайские породы, имеют довольно однородные состав и строение на большом протяжении (около 300 км) по простиранию зоны при сравнительно малой ее ширине - 30-40 км. Характерно, что мугоджарские базальтоиды практически лишены туфов, и в их толще нет осадочных пород. Межшаровые пространства заполнены гиалокластикой, возникшей в результате фрагментации вулканического стекла из поверхностной зоны закала базальтовых шаров, реже - яшмами.

Эффузивные породы - это в основном базальты, спилиты, андезито-базальты с афировой, порфировой, вариолитовой структурой. Нередко встречается также стекловатая или гиалиновая структура. Породы в разной степени изменены. Наблюдаются альбитизированные, палагонитизированные, хлоритизированные, окварцованные, карбонатизированные разновидности. Но участками степень изменения настолько низкая, что сохраняется неизмененное вулканическое стекло (тахилит).

Мугоджарская свита охарактеризована 72 полными силикатными анализами<sup>1</sup>. В соответствии с классификацией Куно, в ее составе различаются все три серии (рис. 72, 1-1): толеитовая (17%), высокоглиноземистая (47%) и щелочная оливин-базальтовая (36%). Формационный облик определяет высокоглиноземистая серия. По степени дифференцированности свита может быть отнесена к слабо-дифференцированному типу. Об этом свидетельствует одномодальный характер гистограмм, с явным преобладанием в составе пород базальтов и андезито-базальтов (до 86% общего объема пород).

Основные эффузивные породы куркудукской свиты согласно залегают на породах мугоджарской свиты, имеют такое же пространственное распространение и почти не отличаются от них по составу. Преобладают базальты, в меньшем количестве встречаются андезито-базальты. Эффузивы слагают преимущественно покровы с миндалекаменной зоной до нескольких сантиметров в кровле потока. Шаровые образования практически отсутствуют. В отличие от мугоджарской свиты, для куркудукской весьма характерны довольно выдержанные пласты яшм и яшмовидных пород, реже - песчаников. Базальтоиды изменены неравномерно и мало. Встречаются слабо карбонатизированные, пренитизированные и альбитизированные разновидности. Вблизи зоны разломов изменения выражены резко. Здесь можно проследить эпидотизацию, хлоритизацию, окварцевание. Вулканиды охарактеризованы 21 полным силикатным анализом. Здесь различаются все три серии: толеитовая (19%), высокоглиноземистая (48%) и щелочная оливин-базальтовая (33%); формационный облик определяет высокоглиноземистая серия. По степени дифференцированности свита практически относится к недифференцированному типу: базальты и андезито-базальты составляют 86%, андезиты - 14%, более кислых разновидностей пород нет.

Мы видим, что наиболее полно химическими анализами охарактеризованы вулканические породы мугоджарской и куркудукской свит. Состав пород этих свит имеет много общего. Поэтому и все дальнейшие петрохимические построения и графическое изображение корреляционных зависимостей объединены и даны в целом для мугоджарского вулканического комплекса, в который вошли описанные выше силурийские свиты.

<sup>1</sup>Использованы химические анализы А.А. Абдулина и сотрудников за период работы 1961-1966 гг., ИГН АН КазССР.

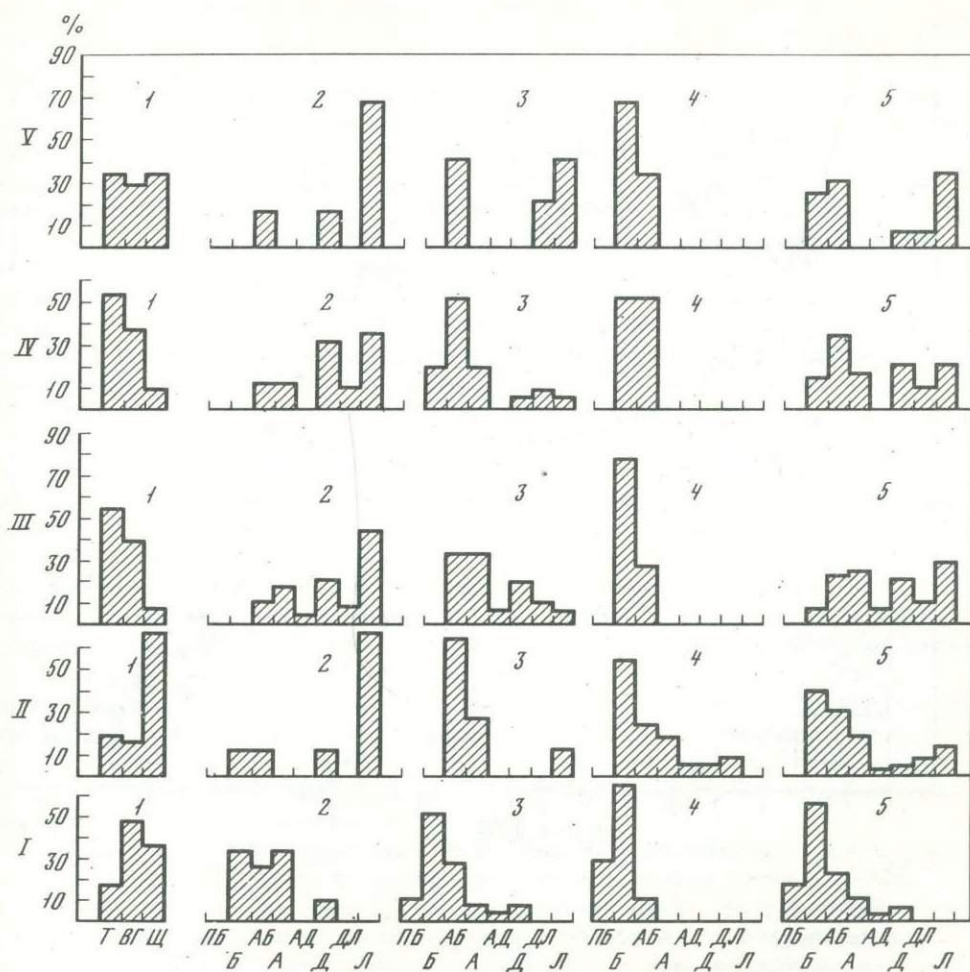


Рис. 72. Гистограммы соотношения вулканических серий (1) и степени дифференцированности базальтоидов структурно-фациальных зон Южного Урала  
 Зоны: I - Западно-Мугоджарская, II - Сакмарская, III - Южно-Ирендыкская, IV - Сибайская, V - Восточно-Магнитогорская; соотношение дифференциатов в различных сериях: 2 - в толеитовой, 3 - в высокоглиноземистой, 4 - в щелочной; 5 - распределение дифференциатов по зоне в целом. Остальные условные обозначения см. на рис. 60

На рис. 73 фигуративные точки довольно равномерно заполнили верхнюю левую часть диаграммы, заняв главным образом эмпирически выведенные А. Миасиро поля абиссальных исландских и гавайских толеитов. При этом отчетливо проявилось расположение точек в зависимости от состава пород: фигуративные точки основных пород, которые преобладают (86%), заняли крайние левые позиции в довольно узком диапазоне по оси абсцисс и в достаточно широком - по оси ординат; фигуративные точки средних и кислых пород не попали в контур полей толеитов и заняли крайние правые позиции, подтвердив этим слабо выраженное начало дифференциации исходного силикатного расплава. Примерно третья часть фигуративных точек разместилась выше границы неизмененных пород; это еще раз подтверждает, что породы комплекса претерпели существенные вторичные преобразования, связанные с трансформацией содержаний щелочных элементов. Наименее измененными оказались основные породы толеитовой серии, несколько больше изменены породы высокоглиноземистой серии и наиболее сильно (приблизительно на 70%) -

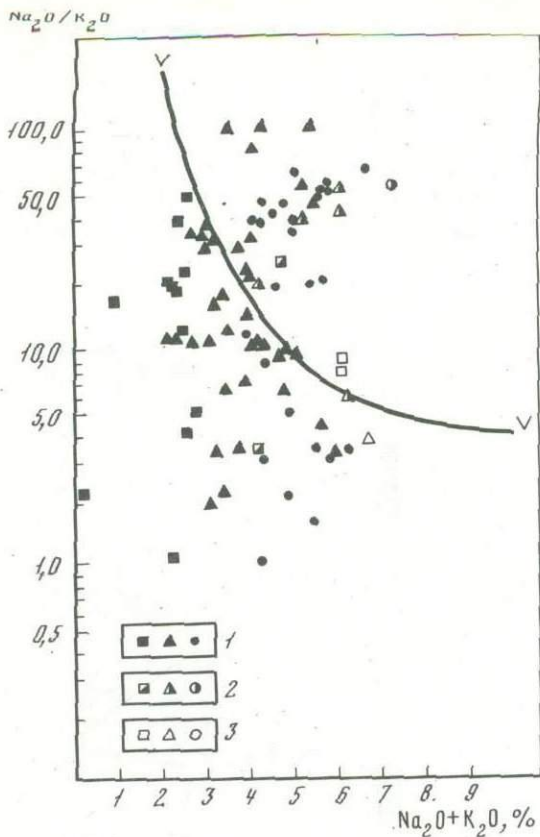


Рис. 73

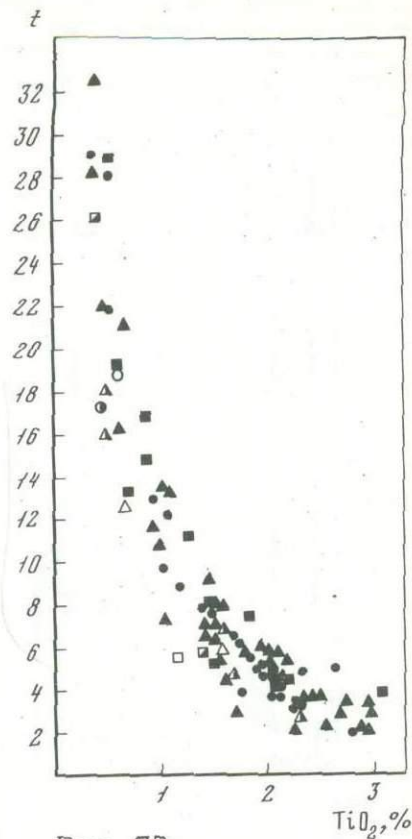


Рис. 75

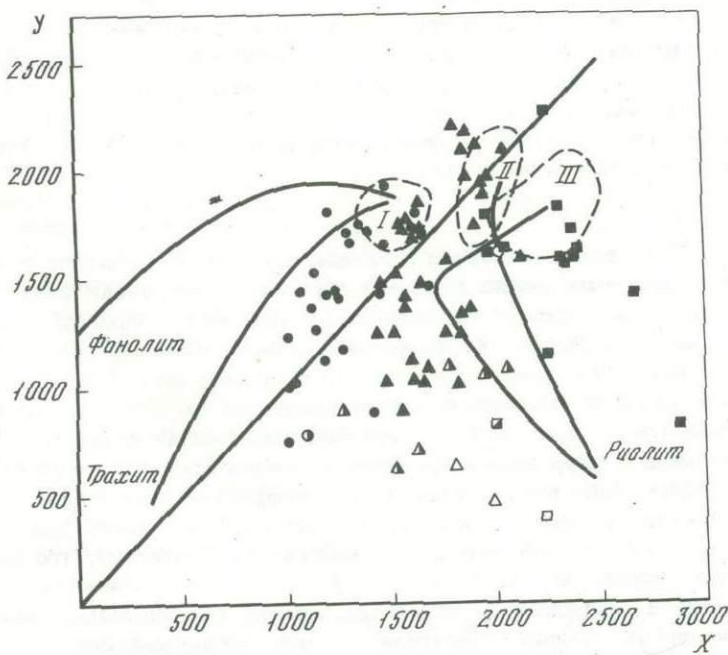


Рис. 74

породы щелочной оливин-базальтовой серии, для которой характерны также сильный разброс фигуративных точек и сдвиг их по оси абсцисс вправо.

Степень и характер дифференцированности пород комплекса отчетливо намечаются на интегральной диаграмме, предложенной Х. Де ля Рошем и Ж. Летьерье [De la Roche, Letterier, 1973]. Фигуративные точки (рис. 74) легли довольно разбросанно, но при этом различаются три поля, участками перекрывающие друг друга и соответствующие трем сериям Куно. Фигуративные точки состава пород преимущественно расположены ниже эмпирически выведенных полей (I, II, III), т.е. содержание алюмосиликатов кальция и магния несколько ниже нормы. Интервал расположения фигуративных точек по абсциссе менее растянут, чем по ординате, и примерно соответствует интервалу расположения эмпирических полей. Все это свидетельствует о слабой степени дифференцированности исходного силикатного расплава и достаточно высокой степени вторичных преобразований.

На вариационной диаграмме, построенной в координатах  $t - \text{TiO}_2$  (рис. 75), фигуративные точки заняли определенное, достаточно плотное поле, свидетельствующее об обратной логарифмической корреляционной зависимости коэффициента Готтини ( $t$ ) и содержания  $\text{TiO}_2$ . При этом нельзя выделить какие-либо особенности этой зависимости по сериям Куно или по колебаниям  $\text{SiO}_2$  в составе пород. Высокие значения коэффициента Готтини (до 32,5) объясняются колебаниями концентрации  $\text{TiO}_2$  от 0,4 до 3,0%. До некоторой степени на величину  $t$  влияет содержание  $\text{Na}_2\text{O}$ , так как эта величина хотя и переменная, но достаточно высокая, особенно в породах, подвергшихся альбитизации. Но самый плотный участок фигуративных точек, который занял небольшое поле в нижней части диаграммы, имеет предел колебаний концентрации  $\text{TiO}_2$  1,4–2,4%, а величину  $t$  — от 3 до 8. По-видимому, силикатный расплав слабо дифференцирован, а разброс фигуративных точек отражает степень вторичных преобразований в породах.

На трехкомпонентной диаграмме AFM (рис. 76) фигуративные точки располагаются, хотя и с большим разбросом, ближе к правой ветви параболы (толеитовый тренд). Особенно густо представлены здесь фигуративные точки толеитовой и высокоглиноземистой серий. Подобный тип дифференциации достаточно определенно относится к толеитовому, с нерезко выраженной тенденцией к непрерывности дифференциации исходного силикатного расплава. Фигуративные точки средних и единичных кислых пород занимают крайние левые позиции роя с тенденцией отклонения к линии андезитовой эволюции.

Рис. 73. Диаграмма А. Миасиро

Вулканические серии: квадраты — толеитовая, треугольники — высокоглиноземистая, кружки — щелочная оливин-базальтовая. Состав эффузивов: 1 — основные ( $\text{SiO}_2 < 57\%$ ); 2 — средние ( $\text{SiO}_2 = 57-63\%$ ); 3 — кислые ( $\text{SiO}_2 > 63\%$ ); V-V — верхняя граница неизмененных пород. Контурные эмпирических полей эффузивных комплексов, изученных А. Миасиро, см. на рис. 27

Рис. 74. Диаграмма Х. Де ла Роша и Ж. Летьерье

$x = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ ;  $y = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ . Поля базальтоидов, изученных Х. Де ла Рошем и Ж. Летьерье: I — щелочных, II — высокоглиноземистых, III — толеитовых; сплошными линиями показана направленность дифференциации вулканических серий. Остальные условные обозначения см. на рис. 73

Рис. 75. Диаграмма В. Готтини

$t = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}}{\text{TiO}_2}$ . Остальные условные обозначения см. на рис. 73

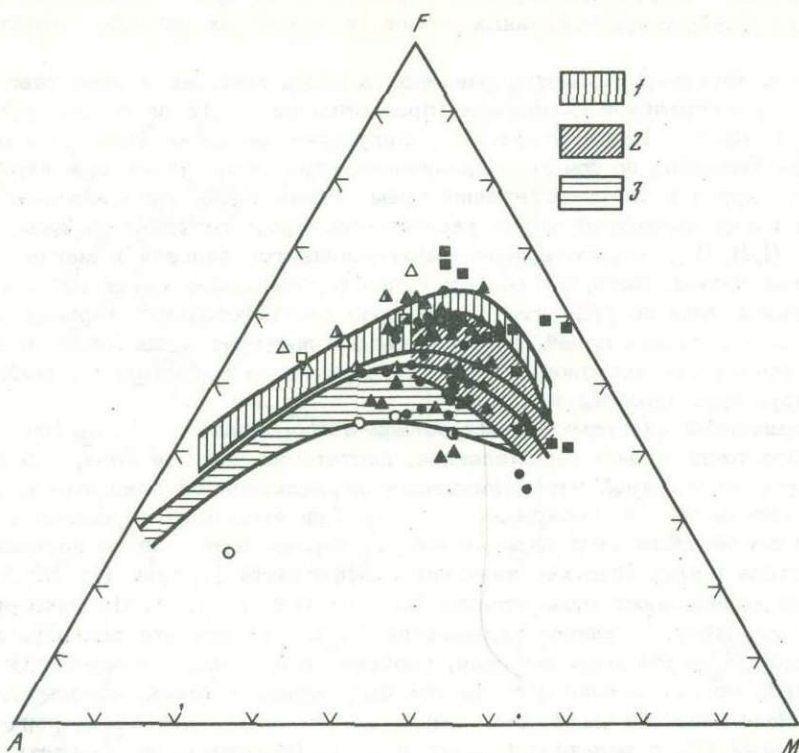


Рис. 76. Вариационная трехкомпонентная (AFM) диаграмма Х.Куно

$A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ;  $F = 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ;  $M = \text{MgO}$ , пересчитанные на 100%; поля вулканических серий, по Х.Куно: 1 - толеитовой, 2 - высокоглиноземистой, 3 - щелочной оливин-базальтовой. Остальные условные обозначения см. на рис. 73

Отчетливо проявляется флуктуация всего роя фигуративных точек в сторону вершины  $F$ . Таким образом, положение точек на диаграмме свидетельствует о низкой степени дифференциации пород комплекса в целом и о высокой степени железистости темноцветных породообразующих минералов.

### КОНТРАСТНО-ДИФФЕРЕНЦИРОВАННАЯ БАЗАЛЬТ-ЛИПАРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

#### Сугралинский вулканический комплекс

Сугралинский вулканический комплекс образован эффузивными и субвулканическими породами, тесно связанными между собой. Эффузивные породы пользуются большим распространением, слагая около 90% комплекса [Хворова и др., 1978]. Эффузивные и субвулканические породы имеют много общего как в минеральном, так и в химическом составе и характеризуются близкими микроструктурами. Среди вулканических пород различаются основные и кислые разновидности: базальты, диабазы, спилиты, липариты, кварцевые кератофиры. Как правило, основные породы сильно зеленокаменно изменены (хлоритизированы, альбитизированы), но при этом сохраняется их микроструктурная характеристика.

На основании 53 химических анализов были построены графики корреляционных зависимостей. Выделяются все три серии: толеитовая (17%), высокоглиноземистая (17%) и щелочная оливин-базальтовая (66%). Таким образом, формационный облик вулканических пород определяет щелочная оливин-

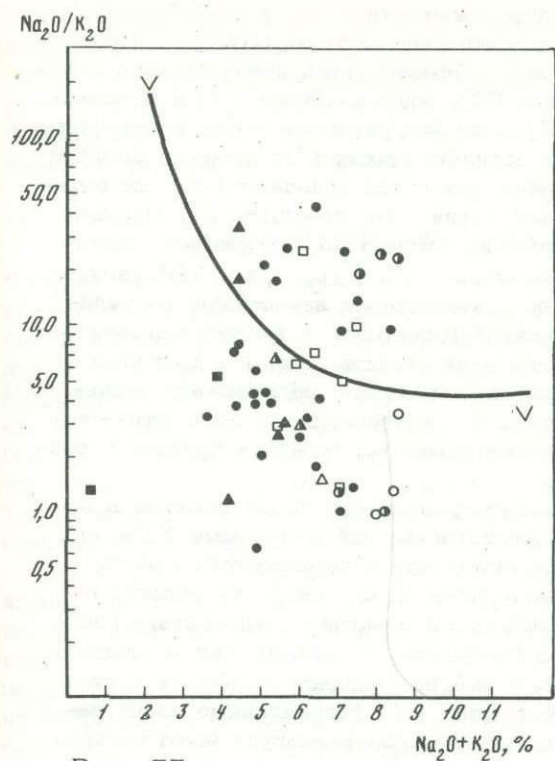


Рис. 77

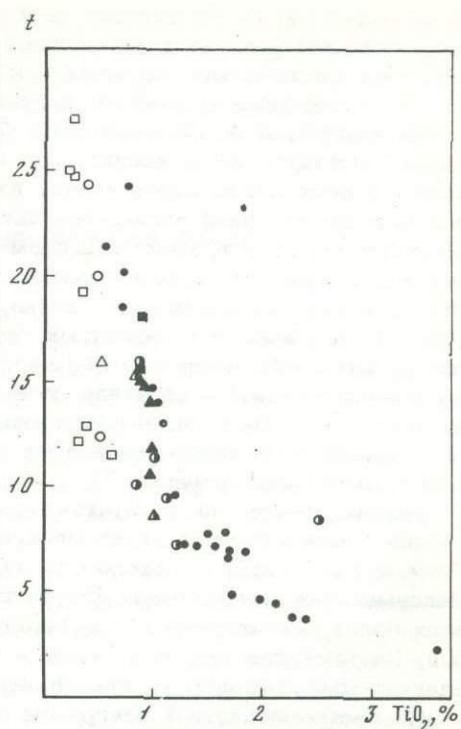


Рис. 78

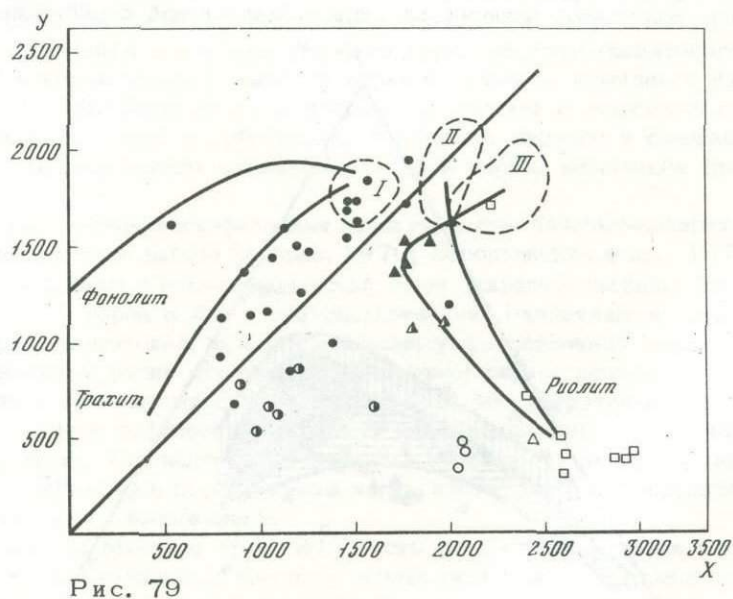


Рис. 79

Рис. 77. Диаграмма А. Миасиро  
Условные обозначения см. на рис. 73

Рис. 78. Диаграмма В. Готтини  
Условные обозначения см. на рис. 75

Рис. 79. Диаграмма Х. Де ла Роша и Ж. Летерье  
Условные обозначения см. на рис. 74

базальтовая серия. По степени дифференцированности — это контрастный тип, о чем свидетельствует двуимодальный характер гистограмм (см. рис. 72). Объемное соотношение основных и кислых дифференциатов неравнозначно: преобладают основные вулканиты, составляя 77% общего объема пород комплекса.

На диаграмме А. Миасиро (рис. 77) поле фигуративных точек достаточно широко вытянуто вдоль абсциссы, а по ординате выходит за пределы области неизмененных пород. Здесь в зону измененных пород попадают главным образом породы щелочной оливин-базальтовой серии, что, по-видимому, связано с альбитизацией или иной трансформацией их состава по содержаниям щелочных элементов. На двухкомпонентной диаграмме  $t - \text{TiO}_2$  (рис. 78) фигуративные точки легли довольно плотно, но с некоторыми вариациями корреляционной зависимости в различных сериях. В толеитовой и высокоглиноземистой сериях слабо проявлена обратная линейная зависимость, а в щелочной оливин-базальтовой — обратная логарифмическая. Такое расположение точек на диаграмме может быть объяснено тем, что дифференциация магматического расплава была различной в трех рассматриваемых сериях и привела к разным уровням концентрации  $\text{Ti}$ .

Различная степень и характер дифференцированности пород комплекса отчетливо выявляются на двухкомпонентной интегральной диаграмме Х. Де ля Роша и Ж. Летьере. В каждом из выделенных полей намечаются области максимальных концентраций фигуративных точек (рис. 79). Эти области во всех полях соответствуют комплементарным для каждой серии составам пород. Поэтому средние, вычисленные по фигуративным точкам, можно считать адекватными составам расплавов, на которые разделилась первичная магма.

На трехкомпонентной диаграмме АФМ (рис. 80) фигуративные точки заметно разделились на два ряда, один из которых соответствует полю распространения главным образом пород основного состава щелочной и высокоглиноземистой серий Х. Куно, а второй — кислым и ряду средних пород, главным образом толеитовой и щелочной оливин-базальтовой серий. Фигуративные

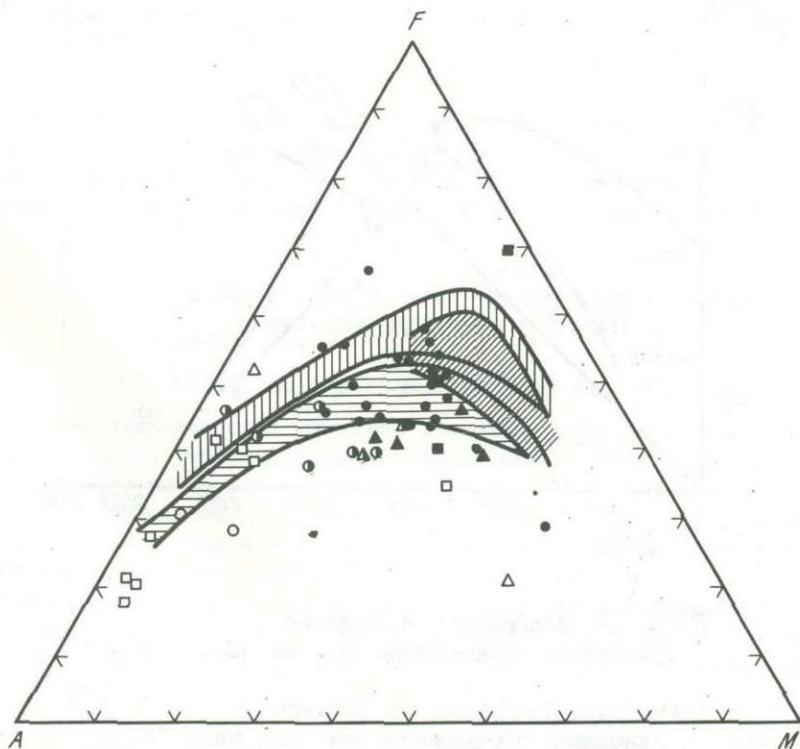


Рис. 80. Вариационные трехкомпонентная (АФМ) диаграмма Х. Куно  
Условные обозначения см. на рис. 76

точки основных пород заняли позиции ближе к правой, F—M ветви параболы, но частично отклонены от нее в сторону щелочно-земельный (андезитовой) линии эволюции. Рой точек кислых и части средних пород отклонился в сторону лейкократовой вершины треугольника. Таким образом, выявлена общая направленность толеитового типа контрастной дифференциации с нерезко выраженными чертами непрерывности.

### Баймак-бурибаевский вулканический комплекс

Силурийские вулканические породы на восточном склоне Южного Урала прослеживаются в ряде структурно-фациальных зон. Это вулканы поляковской свиты в Вознесенской, Северо-Ирендыкской и Присакмарской зонах. Они объединяются в спилит-диабазовую или базальт-андезито-базальтовую, слабо-дифференцированную формацию (по Т.И. Фроловой) и как по составу, так и по степени дифференцированности имеют сходство с детально описанной выше группой базальтоидов зеленокаменной зоны Западный Мугождар, которые значительно полнее охарактеризованы химическими анализами, чем вулканы поляковской свиты. Поэтому эти северные и крайние западные части Магнитогорского синклиория исключены из объектов сравнения.

В более южных районах, в Южно-Ирендыкской фациальной зоне, для силура характерно развитие вулканогенно-осадочного баймак-бурибаевского комплекса. Он характеризуется преобладанием вулканических пород (92%) над осадочными (8%), представленными преимущественно яшмами. Среди вулканогенных пород присутствуют эффузивные и вулканокластические. Самые низы разреза не вскрыты, но нижние его части, доступные наблюдению, характеризуются однотипным строением. Для эффузивных пород типичен контрастный состав. Они представлены диабазами и спилитами с шаровым или подушечным строением, очень редкими, маломощными прослоями мелкообломочных туфов диабазового состава, слоистых вулканогенно-осадочных образований и кремнистых туффигов. Кислых эффузивных и пирокластических пород липарито-дацитового состава в нижних частях комплекса мало. В верхней половине комплекса наблюдается чередование эффузивов кислого и среднего состава с подчиненным количеством основных. Туфы и туфобрекчии основного, кислого и смешанного состава также сосредоточены преимущественно в верхах комплекса (до 10-15%).

Детальная геолого-петрографическая характеристика базальт-липаритовой формации приводится в ряде работ [Фролова, 1970; Бородаевская и др., 1973; и др.].

Силурийские породы Южно-Ирендыкской зоны охарактеризованы 56 анализами эффузивных пород и 45 - субвулканических. Различаются представители трех серий: толеитовой, высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой. Формационный облик определяет толеитовая серия, причем для субвулканических пород это выражено ярче (84%), чем для эффузивных (54%) (см. рис. 72). По степени дифференцированности эффузивные породы отличаются от субвулканических. Последние представлены в основном липарито-дацитами и липаритами. Эффузивные породы имеют черты контрастной дифференциации, хотя и не очень резко выраженной.

На диаграмме А. Миасиро (рис. 81) часть фигуративных точек вышла за границы области неизменных пород, а оставшиеся слабо разделились по абсциссе на три группы по сериям Куно. При этом фигуративные точки толеитовой серии распались на две группы, соответствующие более основному и более кислому составу. Все точки пород основного и среднего составов, а также часть точек пород кислого состава заняли положение абиссальных и гавайских толеитов. Сюда же попала часть точек высокоглиноземистой серии основного и среднего составов. Все остальные точки (кислые породы толеитовой серии, средние, кислые и часть основных пород высокоглиноземистой серии и все породы щелочной серии) попали в область островодужных пород.

На интегральной диаграмме X. Де ля Роша и Ж. Летерье (рис. 82) отчетливо видно общее направление дифференциации силикатного расплава и доста-

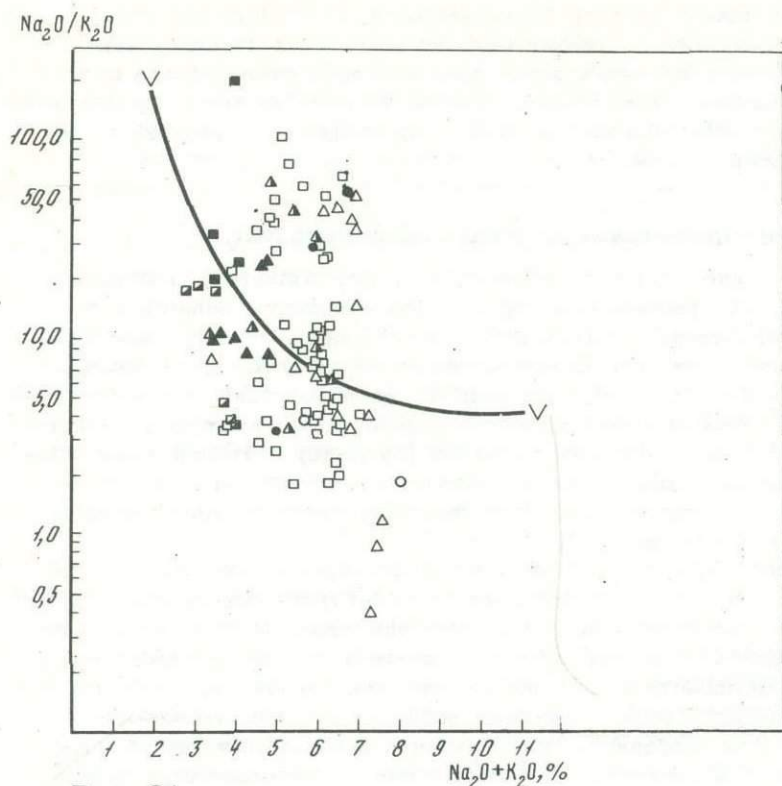


Рис. 81

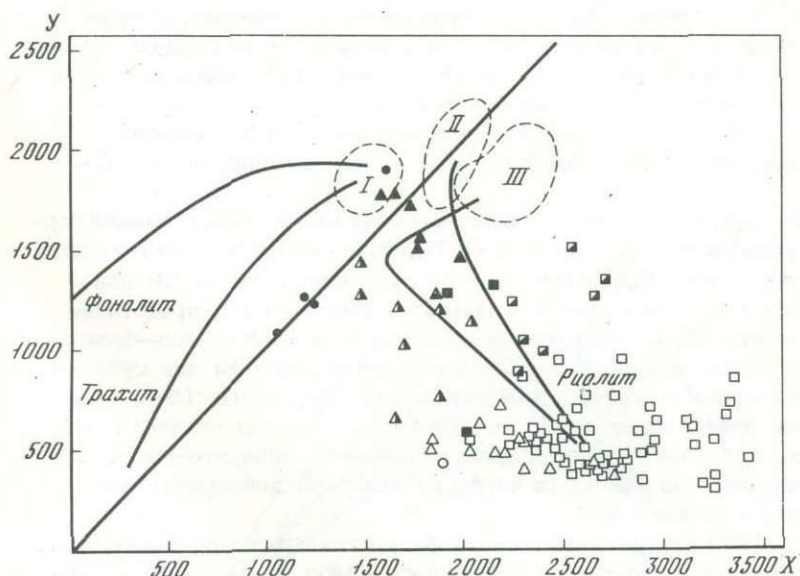


Рис. 82

Рис. 81. Диаграмма А. Миасиро  
Условные обозначения см. на рис. 73

Рис. 82. Диаграмма Х. Де ла Роша и Ж. Летерье  
Условные обозначения см. на рис. 74

Рис. 83. Диаграмма В. Готтини  
Условные обозначения см. на рис. 75

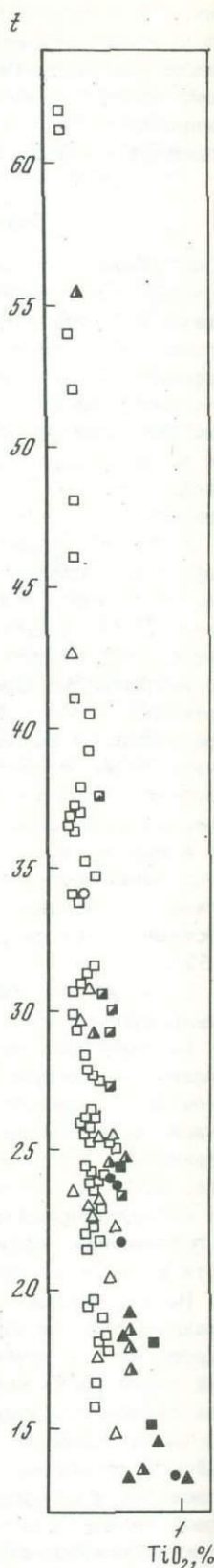


Рис. 83

точно высокая степень дифференцированности пород комплекса. Фигуративные точки составов заняли положение ниже эмпирических полей (I, II, III) и разделились по абсциссе на три серии, хотя и не очень отчетливо, но с явно выраженной тенденцией в направлении риолитового вектора. Особенно ярко это проявилось в рое фигуративных точек толеитовой серии. Фигуративные точки высокоглиноземистой серии не очень контрастно, но достаточно заметно сгруппировались в двух участках, при этом общее направление дифференциации, так же как и для толеитовой серии пород, пошло по линии толеит – риолит с незначительным отклонением в сторону трахитового вектора. Наиболее контрастно разделились на два роя фигуративные точки состава пород щелочной оливин-базальтовой серии, при этом один вектор дифференциации направлен в сторону риолитов, другой – отклонился в сторону трахитов.

На вариационной диаграмме, построенной в координатах  $t - \text{TiO}_2$  (рис. 83), фигуративные точки состава пород заняли узкий диапазон значений по абсциссе, так как содержание  $\text{TiO}_2$  колеблется в сравнительно небольших пределах, от 0,4 до 1,1%, но достаточно сильно вытянулись по ординате, где значения коэффициента Готтини колеблются в пределах 13–62, при этом наиболее плотно фигуративные точки сосредоточены на участках значений  $t$  от 13 до 37. Общее распределение фигуративных точек свидетельствует о слабо выраженной обратной логарифмической зависимости коэффициента Готтини от содержания  $\text{Ti}$ . Наибольший разброс точек характерен для кислых пород толеитовой серии, наименьший – для основных пород щелочной оливин-базальтовой серии.

На трехкомпонентной диаграмме AFM (рис. 84) отчетливо видно распределение фигуративных точек в области средних участков правой и левой ветвей параболы. К правой ветви приурочены главным образом фигуративные точки железомagneзиальных пород основного и среднего состава толеитовой, высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой серий с незначительным отклонением в сторону андезитовой или известково-щелочной эволюции. К

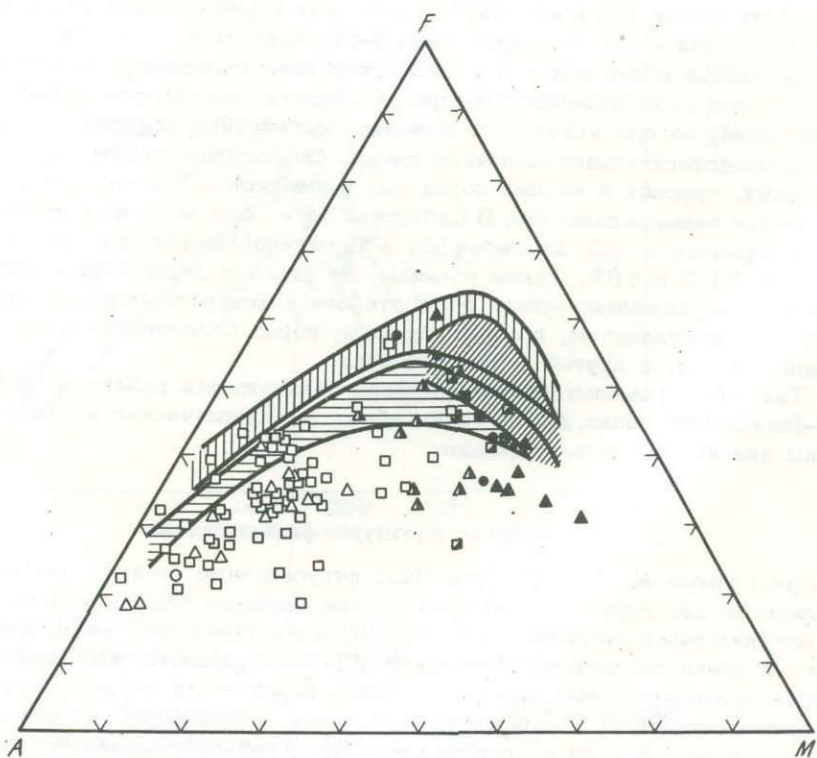


Рис. 84. Вариационная трехкомпонентная (AFM) диаграмма Х. Куно  
Условные обозначения см. на рис. 76

левой ветви параболы приурочены рой фигуративных точек кислых пород, в основном толеитовой, и несколько меньшим количеством фигуративных точек высокоглиноземистой серий. Этот рой значительно отклоняется в сторону линии андезитовой эволюции. Подобный тип дифференциации соответствует толеитовому, но характер дифференцированности исходного силикатного расплава наряду с контрастностью имеет и черты непрерывности.

### Карамальташский вулканический комплекс

Образования этого комплекса относятся к эйфелю, но по набору пород и структурному положению соответствуют раннему этапу развития эвгеосинклинали. Вулканический комплекс входит в состав карамальташской формации, которая была описана И.В. Хворовой и М.Н. Ильинской [1963], Т.И. Фроловой [1970] и др. Среди вулканогенных пород преобладают эффузивные, меньшее значение имеют вулканокластические и вулканогенно-осадочные (туффы). Осадочная составляющая формации имеет значительный объем (до 15%), это преимущественно силициты.

Среди эффузивных пород преобладают основные (спилиты, диабазы), меньше содержится кремнекислых (кварцевые кератофиры); породы среднего состава (андезиты) встречаются значительно реже. Карамальташский вулканический комплекс охарактеризован 79 полными силикатными анализами из пород Сибайской структурно-фациальной зоны и 25 анализами из Восточно-Магнитогорской. В обеих зонах эффузивные породы преобладают над субвулканическими, и для построения гистограмм и, следовательно, для характеристики дифференцированности исходного силикатного расплава были отобраны лишь эффузивные разности (см. рис. 72). В соответствии с классификацией Х. Куно, в составе комплекса в Сибайской зоне различаются породы всех трех серий: толеитовая составляет 53%, высокоглиноземистая - 38 и щелочная оливин-базальтовая - 9% (см. рис. 72). В Восточно-Магнитогорской зоне это соотношение несколько иное: толеитовая серия составляет 35%, высокоглиноземистая - 30, щелочная оливин-базальтовая - 35%. Таким образом, формационный облик для пород Сибайской зоны определяет толеитовая серия, а для пород Восточно-Магнитогорской - почти одинаковое развитие всех трех серий, но при этом по сравнению с сибайскими эффузивными породами здесь представительнее щелочная оливин-базальтовая серия. Соотношение основных, средних и кислых пород для Сибайской и Восточно-Магнитогорской зон имеет большое сходство. В Сибайской зоне основные породы составляют 44%, средние - 13, кислые 43%; в Восточно-Магнитогорской зоне соответственно 54,0 и 46%. Таким образом, по степени дифференцированности в обеих зонах комплекс может быть отнесен к контрастно-дифференцированному типу, с преобладанием, с одной стороны, пород базальтовой и андезито-базальтовой групп и, с другой - липаритовой.

Так как карамальташский комплекс базальтоидов развит в двух структурно-фациальных зонах, то все дальнейшие петрохимические построения проведены для каждой зоны отдельно.

### Сибайская структурно-фациальная зона

На диаграмме А. Миасиро (рис. 85) фигуративные точки отчетливо разделились на две группы и примерно третья часть от общего количества заняла положение выше границы неизмененных пород. Большинство точек пород основного и среднего состава толеитовой и высокоглиноземистой серий Куно, а также единичные точки щелочной оливин-базальтовой серии попали в поля различных толеитов (исландских, гавайских, абиссальных) и islandских щелочных пород. В поле островодужных пород попала большая часть основных, средних и кислых пород высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой серий. Все это свидетельствует о том, что породы комплекса являются про-

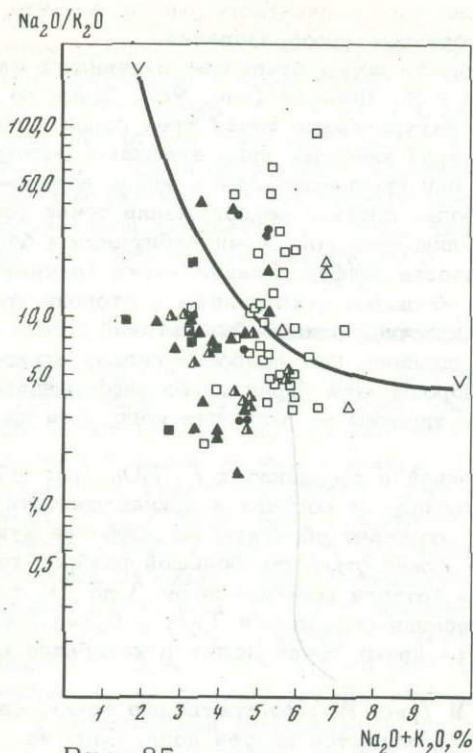


Рис. 85

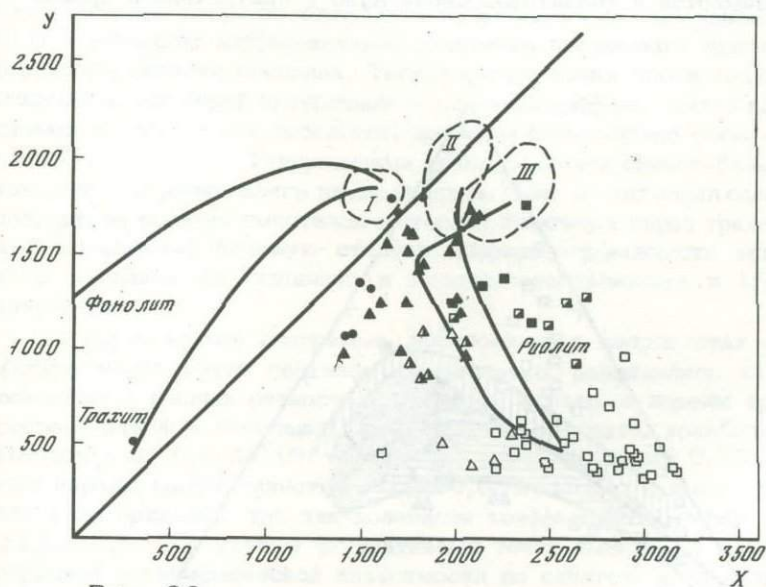


Рис. 86

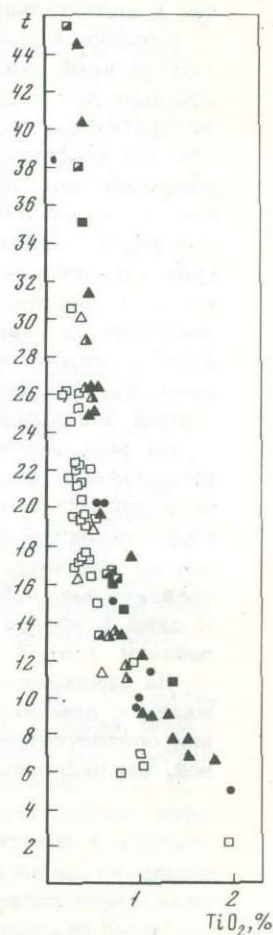


Рис. 87

Рис. 85. Диаграмма А. Миасиро  
Условные обозначения см. на рис. 73.

Рис. 86. Диаграмма Х. Де ла Роша и Ж. Летерье  
Условные обозначения см. на рис. 74

Рис. 87. Диаграмма В. Готтини  
Условные обозначения см. на рис. 75

дуктом сильно дифференцированного первичного силикатного расплава и что они в значительной мере претерпели вторичные преобразования.

Степень и характер дифференцированности пород отчетливо проявились на интегральной диаграмме Х. Де ля Роша и Ж. Летьерье (рис. 86). Здесь по абсциссе достаточно резко разделились фигуративные точки трех серий Куно. Фигуративные точки пород толентово́й серии наиболее ярко отражают высокую степень дифференцированности, так как они сконцентрированы вдоль известково-щелочного вектора, при этом наиболее плотное расположение точек соответствует риолитам. Для пород высокоглиноземистой серии наблюдается большой разброс точек, но общая направленность дифференциации также соответствует известково-щелочному вектору с небольшим отклонением в сторону трахитов. И наконец, фигуративные точки щелочной оливин-базальтовой серии занимают на диаграмме крайние левые позиции. Они наиболее сильно отклонены в сторону трахитового вектора. Породы этой серии слабо дифференцированы, так как фигуративные точки мало удалены от эмпирического поля щелочных базальтов.

На вариационной диаграмме, построенной в координатах  $t - \text{TiO}_2$  (рис. 87) расположение фигуративных точек независимо от состава и принадлежности их к той или иной вулканической серии отражает обратную логарифмическую корреляционную зависимость. При этом нужно отметить большой разброс точек по ординате, величина коэффициента Готтини колеблется от 3 до 46 при сравнительно небольшом диапазоне колебания содержаний  $\text{TiO}_2 - 0,2-1,8\%$ . И даже наиболее плотный участок фигуративных точек лежит в интервале колебаний  $t$  от 7 до 27.

На трехкомпонентной диаграмме АФМ (рис. 88) фигуративные точки, лежащие с довольно сильным разбросом, распадаются на два поля. Одно из них соответствует основным и средним породам щелочной оливин-базальтовой, высокоглиноземистой и толентово́й серий Куно и приурочено к правой

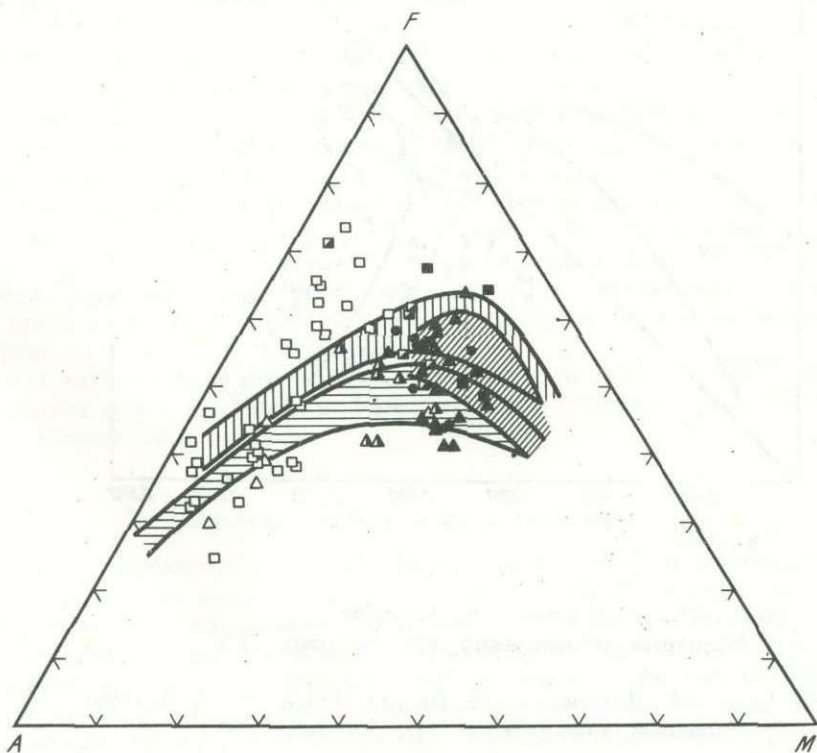


Рис. 88. Вариационная трехкомпонентная (АФМ) диаграмма Х. Куно  
Условные обозначения см. на рис. 76

ветви параболы, или, иными словами, это поле точек приближается к толеитовому тренду. Второе поле фигуративных точек соответствует кислым породам и приурочено к левой параболе, т.е. приближается к известково-щелочному тренду. Фигуративные точки кислых пород соответствуют толеитовой серии. Это второе поле распадается на два роя точек, один из которых приближается к линии андезитовой эволюции, а второй отклоняется в сторону вершины треугольника F, что свидетельствует о повышенной железистости части кислых пород комплекса. Подобный тип дифференциации ближе всего соответствует толеитовому или исландитовому.

### Восточно-Магнитогорская структурно-фациальная зона

На диаграмме А. Миасиро (рис. 89) фигуративные точки резко разделились на две группы. Одна группа точек, соответствующих породам основного состава толеитовой, высокоглиноземистой и небольшой части щелочной оливин-базальтовой серий, попала в контур эмпирических полей различных толеитов (исландских, гавайских, абиссальных) и исландских щелочных пород. Вторая группа точек кислых пород толеитовой и высокоглиноземистой серий легла частично в контур полей островодужных пород, а частично вышла за пределы неизменных пород. Таким же образом распределились во второй группе фигуративные точки большей части основных пород щелочной оливин-базальтовой серии. Все это свидетельствует о достаточно высокой степени дифференцированности исходного силикатного расплава и о довольно сильных вторичных преобразованиях пород Восточно-Магнитогорской зоны.

На интегральной диаграмме Х. Де ля Роша и Ж. Летьерье (рис. 90) фигуративные точки составов отчетливо разделились на три серии Х. Куно, образовав три поля, в каждом из которых резко полярно обособились два участка. Расположение точек по отношению к эмпирически выделенным полям (I, II, III) и векторам дифференциации отчетливо показывает высокую степень дифференцированности расплава. Фигуративные точки пород толеитовой и высокоглиноземистой серий приурочены к векторам дифференциатов пород высокоалюминиевых и толеитовых базальтов, при этом большинство точек сконцентрировалось в области риолитов. Фигуративные точки щелочной оливин-базальтовой серии не так резко, но разделились на два участка. Один из них занял положение основных пород, другой заметно сместился в сторону щелочных пород трахитового вектора. Все это показывает большую степень дифференцированности исходного силикатного расплава на основную и кислую составляющие и его щелочную специализацию.

На вариационной диаграмме, построенной в координатах  $t - \text{TiO}_2$  (рис. 91), фигуративные точки составов пород четко разделились на две группы — основных и кислых разновидностей. При этом основные породы трех серий Куно сосредоточены в небольшом интервале по ординате, колебания коэффициента Готтини — от 6,5 до 19. Эта группа пород содержит 0,75–1,95%  $\text{TiO}_2$ . Кислые породы малотитанистые (0,2–0,65%  $\text{TiO}_2$ ) и имеют большой разброс точек по ординате, так как колебания коэффициента Готтини лежат в пределах 11,5–38,5. Обе группы фигуративных точек имеют две разобщенные линии обратной логарифмической зависимости со сдвигом по ординате и абсциссе. Все это подтверждает контрастную дифференцированность на кислую и основную составляющие с малой подвижностью Ti.

На трехкомпонентной диаграмме AFM (рис. 92) фигуративные точки очень резко обособились в два роя, отвечая основным и кислым породам. Точки первых соответствуют щелочной оливин-базальтовой, высокоглиноземистой и толеитовой сериям. Они лежат в области средней F–M части правой параболы и соответствуют толеитовому тренду с незначительным отклонением к линии андезитовой эволюции. Лишь единичные точки основных пород попали в область повышенной железистости. Рой точек кислых пород соответствует толеитовой и высокоглиноземистой сериям. Точки занимают положение между

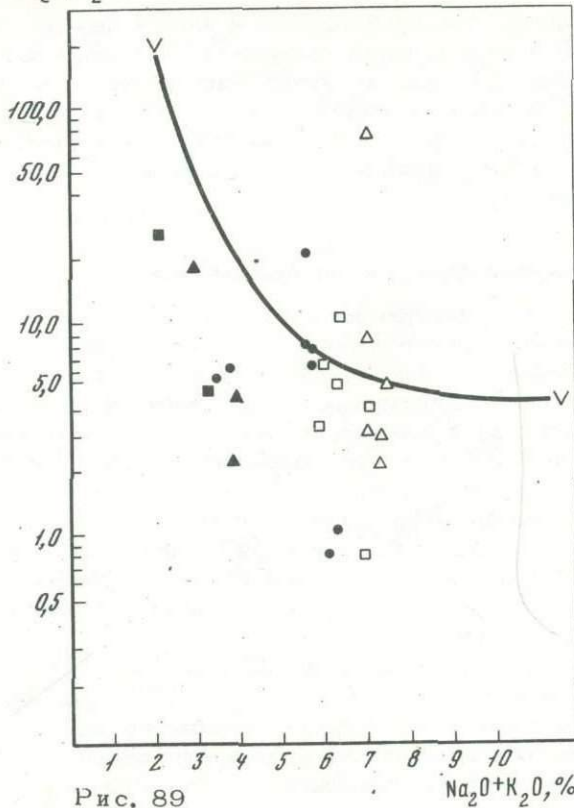
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 

Рис. 89

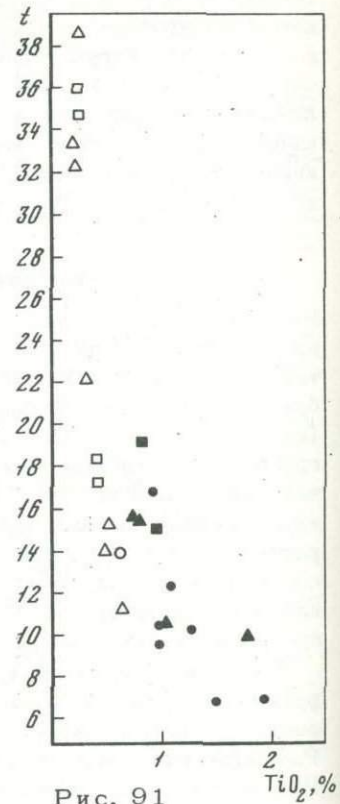


Рис. 91

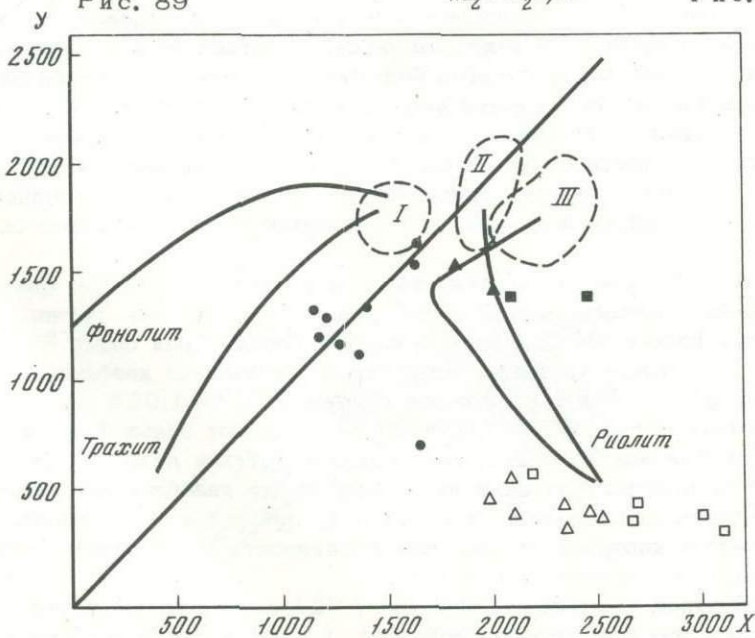


Рис. 90

Рис. 89. Диаграмма А. Миасиро  
Условные обозначения см. на рис. 73

Рис. 90. Диаграмма Х. Де ла Роша и Ж. Летерье  
Условные обозначения см. на рис. 74

Рис. 91. Диаграмма В. Готтини  
Условные обозначения см. на рис. 75

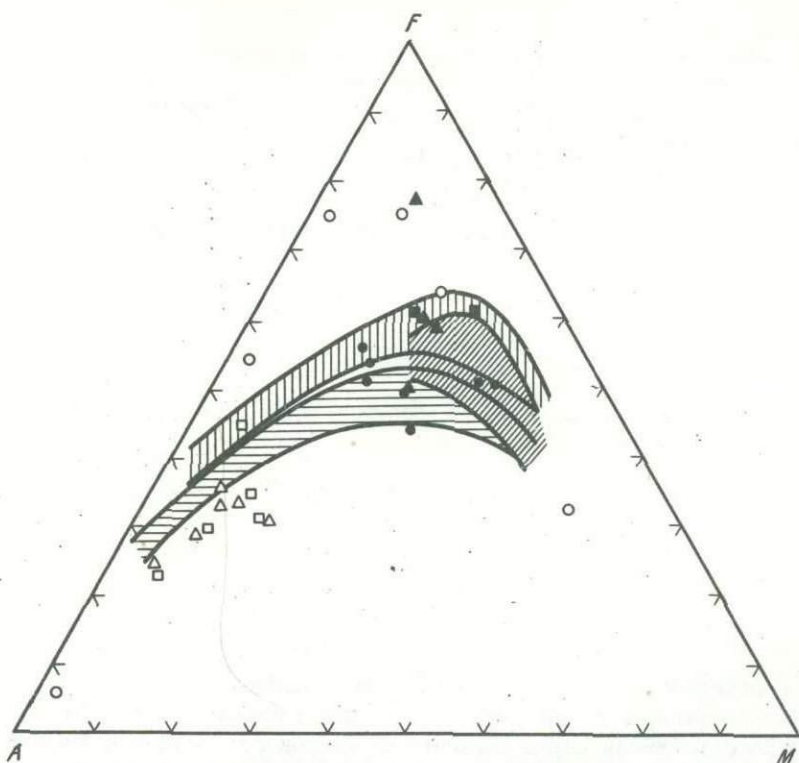


Рис. 92. Вариационная трехкомпонентная (AFM) диаграмма Х. Куно  
Условные обозначения см. на рис. 76

линией андезитовой эволюции и известково-щелочной, левой частью параболы или приближаются к области максимального накопления кремнезема и щелочей. Выявляется контрастность и толеитовая направленность дифференциации исходного силикатного расплава.

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Детально проанализировав полученные результаты исследований палеозойских вулканических комплексов, характерных для раннегеосинклинального этапа развития Уральской геосинклинали, можно довольно уверенно говорить о чертах сходства и различия между отдельными комплексами по составу слагающих пород, условиям формирования, химизму и степени дифференцированности исходного силикатного расплава.

По составу пород, слагающих отдельные комплексы, различаются две группы. Одна (мугоджарский комплекс) представлена главным образом основными породами базальтовой группы; другая (сутралинский, баймак-бурибаевский, карамалыташский комплексы) объединяет породы базальт-липаритового ряда. Мугоджарский комплекс сформировался в результате трещинных излияний на дно глубокого морского бассейна слабо дифференцированного силикатного расплава. Средний состав основных эффузивов мугоджарского комплекса (табл. 20) характеризуется самыми низкими по сравнению с другими комплексами содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , самыми высокими —  $\text{TiO}_2$  и  $\text{FeO}^*$  и максимальными значениями  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ .

Начальное формирование баймак-бурибаевского комплекса было связано главным образом с трещинными излияниями недифференцированной основной

Таблица 20

Средний состав основных пород вулканических комплексов

Возраст, название комплекса	Структурно-фациальная зона	Количество образцов	Содержание, %					
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	
Девон	Карамалыташский	Восточно-Магнитогорская Сибайская	13	52,08	1,15	16,23	4,82	6,95
			30	53,72	0,91	16,35	3,71	7,21
Сигур	Сугралинский	Сакмарская	32	51,68	1,40	16,56	4,32	5,88
	Баймакбурибаевский	Южно-Ирендыкская	14	53,64	0,61	15,43	3,31	6,51
	Мугоджарский	Западно-Мугоджарская	76	49,88	1,56	14,45	4,91	7,24

магмы в подводноморских условиях. Затем появились и отдельные вулканы центрального типа, в результате деятельности которых образовалась контрастно-дифференцированная серия базальт-липаритового состава с широким развитием пирокластических, субвулканических и прижерловых образований. Кроме контрастных проявлений (базальты, липариты), этому этапу соответствуют незначительные проявления андезитовых образований, которые позднее (раннедевонский этап здесь не рассматривается) становятся главной составляющей вулканической серии. Все это свидетельствует о том, что в составе комплекса имеются крайние и промежуточные члены дифференциации исходного силикатного расплава при явном преобладании первых. Средние содержания главных компонентов основных пород комплекса характеризуются высокими значениями SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, MgO и Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O и низкими - TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, FeO\* по сравнению с другими исследованными здесь комплексами.

Сугралинский комплекс формировался при подводных излияниях трещинного типа, но наряду с ними существовали отдельные субаэральные (островные) аппараты центрального типа. Коэффициент эксплозивности был очень низкий; тип дифференциации - контрастный, с преобладанием основных дифференциатов. Средние содержания главных компонентов основных пород комплекса по сравнению с другими комплексами характеризуются повышенной суммарной щелочностью при довольно высоком содержании K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, FeO\*, CaO, относительно низкими концентрациями - SiO<sub>2</sub>, MgO и величиной Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O.

Карамалыташский комплекс формировался на большей части Магнитогорского мегасинклинория при трещинном типе спокойных подводных излияний основного расплава. Иной тип извержений существовал в пределах Сибайской зоны, где сохранились остатки крупных палеовулканических сооружений, сложенных мощными накоплениями вулканокластических образований, среди которых преобладают брекчии диабазов и кислые пирокластические породы; например Сибайская структура. Таким образом, комплекс сформировался из контрастно-дифференцированных серий базальт-липаритового состава. Средние содержания главных компонентов основных пород комплекса характеризуются для Сибайской зоны самыми высокими значениями SiO<sub>2</sub>, FeO\*, низкими - MgO, умеренными - суммарной щелочности и довольно высоким - Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O.

Таким образом, изучение базальтоидов южной части Уральской геосинклинали показало, что их химизм изменяется в двух планах: в возрастном и латеральном. И тот и другой носят чрезвычайно сложный характер. В общем

Содержание, %							$\frac{\text{FeO}^*}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$
MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	FeO*	Na <sub>2</sub> O+ +K <sub>2</sub> O		
0,16	5,02	8,05	3,53	0,95	11,29	4,48	2,25	3,72
0,18	5,64	7,73	3,49	0,58	10,55	4,07	1,87	6,02
0,21	5,59	8,38	4,16	1,09	9,77	5,25	1,75	3
0,15	8,39	7,18	3,99	0,38	9,61	4,37	1,15	10,50
0,16	6,79	10,16	3,63	0,36	11,66	3,99	1,73	10,62

виде можно отметить, что наиболее ранние вулканические комплексы (мугоджарский) характеризуются максимальным петрохимическим сходством с базальтоидами срединно-океанических хребтов. Это сходство заключается в близости содержаний  $\text{TiO}_2$ , MgO, суммарной щелочности и величин  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (см. предыдущий раздел работы). Петрохимические характеристики баймакбурибаевского и сугралинского комплексов свойственны базальтоидам срединно-океанических хребтов и островных дуг. Карамалыташский комплекс обнаруживает сходство с базальтоидами островных дуг и глыбовых поднятий. Причина различий, по-видимому, заключается в эволюции магматизма во времени, влиянии процессов метаморфизма, широко проявившихся в Уральской геосинклинали, а также в контаминационных факторах, роль которых в разных структурных зонах Урала различна.

## ПЕТРОХИМИЯ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ВУЛКАНИТОВ КАМЧАТКИ

В настоящем разделе рассматриваются вулканические породы, входящие в состав мощных, интенсивно дислоцированных, почти исключительно морских образований верхнего мела и палеогена, несомненно, связанные с геосинклинальным этапом развития Камчатской складчатой области. Более поздние, олигоценовые и неогеновые вулканические проявления приурочены к морским и преимущественно континентальным толщам, принадлежность которых к геосинклинальному этапу устанавливается не столь однозначно.

На Камчатке проведено много специальных исследований, посвященных петрохимии мезозойско-кайнозойских вулканических серий. Однако в большинстве работ рассматриваются вулканы какой-либо одной стадии геосинклинального развития той или иной структурно-фациальной зоны [Геология СССР, 1964; Дмитриенко, 1969; Марковский, Ротман, 1969; Авдейко, Храмов, 1969; Байков, 1970; Авдейко и др., 1974; Ротман, Марковский, 1976; Флеров, Колосков, 1976; Хотин, 1976; и др.]. В последние годы в связи с накоплением дополнительного фактического материала по химизму пород (особенно для оставшихся слабо изученными серий) и с успехами в области стратиграфического расчленения толщ и их корреляции появилась возможность провести более полный сравнительный анализ вулканизма, развитого в различных структурно-фациальных зонах Камчатки. В основе данного раздела лежат преимущественно материалы, полученные в процессе многолетних работ авторов в разных районах Камчатки, и частично данные других исследователей. Рассматриваемая здесь территория ограничена на севере Камчатским перешейком, на юге — широтой Кроноцкого полуострова. Обширные данные по вулканизму Срединного хребта Камчатки [Ротман, Марковский, 1976; Флеров, Колосков, 1976] не привлекались, так как первичные структурные связи этого района с расположенными севернее структурно-фациальными зонами не могут считаться однозначно установленными.

### ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНИТОВ В РАЗРЕЗАХ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

Описание вулканических пород дается по структурно-фациальным зонам в соответствии со схемой Г.М. Власова и соавторов [1963] с оговоренными в разделе о раннегеосинклинальных формациях Камчатки изменениями. На рис. 93 эта схема приведена в упрощенном виде, здесь же показано местонахождение основных описываемых разрезов, а на рис. 94 дана схема их сопоставления. Во всех структурно-фациальных зонах Камчатки геосинклинальный разрез четко разбивается на два стратиграфических комплекса, разделенных несогласием и фазой базит-гипербазитового магматизма<sup>1</sup>. Возрастные датировки при

<sup>1</sup> Более подробная характеристика формаций нижнего стратиграфического комплекса всех структурно-фациальных зон дана в разделе, посвященном раннегеосинклинальным формациям Камчатки.

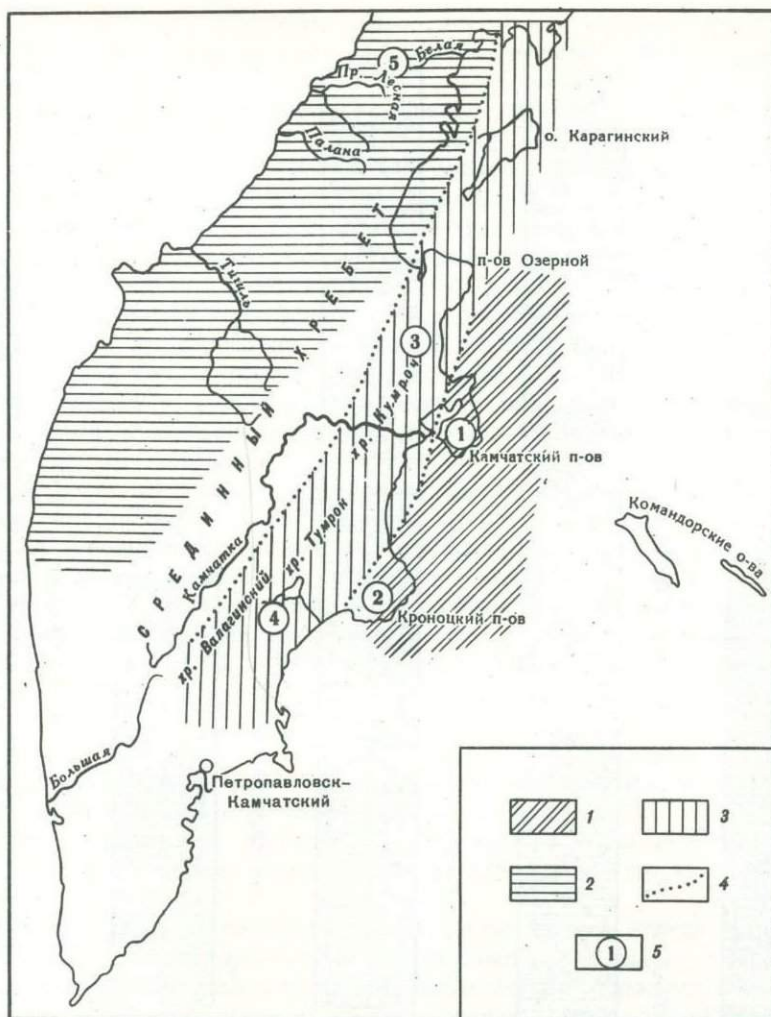


Рис. 93. Упрощенная схема расположения структурно-фациальных зон Камчатки

Зоны: 1 - Восточных полуостровов, 2 - Восточно-Камчатская, 3 - Западно- и Центральнo-Камчатская; 4 - границы структурно-фациальных зон; цифры в кружках - номера основных разрезов: 1 - п-ов Камчатский, 2 - Кроноцкий полуостров, 3 - хребет Кумроц, 4 - Валагинский хребет, 5 - сводный разрез северной части Западно- и Центральнo-Камчатской зон

их описании даны в соответствии с решениями Межведомственного стратиграфического совещания, состоявшегося в 1974 г. в г. Петропавловске-Камчатском, где было учтено большинство новых данных по стратиграфическому расчленению и корреляции геосинклиналиных толщ.

### Зона Восточных полуостровов

На п-ове Камчатском геосинклиналиный разрез расчленяется на две серии: африканскую и столбовскую [Борзунова и др., 1969; Долматов, Хотин, 1969; Марков и др., 1969; Шапиро, Хотин, 1973; Хотин, 1976]. Африканская серия состоит из двух формаций: нижней, слагающей основную часть разреза, эффузивно-кремнисто-туфовой (эффузивы приурочены главным образом к средней ее части и представлены оливиновыми и пироксеновыми базальтами, пироксен-плаггиоклазовыми диабазами), и верхней - субаркозовой терригенной,

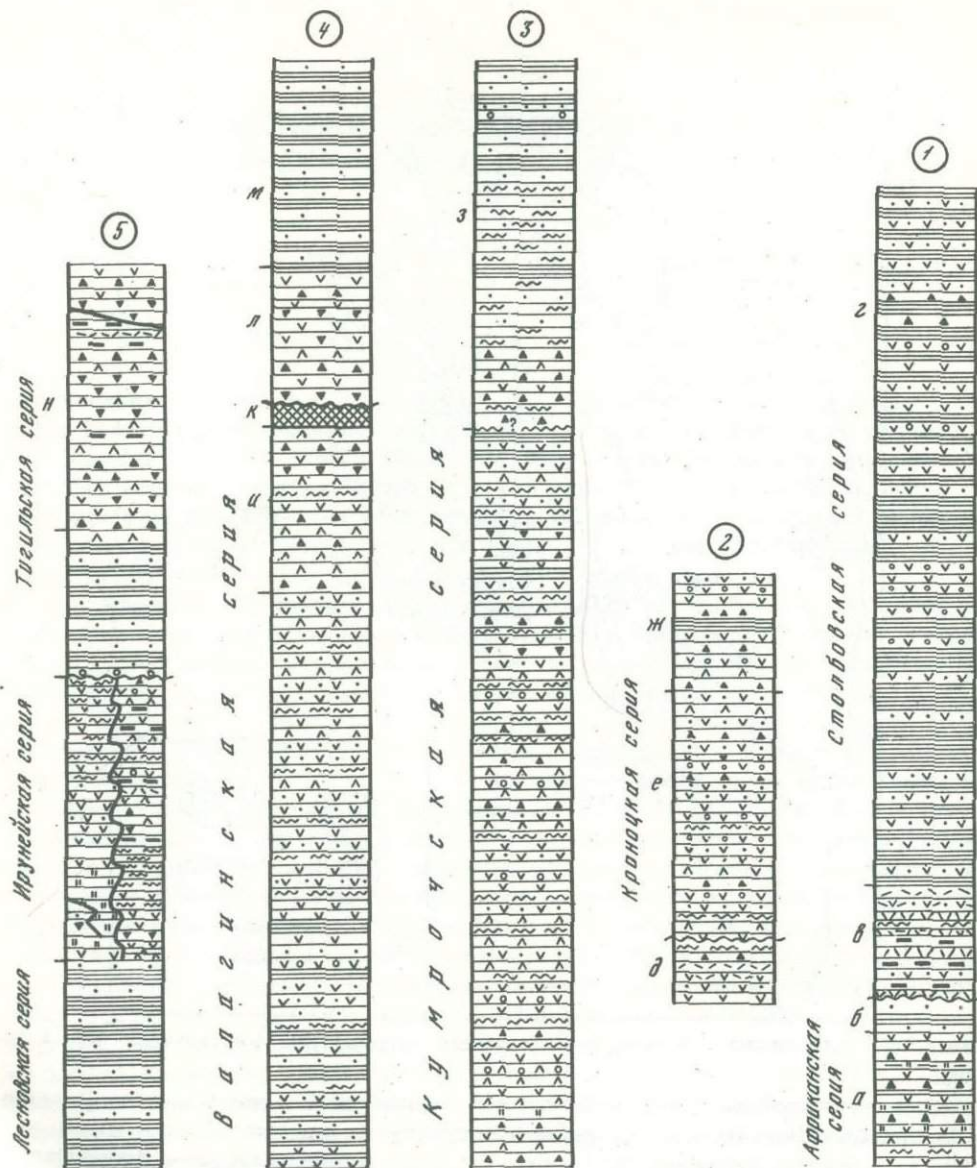


Рис. 94. Схематические разрезы геосинклинальных отложений различных структурно-фациальных зон Камчатки

Цифры в кружках – номера разрезов (см. рис. 93); буквами обозначены свиты: а – смагинская, б – пикежская, в – тарховская, г – баклановская, д – каменистовская, е – кубовская, ж – козловская, з – ветловская, и – попутновская, к – алешкинская, л – темнореченская, м – дроздовская, н – кинкильская; остальные условные обозначения см. рис. 58

лишенной эффузивных образований. Разрез, перекрывающий африканскую серию, представлен мощным (до 10 км) комплексом преимущественно мелкообломочных вулканотерригенных и тефрогенных пород, часто образующих пачки ритмичного переслаивания (столбовская серия). Грубообломочным вулканокластическим породам, эффузивам и кремнистым породам принадлежит подчиненная роль. В основании серии (тарховский свит) и эффузивы, и вулканокластические породы имеют кислый состав: здесь переслаиваются потоки массивных и флюидалных андезитодацитов, дацитов и риолитов с агломератовыми туфами и туфобрекчиями. В верхней части разреза серии излившиеся породы распрост-

ранены незначительно и образуют редкие маломощные потоки, представленные базальтами (баклановская свита); вулканокластические породы также имеют базальтовый состав.

Близкое строение имеет разрез Кроноцкого полуострова<sup>1</sup> [Садреев, Долматов, 1965; Серова, 1966; Марковский и др., 1974]. Основными отличиями являются, во-первых, несогласие, отделяющее верхнюю, базальтовую, часть разреза, от нижней, где широко развиты грубообломочные кислые туфы (каменистовская свита); во-вторых, более грубообломочный состав вулканокластических пород; и, в-третьих, значительно большее развитие эффузивов по всему разрезу, особенно в его верхах (козловская свита).

На обоих полуостровах верхняя часть характеризуемого комплекса датируется палеогеном (от палеоцена до эоцена) и может быть выделена как эффузивно-тефроидная (базальтовая) формация, а нижняя часть, фаунистически не охарактеризованная и, возможно, относящаяся еще к верхам верхнего мела, — как эффузивно-туфовая формация (контрастная — на Кроноцком и рию-дацитовая — на п-ове Камчатский).

Иной разрез палеогеновых отложений, частично соответствующих столбовской серии, наблюдается на Командорских островах (материалы по ним используются для сравнения), где они представлены в основном осадочными и туфогенно-осадочными породами, пирокластический материал в которых имеет разнообразный, но преимущественно андезитовый состав. В основании разреза здесь залегают кислые эффузивы, перекрытые горизонтом основных лав (Шапиро, 1976; Шмидт и др., 1973; Шмидт, 1977).

### Восточно-Камчатская зона

В Восточно-Камчатской зоне описаны два опорных разреза: в северной части хребта Кумроч и в северной части Валагинского хребта<sup>2</sup>.

В хребте Кумроч Б.И. Сляднев, М.Е. Бояринова и В.А. Селиверстов расчленяют геосинклинальные отложения на кумрочскую серию и ветловскую свиту.

Кумрочская серия может быть охарактеризована как единая эффузивно-кремнисто-туфовая щелочно-базальтовая формация, сложенная главным образом различными вулканокластическими, кремнистыми породами и эффузивами. Последние в ее составе приурочены к грубообломочным пачкам и представлены в основном базальтами, среди которых отмечены афировые, мегаплаггиофировые, порфиоровые оливин-пироксеновые, пироксеновые и пироксен-плаггиоклазовые разности. Изредка встречаются андезиты, но они не характерны для формации.

Ветловская свита, так же как и кумрочская серия, имеет поздне меловой возраст, но, по мнению Н.М. Петриной, относится к самым верхам верхнего мела.

Разрез свиты грубо расчленяется на три части. В нижней сосредоточены базальты, спилиты и кремнистые породы. Присутствуют немногочисленные туфы, известняки, пласты и линзы марганцевых руд. Эта часть разреза имеет мощность около 1000 м и может быть охарактеризована как эффузивно-кремнистая (спилитовая) формация. Вышележащие части ветловской серии лишены эффузивных образований: средняя часть сложена преимущественно кремнистыми, аргиллитами с пластами и пачками кремней, алевролитами и песчаниками, а верхняя — граувакковыми песчаниками. Обе они могут быть объединены в граувакково-кремнисто-аргиллитовую формацию мощностью около

<sup>1</sup> Присутствие здесь отложений, соответствующих африканской серии, достоверно не установлено.

<sup>2</sup> При дальнейшем изложении материала полное название зоны иногда заменяется географическим понятием "восточные хребты".

3500 м. В более северных районах зоны аналоги характеризуемых отложений изучены пока еще недостаточно.

В северной части Валагинского хребта и в хребте Тумрок нижняя часть геосинклинального разреза образована валагинской серией, в составе которой можно выделить две формации: нижнюю терригенно-вулканомиктовую, лишенную эффузивных образований, и верхнюю - эффузивно-туфовую щелочно-базальтовую с эффузивами, сосредоточенными в ее верхней части (попутновская свита). Они представлены оливин-пироксеновыми и пироксеновыми базальтами с единичными потоками пикритов. Кроме того, в самых верхах серии может быть выделена, правда, имеющая локальное распространение, самостоятельная ультраосновная эффузивно-туфовая формация (или субформация), сложенная меймечитами и туфами ультраосновного состава (алешкинская свита). Возраст валагинской серии принимается поздне меловым.

Выше валагинской серии с несогласием залегают лавы и агломератовые туфы базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов; присутствуют также тонкообломочные туфы трахиандезитов с маломощными пачками кремней (темно-реченская свита). Эта часть разреза мощностью от 400 до 1700 м может быть названа трахиандезитовой эффузивно-туфовой формацией.

Выше лежащий терригенный комплекс (дроздовская свита) мощностью 1500-2000 м в северной части Валагинского хребта представлен терригенным флишем полимиктового состава с горизонтами полимиктовых олистостром. Аналоги этого комплекса имеются и в хребте Тумрок, где устанавливается их дат-палеоценовый возраст [Серова и др., 1970].

### Западно- и Центрально-Камчатская зоны

Геосинклинальные отложения этих зон<sup>1</sup> в низу разреза представлены поздне-меловыми лесновской и ирунейской сериями, а вверху его - палеогеновой тигильской серией [Геология СССР, 1964]. Лесновская серия - это базальная субаркозовая терригенная формация, почти лишенная эффузивных проявлений, а ирунейская, несмотря на сильную фациальную изменчивость, может считаться единой контрастной эффузивно-туфовой-кремнистой формацией. Эффузивы в ее составе распространены неравномерно и не тяготеют к определенной части разреза. Так, в бассейне р. Лесной они отсутствуют вовсе, в районе р. Паланы отмечены незначительные по мощности потоки лав андезитобазальтового состава в низах формации; в бассейне р. Белой эффузивы (базальты, диабазы, андезиты, кератофиры, кварцевые кератофиры, дациты) пользуются уже значительным распространением и встречаются по всему разрезу, преимущественно среди крупнообломочных вулканокластических пород.

Выше лежащая тигильская серия имеет палеоцен-эоценовый возраст, и по данным Ю.А. Новоселова, в своей нижней части сложена комплексом терригенных пород, представленных песчаниками, алевролитами и аргиллитами, иногда в ритмичном чередовании, а также конгломератами. В этой части разреза мощностью около 1700 м, которая может быть названа граувакковой флишоидной формацией, эффузивных проявлений нет. Эффузивы сосредоточены в верхней части серии, в составе кинкильской свиты. В низах свиты преобладают базальты, андезито-базальты, андезиты, чередующиеся с их туфами и туфобрекчиями. Верхи разреза представлены андезитами, андезито-дацитами, андезито-базальтами с подчиненными прослоями и пачками туфов и туфобрекчий; присутствует также невыдержанный, но местами довольно мощный горизонт лав и туфов дацитового и липаритового состава. Эта часть разреза мощностью 1000-3500 м может быть охарактеризована как эффузивно-туфовая (порфиритовая) формация.

<sup>1</sup> Полное название обеих зон в дальнейшем иногда заменяется словами "Западная Камчатка".

Таблица 21

Основные типы формаций геосинклинального комплекса Камчатки

Комплекс	Зона Восточных полуостровов		Восточно-Камчатская зона		Западно-Камчатская зона
	п-ов Камчатский	Кроноцкий полуостров	Хребет Кумроц	Хребет Валагинский	
Верхний	Эффузивно-тефроидная (базальтовая)	Эффузивно-тефроидная (базальтовая)		Терригенная флишевая	Эффузивно-туфовая (порфирировая)
					Терригенная граувакковая флишеидная
	Эффузивно-туфовая (риолито-дацитовая)	Эффузивно-туфовая (контрастная)	Граувакково-кремнисто-аргиллитовая Эффузивно-кремнистая (спилитовая)	Эффузивно-туфовая (трахиандезитовая)	Перерыв

## Базит-гипербазитовый магматизм

Нижний	Терригенная субаркозовая	?	Эффузивно-кремнисто-туфовая (щелочно-базальтовая)	Эффузивно-туфовая (ультраосновная)	Эффузивно-туфово-кремнистая (контрастная)
	Эффузивно-кремнисто-туфовая (базальтовая)			Эффузивно-туфовая (щелочно-базальтовая)	
					Терригенно-вулканомиктовая

Как показано выше, геосинклинальный разрез всех структурно-фациальных зон Камчатки состоит из двух стратиграфических комплексов, разделенных несогласием и фазой гипербазит-базитового магматизма. Основные типы формаций, которые с известной долей схематизма могут быть выделены в этих комплексах, показаны в табл. 21. Для нижнего комплекса наиболее характерны базальная терригенная субаркозовая формация, развитая не во всех зонах, и особенно — вулканогенно-кремнистые формации (для всех зон). В верхнем комплексе также большим распространением пользуются вулканогенные формации, но его отличительной особенностью является широкое развитие терригенных флишевых, флишеидных, граувакково-кремнисто-аргиллитовых формаций, содержащих горизонты олистостром.

В целом же в этих стратиграфических комплексах нетрудно видеть серии осадков, соответствующие ранней и предорогеной стадиям геосинклинального этапа [Хаин, 1964] или дофлишевой и флишевой, по Ж. Обузу [1967].

Возраст подошвы геосинклинальных отложений точному определению не поддается. Видимо, их накоплению предшествовал этап метаморфизма, датированный на Восточной Камчатке 120 млн. лет [Марченко и др., 1973]. Верхняя возрастная граница нижнего комплекса соответствует времени внедрения в него интрузий и оценивается в 88–90 млн. лет. Эти датировки находятся в соответствии с определениями абсолютного возраста эффузивов и палеонтологическими материалами. Начало формирования верхнего стратиграфического комплекса в зоне Восточных полуостровов и в восточных хребтах, по-видимому, синхронно и относится к концу позднего мела, а на Западной Камчатке — к палеоцену. Завершение геосинклинального развития в разных зонах происходило неодновременно: в Восточно-Камчатской зоне — в палеоцене, в остальных зонах — в эоцене.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Приведенное выше краткое описание разрезов свидетельствует о высокой напряженности вулканических процессов на протяжении геосинклинального этапа развития Камчатки. Отчетливо выделяются три вулканических комплекса: раннегеосинклинальный, раннепредороженный и позднепредороженный, которые являются суммой вулканических ассоциаций, развитых в различных структурно-фациальных зонах и соответствующих объему серий или свит.

Раннегеосинклинальный вулканический комплекс объединяет африканскую, кумрочскую, валагинскую и ирунейскую серии. С раннепредороженным комплексом связано формирование на восточных полуостровах тарховской и каменистовской свит, на Командорских островах – кислых эффузивов основания командорской серии, а в восточных хребтах – ветловской и темнореченской свит. Позднепредороженный вулканизм проявлялся на восточных полуостровах (баклановская и козловская свиты), на Командорских островах (командорская серия) и на западном побережье Камчатки (кинкильская свита). Очевидно, что эти вулканические комплексы неравнозначны по продолжительности накопления, объему излившегося материала, самому характеру вулканической деятельности и, видимо, связаны с различными условиями магмогенерации. Все это усложняет изучение латеральных и возрастных вариаций химизма геосинклинальных вулканитов Камчатки.

Петрохимия вулканических комплексов региона рассматривается на основании более 400 полных силикатных анализов, из которых 180 принадлежат авторам (табл. 22)<sup>1</sup>. Объективная оценка петрохимических свойств эффузивных ассоциаций, естественно, невозможна без применения методов математической статистики. Предполагая такие исследования в будущем, в данном разделе авторы ограничились лишь некоторыми общепринятыми графическими методами анализа.

Из приведенной в табл. 22 характеристики фактического материала видно, что выборки химических анализов по отдельным вулканическим ассоциациям далеко не равнозначны по представительности. Тем не менее они дают возможность наметить основные особенности химизма эффузивных комплексов, что иллюстрирует рис. 95.

Раннегеосинклинальные вулканиты (см. рис. 95, I) характеризуются увеличением кремнекислотности с востока на запад и противоположной тенденцией к изменению концентраций  $TiO_2$  и  $FeO^*$ . По распределению  $SiO_2$  эти породы непрерывно дифференцированы, за исключением эффузивов ирунейской серии, которые отличаются резко выраженной контрастностью. Распределение других породообразующих окислов, кроме  $TiO_2$ , является, как правило, неоднородным.

Своеобразно распределение щелочей в раннегеосинклинальных базальтоидах. Принято считать, что в пределах современных островных дуг калиевая щелочность излившихся пород возрастает при движении от океана. Применительно к раннегеосинклинальным вулканитам Камчатки такие представления поддерживаются В.К. Ротманом и Б.А. Марковским [1968]. Выводы этих авторов справедливы только в самых общих чертах. Как видно из табл. 22, распреде-

<sup>1</sup> В выборках по вулканическим ассоциациям, помимо анализов, принадлежащих авторам, учтены опубликованные данные [Авдейко, Храмов, 1969; Дмитриенко, 1969; Марковский, Ротман, 1971; Эрлих и др., 1971; Ротман и др., 1972; Селиверстов, Цикунов, 1974; Казакова и др., 1976; Хотин, 1976]. Часть анализов заимствована из рукописных работ М.Ю. Хетина, А.М. Садреева, Б.К. Долматова, Н.К. Демидова, В.И. Олейника, Ю.А. Новоселова, В.К. Ротмана, Б.А. Марковского и О.А. Шмидта.

При расчете средних значений анализы группировались в пределах следующих интервалов содержания  $SiO_2$ , %: < 45; 45–57; 57–63; > 63. Все анализы пересчитаны на бескарбонатный и безводный остаток.

ление щелочных окислов в вулканитах разных зон имеет более сложный характер. Содержание  $K_2O$  в наиболее распространенной группе пород – базальтах – на п-ове Камчатском минимально и скачком возрастает в западном направлении, а различия в концентрациях этого окисла в основных породах восточных хребтов и Западной Камчатки в целом несущественны. Общая же щелочность базальтов на восточных полуостровах и на Западной Камчатке примерно равна (3,44 и 3,70% соответственно) и возрастает в расположенной между ними Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоне (4,81–4,89%). Изменение щелочности базальтоидов по разрезу вулканического комплекса исследовано только для Восточно-Камчатской зоны. Ранее уже подчеркивалась прогрессирующая роль  $K$  по мере формирования вулканических ассоциаций указанной зоны [Байков и др., 1973], сказывающаяся в появлении в верхах кумрочской и валагинской серий базальтоидов с фенокристаллами щелочных минералов – эпидейцита и калишпата. Можно добавить, что изменение натровой щелочности при этом в целом несущественно.

Вариации составов раннепредороженных вулканитов по разным структурно-фациальным зонам (см. рис. 95, II-a) противоположны описанным для раннегеосинклинальных: в зоне Восточных полуостровов и на Командорских островах фиксируются наиболее высокие содержания  $SiO_2$ , в то время как концентрации фемических компонентов и щелочей достигают максимума в восточных хребтах. Отчетливо проявляются изменения составов вулканических пород в пределах каждой зоны. Зона Восточных полуостровов: на п-ове Камчатском исключительным распространением пользуются эффузивы кислого состава, а на Кроноцком полуострове среди них появляются базальты, что придает вулканизму каменистовской свиты контрастный характер. Восточно-Камчатская зона; ветловские эффузивы (хребет Кумроч) по сравнению с темнореченскими (Валагинский хребет) характеризуются повышенной меланократовостью (меньше  $SiO_2$ , больше  $FeO^*$ ,  $MgO$ ,  $TiO_2$ ) и преобладанием натровой щелочности над калиевой, вулканиты темнореченской свиты отличаются повышенным содержанием  $K_2O$  и суммы щелочей. В целом в зоне Восточных полуостровов и на Командорских островах развиты контрастные серии, а в Восточно-Камчатской зоне – непрерывно-дифференцированные.

Эффузивы позднепредороженного вулканического комплекса непрерывно-дифференцированные (см. рис. 95, II-b). На востоке содержание  $SiO_2$  – 44–60%, на западе – 52–76%, т.е. с удалением от океана кремнекислотность пород в целом повышается. В этом же направлении возрастают концентрации  $MgO$  и щелочей и убывают концентрации  $CaO$  и  $FeO^*$ . Внутризональные различия химизма позднепредороженных вулканических ассоциаций проявлены только на восточных полуостровах и выражаются в разных уровнях концентраций  $Al_2O_3$ ,  $FeO^*$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$  и  $Na_2O$  в эффузивах баклановской и козловской свит.

При определении принадлежности геосинклинальных эффузивов Камчатки к той или иной петрохимической серии на основе классификационных схем разных авторов получаются неоднозначные результаты, поскольку, во-первых, одни авторы принимают за основной признак щелочность, другие – содержания мафических окислов, и, во-вторых, по-разному определяют границы петрохимических серий.

Для установления относительного содержания различающихся по щелочности пород в вулканических ассоциациях удобна диаграмма Х. Куно [1964], разделяющая породы вулканических комплексов на толеитовую, высокоглиноземистую и щелочную петрохимические серии; этот метод применяется нами в соответствии с ограничениями, указанными ранее.

Согласно диаграмме Х. Куно (рис. 96), толеиты среди раннегеосинклинальных базальтов п-ова Камчатского отсутствуют и появляются лишь восточнее, в синхронных вулканических комплексах восточных хребтов и Западной Камчатки, причем относительное их количество увеличивается к западу. Вулканиты зоны Восточных полуостровов относятся к высокоглиноземистой и щелочной сериям при незначительном преобладании последней. Среди эффузи-

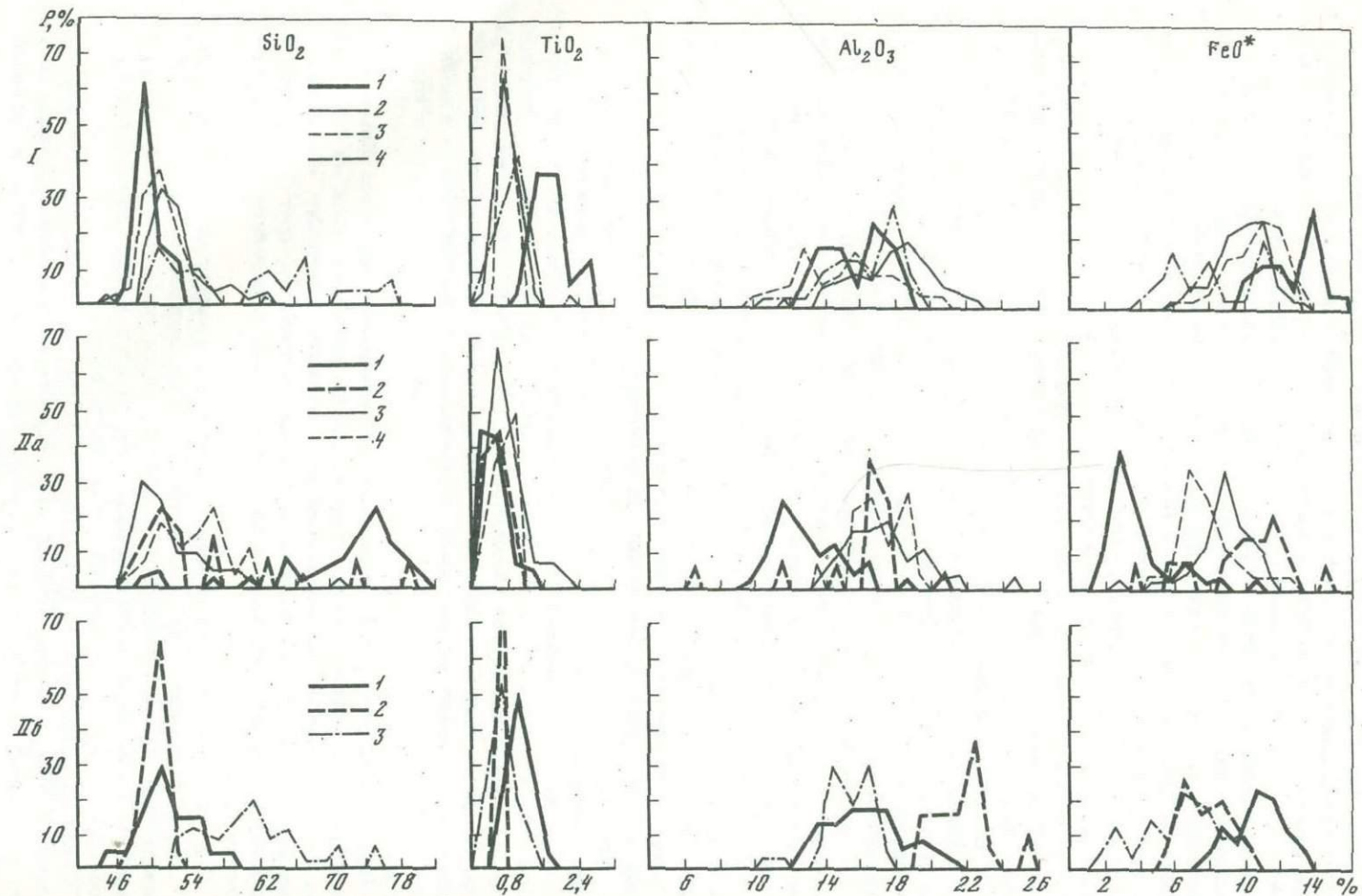


Рис. 95

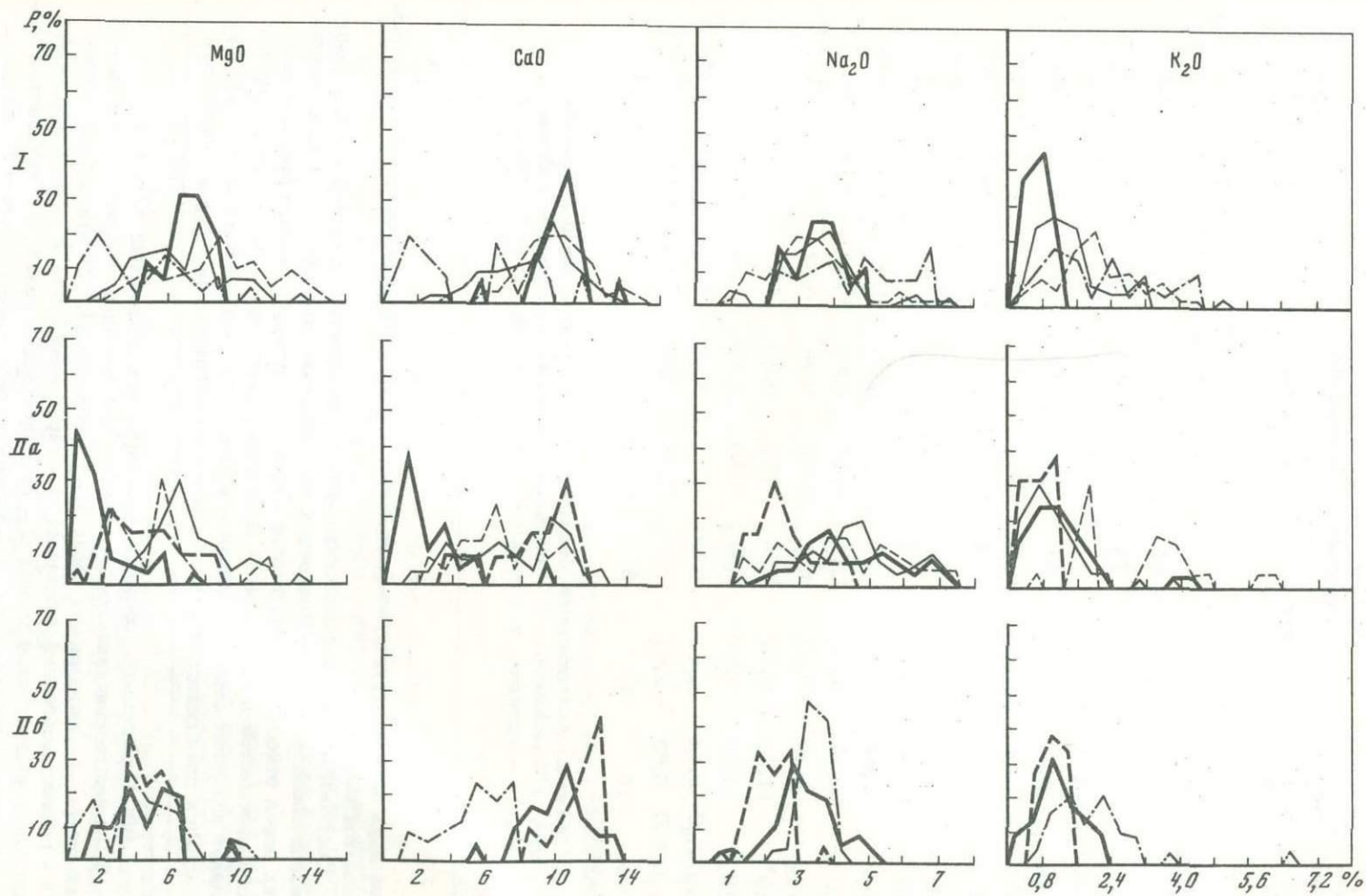


Рис. 95 (окончание)

Таблица 22

Средние химические составы пудканических ассоциаций Камчатки, %

Компо- ненты и их отно- шения	Раннегеосинклиальный вулканизм								
	п-ов Камчат- ский	Восточно-Камчатская зона					Западная Камчатка		
		хребет Кумроч		хребты Валагинский и Тумрок					
	1	2	3	4	5	6	7	8	
SiO <sub>2</sub>	48,28	52,08	59,89	44,72	50,78	57,97	52,00	61,42	
TiO <sub>2</sub>	1,66	0,71	0,74	0,37	0,69	0,45	1,05	0,97	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,02	17,37	18,41	5,44	14,27	14,91	16,47	15,25	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,23	5,22	3,89	4,64	4,62	2,45	5,07	2,89	
FeO	5,41	4,08	3,02	5,72	5,39	2,43	5,00	4,41	
MnO	0,19	0,18	0,21	0,17	0,22	0,10	0,22	0,37	
MgO	6,50	6,53	3,46	32,09	8,70	3,66	6,33	2,99	
CaO	10,06	9,04	5,95	5,80	9,59	10,28	8,34	4,58	
Na <sub>2</sub> O	2,92	3,40	4,22	0,34	3,06	3,10	1,92	3,44	
K <sub>2</sub> O	0,52	1,41	1,11	0,59	1,83	0,36	1,78	2,39	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,27	0,17	0,23	0,28	0,52	0,34	0,27	
FeO*	11,01	8,76	6,65	9,90	9,56	4,64	9,56	7,01	
F/M	1,69	1,34	1,92	0,31	1,10	1,27	1,51	2,34	
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	3,44	4,81	5,33	0,93	4,89	3,46	3,70	5,83	
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	5,62	2,41	3,80	0,58	1,67	8,62	1,08	1,44	
Число анализов	16	53	8	35	53	1	14	4	

Примечание. 1 - толеитовые базальты, 2 - щелочные (натровые) базальты, 3 - андезиты, 4 - меймечиты, 5 - щелочные (калиевые) базальты, 6 - андезит, 7 - базальты, 8 - андезиты, 9 - липариты, 10 - базальты, 11 - андезиты, 12 -

вов двух других структурно-фациальных зон преобладание щелочной серии проявляется еще четче.

Соотношение петрохимических серий в предорогенных вулканических комплексах сложнее. В зоне Восточных полуостровов около половины вулканических пород относится к толеитовой серии при примерно равных объемах высокоглиноземистой и щелочной. В Восточно-Камчатской зоне абсолютно преобладает щелочная серия, в Западно- и Центрально-Камчатской зонах эффузивы относятся преимущественно к высокоглиноземистой серии при значительном

Рис. 95. Гистограммы составов вулканических ассоциаций Камчатки

I - раннегеосинклиальный комплекс: 1 - смагинская свита, 2 - кумрочская серия, 3 - валагинская серия (без меймечитов), 4 - ирунейская серия; IIa - раннепредорогенный комплекс: 1 - тарховская свита и кислые эффузивы основания командорской серии, 2 - каменистовская свита, 3 - ветловская свита, 4 - темнореченская свита; IIб - позднепредорогенный комплекс: 1 - баклановская свита, 2 - козловская свита, 3 - кинкильская свита

Раннепредороженный вулканизм								
Западная Камчатка	зона Восточных полуостровов и Командоры				Восточно-Камчатская зона			
					хребет Кумроч	Валагинский хребет		
9	10	11	12	13	14	15	16	
69,31	50,28	61,19	75,44	50,81	52,70	59,05	66,53	
0,83	0,94	0,83	0,40	1,31	0,80	0,65	0,39	
14,97	18,09	16,89	12,53	17,65	16,81	16,78	15,35	
2,39	5,32	3,86	2,12	4,46	4,35	3,75	2,75	
2,41	5,61	4,56	1,36	4,73	4,49	3,01	1,69	
0,11	0,19	0,12	0,08	0,25	0,17	0,16	0,12	
1,39	5,90	3,31	1,31	7,28	6,22	3,44	1,26	
1,79	9,44	6,86	2,39	7,89	7,63	5,84	2,89	
5,23	3,46	3,42	4,43	4,27	3,60	4,61	5,50	
2,62	0,63	0,90	1,26	0,97	2,80	2,67	3,30	
0,18	0,12	0,22	0,10	0,21	0,46	0,38	0,17	
4,56	10,40	8,03	3,27	8,70	8,41	7,49	4,17	
3,28	1,76	2,43	2,50	1,26	1,35	2,17	3,31	
7,85	4,09	4,32	5,69	5,24	6,40	7,28	8,80	
1,99	6,49	3,80	3,51	4,40	1,28	1,73	1,66	
10	10	4	35	36	17	8	1	

липариты, 13 - спилиты, 14 - щелочные (калиевые) базальты, 15 - трахиандезиты, 16 - грано-сиенит-порфир, 17 - базальты и габбро-диабазы, 18 - диориты, 19 - базальты и габбро-диабазы, 20 - базальты, 21 - андезиты, 22 - липариты.

(более 30%) содержания толеитов и небольшом объеме щелочных пород.

Такая картина распределения петрохимических серий по отдельным структурно-фациальным зонам и стадиям геосинклинального этапа не вполне соответствует представлениям о закономерности увеличения щелочности вулканических комплексов при движении от океана к континенту.

Отметим, что использование диаграммы Х. Куно, разработанной для кайно-типных вулканических ассоциаций, при определении серийной принадлежности палеотипных вулканитов ограничено высокой миграционной способностью щелочных элементов при диагенезе и метаморфизме [Белоусов и др., 1976; Miyashiro, 1975], хотя первоначальное соотношение  $K_2O$  и  $Na_2O$  в вулканитах Камчатки, учитывая низкую степень их метаморфизма, должно незначительно отличаться от современного. Кроме того, формальный характер этой диаграммы позволяет, на наш взгляд, определить серийную принадлежность только отдельно взятой пробы, но не всей ассоциации в целом.

Последнему требованию частично удовлетворяет анализ парных диаграмм менее подвижных при метаморфизме компонентов [Белоусов и др., 1976],

Таблица 22 (окончание)

Компо- ненты и их отно- шения	Позднепредорогенный вулканизм					
	зона Восточных полу- островов			Западная Камчатка		
	п-ов Камчатский и Ко- мандоры		Кроноцкий полуостров			
	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	51,33	59,10	50,47	54,57	60,17	68,55
TiO <sub>2</sub>	1,05	0,89	0,59	0,76	0,76	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,40	14,07	21,00	17,02	16,83	15,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,59	4,37	3,06	1,80	2,30	2,08
FeO	5,78	4,47	5,09	7,22	4,40	2,04
MnO	0,13	0,05	0,20	0,15	0,13	0,04
MgO	4,77	1,48	4,56	6,18	3,80	2,00
CaO	10,10	7,64	11,37	7,27	5,93	3,06
Na <sub>2</sub> O	3,20	4,36	1,78	3,44	3,47	3,38
K <sub>2</sub> O	1,18	2,72	0,98	1,31	1,70	2,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,46	0,16	0,28	0,35	0,30
FeO*	10,81	8,40	7,89	8,84	6,47	3,91
F/M	2,26	5,68	1,86	1,43	1,70	1,95
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4,38	7,08	2,76	4,75	5,17	6,27
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2,71	1,60	1,82	2,63	2,04	1,17
Число анализов	36	2	19	9	14	11

но и он в некоторых случаях дает неоднозначные результаты, что иллюстрируется диаграммами (рис. 97), исследующими зависимость SiO<sub>2</sub>, FeO\* и TiO<sub>2</sub> от вариаций FeO\*/MgO [Miyashiro, 1975]. Назначение этих диаграмм — определение принадлежности совокупностей вулканических пород к толеитовой и известково-щелочной сериям, граница между которыми установлена эмпирически.

Сравнение положения вариационных линий геосинклинальных вулканических ассоциаций Камчатки с линиями, проведенными А. Миасиро, показывает, что типичные толеиты, в понимании этого автора, на Камчатке отсутствуют.

Более всего к ним приближаются смагинские базальты, занимающие на всех трех графиках положение, близкое к абиссальным толеитам. Толеитовые тенденции некоторых других ассоциаций неустойчивы. Так, на рис. 97, I близко к линии смагинских базальтов располагается линия позднепредорогенных эффузивов зоны Восточных полуостровов, а на рис. 97, III — вариационная кривая раннепредорогенных вулканитов ветловской свиты. На рис. 97, II вариационной линии смагинских базальтов субпараллельны левые части вариационных кривых валагинских, ветловских и кинкильских вулканитов. Поворот этих кривых вниз, вдоль границы ТН-СА, можно было бы интерпретировать как проявление известково-щелочной тенденции, но это предположение не находит подтверждения на других диаграммах.

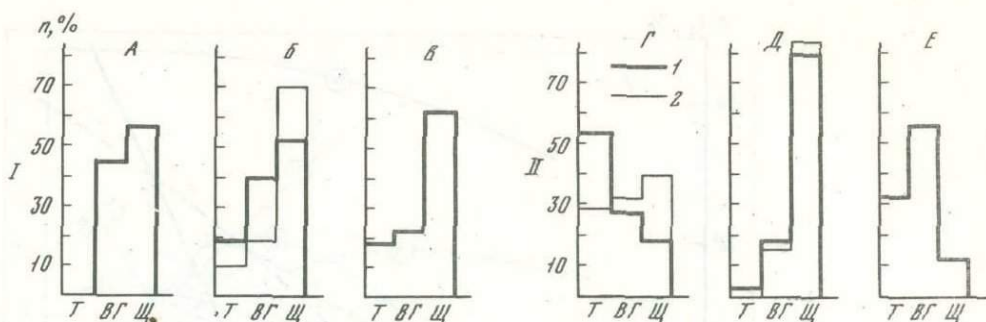


Рис. 96. Гистограммы распределения вулканических пород по петрохимическим сериям

I – раннегеосинклиальный комплекс: А – п-ова Камчатского, Б – Восточно-Камчатской зоны (1 – кумроцкая серия, 2 – валагинская серия, без меймечитов), В – Западной Камчатки; II – предорогенный комплекс: Г – зоны Восточных полуостровов и Командорских островов (1 – столбовская и командорская серия, 2 – каменистовская свита и кроноцкая серия), Д – Восточно-Камчатской зоны (1 – ветловская свита, 2 – темнореченская свита), Е – Западной Камчатки. Остальные условные обозначения см. на рис. 26

Необычно расположение вариационных кривых щелочных вулканических ассоциаций Камчатки. По предварительным данным, тренды щелочных серий аналогичны толеитовым, но положение вариационной линии щелочных меланократовых базальтоидов валагинской серии на рис. 97,1 свидетельствует об уменьшении отношения  $FeO^*/MgO$  по мере роста  $SiO_2$ , т.е. о тенденции, обратной толеитовой. На этой же диаграмме аномально ведет себя вариационная кривая раннепредорогенных кислых вулканитов: она располагается в поле известково-щелочной серии, но субпараллельна оси  $FeO^*/MgO$  и, следовательно, трендам типичных толеитов.

Вероятно, приведенных примеров достаточно, чтобы показать неоднозначность определения петрохимической принадлежности вулканических ассоциаций, основанного на анализе линейной зависимости двух компонентов или параметров.

В поисках наиболее благоприятного решения поставленной задачи обратимся к рассмотрению трехкомпонентной диаграммы  $AFM(Na_2O + K_2O - 0,9Fe_2O + FeO - MgO)$ , позволяющей судить о характере дифференциации эффузивных образований в целом. С помощью этой диаграммы эмпирически установлены и обоснованы экспериментальными данными два крайних дифференционных тренда: толеитовый, или трапповый<sup>1</sup>, характеризующийся накоплением Fe ("феннеровская" тенденция), и известково-щелочной, при котором накапливаются щелочи и кремнезем ("боуэновская" тенденция).

На Камчатке "феннеровской" тенденцией обладают вулканиты структурно-формационной зоны Восточных полуостровов<sup>2</sup> (рис. 98-А, Г), фракционирование эффузивов восточных хребтов и Западной Камчатки происходило с известково-щелочным уклоном. Как видно из рисунков, рои фигуративных точек трапповых ассоциаций располагаются по крутой параболе, а известково-щелочных – по более пологой. В случае слабодифференцированных трапповых вулканических ассоциаций рои фигуративных точек намечают только правую восходящую ветвь параболы.

<sup>1</sup> Применение этого термина предпочтительно в целях разграничения "толеитовой" тенденции и "толеитовой петрохимической серии", по Х. Куно.

<sup>2</sup> Толеитовая ("трапповая") природа смагинских базальтов была установлена М.Ю. Хотиным [1976].

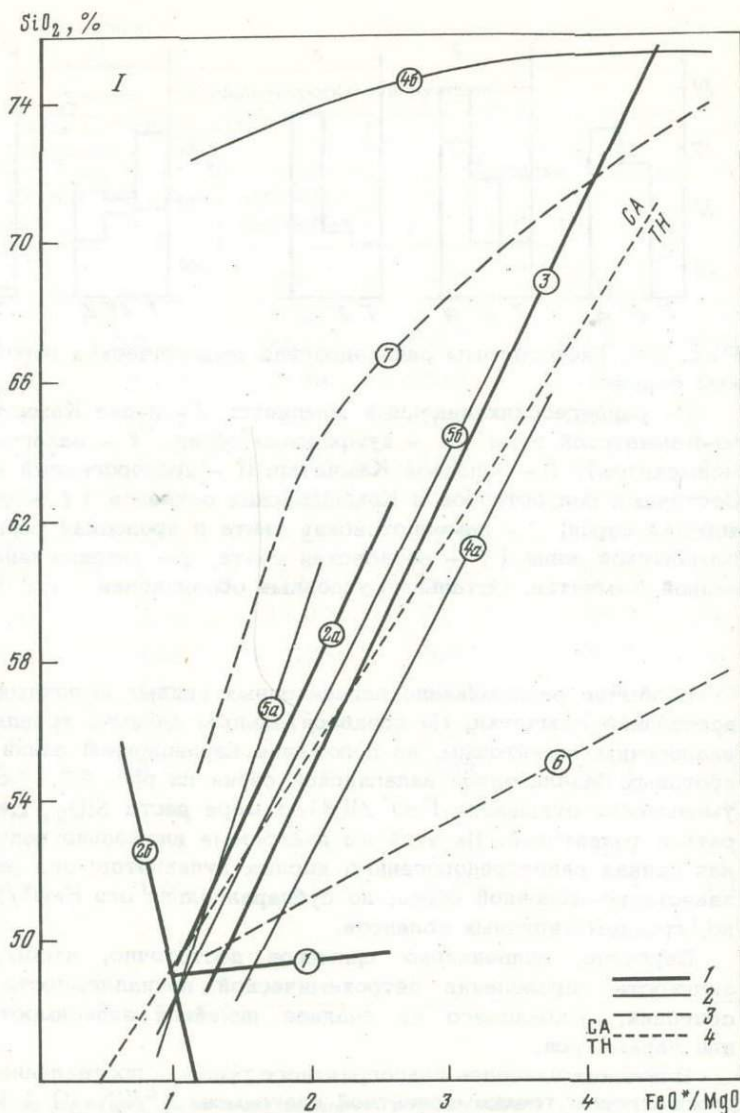
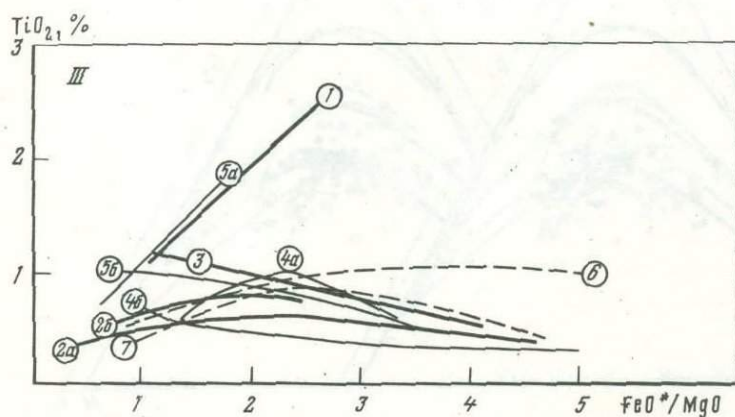
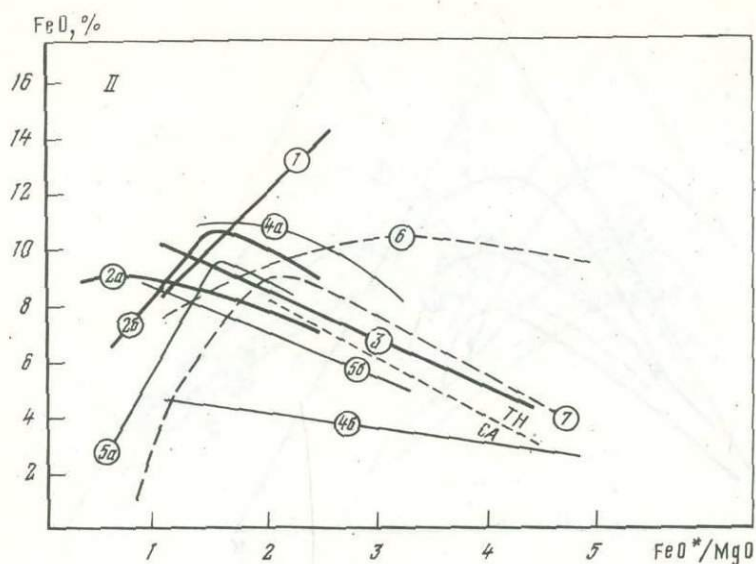


Рис. 97. Вариационные диаграммы соотношений главных породообразующих элементов и относительной железистости.

Вариационные линии вулканических ассоциаций: 1 - раннегеосинклинальных, 2 - раннепредороженных, 3 - позднепредороженных; 4 - граница толеитового (ТН) и известково-щелочного (СА) полей. Вулканические ассоциации (цифры

Конечно, использование трехкомпонентных диаграмм не решает всех вопросов петрохимического анализа вулканических ассоциаций. Например, определенные трудности должны возникать при классификации дифференциационных трендов, переходных между трапвым и известково-щелочным типами. В то же время на треугольниках АФМ получают наглядное отображение закономерности общего плана. Прежде всего отметим повышенную относительную железистость раннегеосинклинальных базальтов зоны Восточных полуостровов и Западной Камчатки по сравнению с одинаковыми по щелочности породами Восточно-Камчатской зоны. Предороженные эффузивы имеют в целом пониженное относительное содержание  $\Sigma Fe$ , что является отражением эволюции вулканизма во времени. И, наконец, обращает на себя внимание тот факт, что различные по щелочности и кремнекислотности ассоциации вулканитов, характеризующиеся однотипным дифференциационным трендом, формируются на разных мантийных



в кружках): 1 - смагинская свита; 2а - кумрочская серия; 2б - валагинская серия (без меймечитов); 3 - ирунейская серия; 4а - раннепредорогненная вулканическая ассоциация восточных полуостровов и Командорских островов; 4а - базальты; 4б - то же, липариты; 5а - ветловская свита; 5б - темнореченская свита; 6 - баклановская и козловская свиты, командорская серия; 7 - кинкильская свита

уровнях. Основываясь на данных экспериментальных петрологических исследований [Маракушев, 1976], можно предположить, что среди развитых на Камчатке вулканитов наибольшие глубины генерации имеют меймечиты и щелочные базальты валагинской серии ( $P > 30$  кбар), а наименьшие - эффузивы смагинской свиты ( $P < 15$  кбар); щелочные натровые базальты выплавлялись в диапазоне давлений 15-30 кбар. По-видимому, проявление однотипных трендов обязано какой-то общей причине.

Показательно, что рои фигуративных точек всех рассматриваемых здесь эффузивных ассоциаций Камчатки не совпадают с полями пижонитовой и гиперстенновой серий Х. Куно [1964], отвечающими толеитовой и известково-щелочной сериям островных дуг. Очевидно, что их положение на диаграмме, определенное Х. Куно, не универсально, а отражает локальные особенности кайнозойского магматизма Японии, что уже было показано Э.Н. Эрлихом

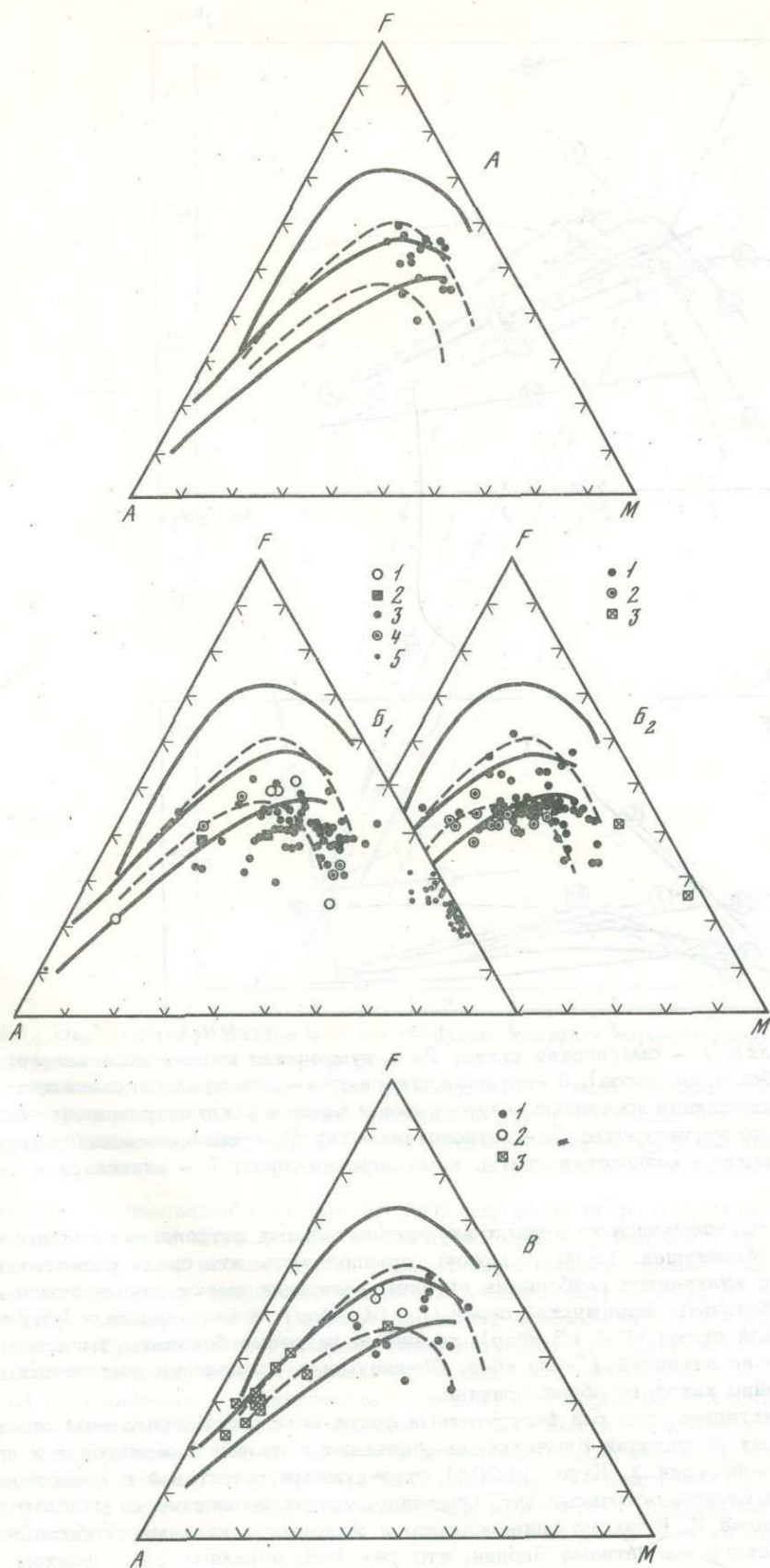


Рис. 98

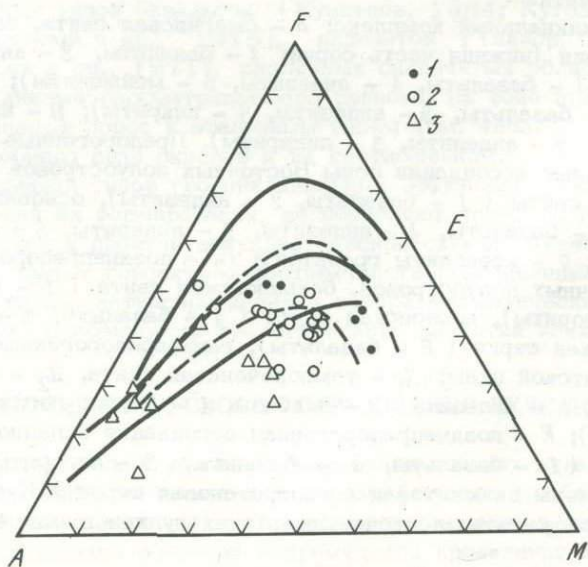
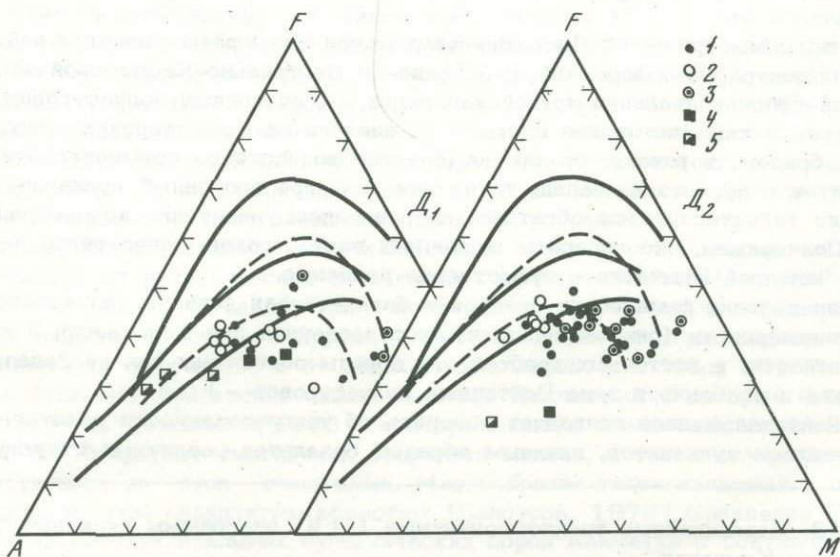
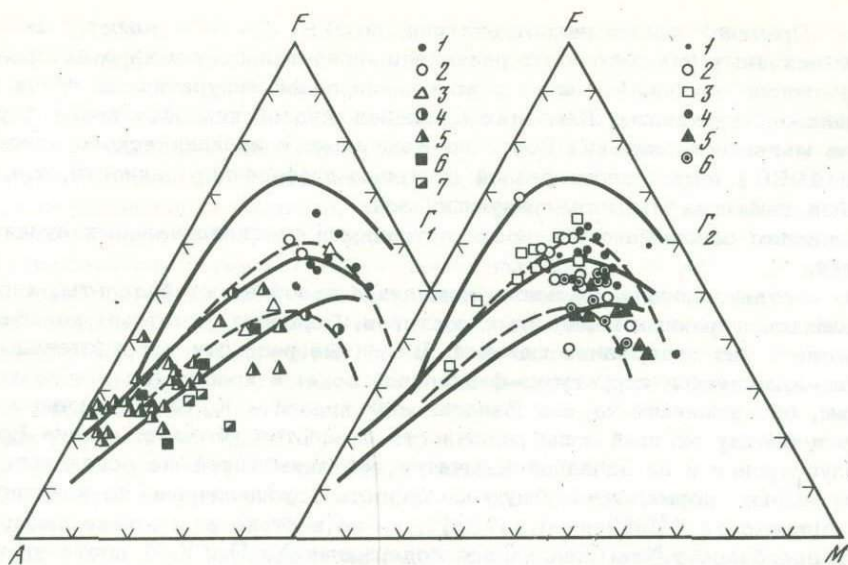


Рис. 98 (окончание)

[1966]. Причиной такого несоответствия, по Э.Н. Эрлиху, являются разные составы исходных базальтоидных расплавов, свидетельствующие о латеральной неоднородности мантии. Различие в положении полей фигуративных точек геосинклинальных вулканитов Камчатки и позднекайнозойских эффузивных пород вулканов мантийного питания Восточно-Камчатского вулканического пояса [Эрлих, 1966] обусловлено разной степенью дифференцированности, т.е. эволюцией вещества магмогенерирующих зон.

Перечислим основные особенности петрохимии геосинклинальных вулканитов Камчатки.

1. В составе геосинклинального комплекса преобладают базальты, характеризующиеся широкими вариациями составов. Особенно заметным колебаниям подвержено в них содержание щелочей. Щелочные разности сосредоточены в Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоне: в хребте Кумроч развиты эффузивы, обогащенные Na, а в Валагинском хребте — K. Симметрично к востоку и западу от этой зоны щелочность базальтов убывает: в зоне Восточных полуостровов и на Западной Камчатке эффузивы такой же основности в среднем имеют нормальную общую щелочность (субщелочные, по классификации Е. Мидлмоста [Middlemost, 1975]), но на востоке в составе щелочных окислов преобладает  $\text{Na}_2\text{O}$ , на западе содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  почти уравниваются.

Так же симметрично от Восточно-Камчатской зоны располагаются районы развития контрастных формаций. В Западно- и Центральнo-Камчатской зонах это раннегеосинклинальная ирунейская серия, на восточных полуостровах — тарховская и каменистовская свиты и их аналоги на Командорских островах. Таким образом, в раннюю стадию намечается возрастание кремнекислотности вулканитов с востока на запад, тогда как раннепредороженный вулканический комплекс характеризуется обратным направлением увеличения концентраций  $\text{SiO}_2$ . Подчеркнем, что липариты восточных полуостровов существенно натровые, а Западной Камчатки — существенно калиевые.

Распределение фемических окислов в базальтоидах региона подчиняется той же закономерности (симметричности), установленной для щелочности и кремнекислотности: в восточных хребтах эти породы обогащены Mg, на Западной Камчатке и особенно в зоне Восточных полуостровов — Fe и Ti.

2. Вышеизложенное позволяет говорить об унаследованности некоторых черт химизма вулканитов, главным образом базальтов различных структурно-

Рис. 98. Вариационные трехкомпонентные (AFM) диаграммы вулканических ассоциаций Камчатки

Раннегеосинклинальный комплекс: А — смагинская свита, базальты;  $B_1$  — валагинская серия (нижняя часть серии: 1 — базальты, 2 — андезиты; попутновская свита: 3 — базальты, 4 — андезиты, 5 — меймечиты);  $B_2$  — кумрочская серия (1 — базальты, 2 — андезиты, 3 — пикриты); В — ирунейская серия (1 — базальты, 2 — андезиты, 3 — липариты). Предороженные комплексы:  $\Gamma_1$  — раннепредороженные ассоциации зоны Восточных полуостровов — тарховская и каменистовская свиты (1 — базальты, 2 — андезиты), основание командорской серии (3 — базальты, 4 — андезиты, 5 — липариты, 6 — ксенолиты кварцевых порфиров, 7 — ксенолиты гранитов);  $\Gamma_2$  — позднепредороженные ассоциации зоны Восточных полуостровов, баклановская свита (1 — базальты, 2 — диабазы, 3 — диориты), козловская свита (4 — базальты, 5 — габбро, диабазы), командорская серия (6 — базальты); раннепредороженные ассоциации Восточно-Камчатской зоны:  $D_1$  — темнореченская свита,  $D_2$  — ветловская свита (1 — базальты, 2 — андезиты, 3 — диабазы, 4 — диорит-порфиры, 5 — граносиенит-порфиры); Е — позднепредороженная ассоциация Западной Камчатки, кинкильская свита (1 — базальты, 2 — андезиты, 3 — липариты). Сплошными линиями ограничены пижонитовая и гиперстеновая серии Х.Куно [1964], пунктиром — поле эффузивов восточнокамчатских вулканов мантийного питания [Эрлих, 1966]

фациальных зон региона на протяжении всего геосинклинального этапа. Наследуются также и дифференциационные тренды разновозрастных эффузивных ассоциаций. Эта закономерность является, на наш взгляд, отражением постоянства тектонических связей каждой зоны с соответствующими областями магмогенерации.

Особое положение занимают две группы пород, взаимоотношения которых с базальтами неоднозначны: липариты контрастных формаций и меймечиты.

Экспериментально доказано, что при дифференциации базальтовых расплавов может отделяться 5–15% кислого вещества. Эти данные находятся в полном соответствии с реальными соотношениями кислых и основных эффузивов некоторых природных вулканических систем, например океанических вулканических островов – Исландии, о-ва Пасхи и др. Что же касается липаритов контрастных формаций Камчатки, то их объемы сопоставимы и даже превышают объемы ассоциирующих с ними базальтов. Подобные соотношения рассматриваются большинством петрологов как свидетельство независимости генезиса кислых магм от основных [Фролова, 1971; Белоусов, 1973] в результате плавления вещества гранитно-метаморфического слоя.

Положение фигуративных точек меймечитов на диаграмме AFM в виде компактного роя, обособленного от базальтов и тяготеющего к вершине M (см. рис. 98, B<sub>1</sub>), указывает на отсутствие связи между ультраосновными и основными вулканиками [Селиверстов, Цикунов, 1974], что подтверждается также анализом микроэлементов [Марковский, Ротман, 1975]. В то же время комплементарность состава пространственно совмещенных океанических и альпинотипных гипербазитов и базальтов [Дмитриев и др., 1972] подразумевает существование парагенетических связей между этими типами пород. В свете этих данных точнее будет говорить не об автономности ультраосновных эффузивов, а об их происхождении в той же магмогенерирующей среде, что и базальты, но при совершенно иных P-T условиях.

3. Как было показано, геосинклинальные вулканические породы Камчатки отличаются от вулканических ассоциаций современных островных дуг (см. табл. 16) как по составам, так и по характеру латеральных вариаций содержания окислов щелочных и других металлов. Раннегеосинклинальные эффузивы Камчатки отличаются и от океанических пород (см. табл. 16). Исключения составляют смагинские базальты п-ова Камчатского, которые сопоставляются М.Ю. Хотиным [1976] с современными океаническими базальтами, но вопрос о природе смагинских эффузивов сложен, и такое его решение не единственное из всех возможных. Многообразие типов излившихся пород присуще многим складчатым областям [Белоусов, 1976]. Сравнение средних составов геосинклинальных вулканических пород Камчатки с составом эталонных формационных типов базальтов [Кузнецов, 1964; Кутолин, 1972; Белоусов, 1976; Белоусов и др., 1976], андезитов [Тейлор, 1972] и липаритов [Белоусов и др., 1971], различных складчатых областей подчеркивает специфику вулканизма рассматриваемого региона: на фоне принципиальной близости эффузивных пород к эталонным типам (см. табл. 22) выступают отличия по содержанию ряда окислов и их соотношениям.

Широкие вариации типов геосинклинальных эффузивов, указывающие на разнообразие условий их формирования, не позволяют привести геосинклинальное развитие Камчатки к простой актуалистической схеме: океан – островная дуга. Очевидно, следует говорить о специфичности геосинклинальных условий, своеобразии которых, зафиксированное в наборе магматических пород, зависит, по-видимому, от особенностей геологического развития конкретного региона.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНИТОВ

Определение тектонических условий образования древних вулканических комплексов – одна из наиболее сложных и неразработанных проблем геологии, допускающая решения, носящие подчас взаимоисключающий характер. Если в построениях, касающихся областей современного проявления вулканизма, ре-

шающими являются геофизические параметры литосферы, то для древних геосинклинальных структур получение таких данных невозможно по вполне понятным причинам. Состояние и состав палеолитосферы мы вынуждены реконструировать, опираясь на систему косвенных признаков, в том числе и на вулканизм.

Необходимая для палеотектонических реконструкций информация заложена в дифференциационных трендах вулканических ассоциаций. Как показали эксперименты [Осборн, Ройдер, 1963], формирование "феннеровской" и "боуэновской" тенденций находится в прямой зависимости от степени насыщенности расплавов летучими, прежде всего кислородом: трапповый дифференциационный тренд образуется в условиях низких, а известково-щелочной - высоких парциальных давлений кислорода.

Обогащение магматических расплавов кислородом возможно только в верхних горизонтах литосферы. Следовательно, появление "боуэновской" тенденции указывает на взаимодействие магм с веществом коры, определяющееся, очевидно, скоростью движений расплавов сквозь кору, т.е. тектоническим режимом времени магнеообразования.

Степень переработки исходных расплавов может быть различной, о чем свидетельствуют особенности строения раннегеосинклинальных вулканических ассоциаций Восточно-Камчатской и Западно-Камчатской структурно-фациальных зон. Например, контрастность ирунейского вулканизма объясняется, с выдвигаемых авторами позиций, длительностью реакционных взаимоотношений жидкостей базальтового расплава с кислым материалом коры, достаточной для переплавления последней. Тектонический режим формирования вулканических серий восточных хребтов, видимо, не способствовал созданию условий для переплавления вещества коры. В связи с этим переработка глубинных расплавов практически ограничилась только метаморфизмом их флюидной составляющей. Таким образом, основываясь на анализе трендов дифференциации и ее амплитуде, уверенно можно предполагать наличие гранитно-метаморфического слоя в раннегеосинклинальном этапе только для Западно-Камчатской структурно-фациальной зоны. Существование такого слоя в палеокоре Восточно-Камчатской зоны прямыми признаками не доказывается (кислые эффузивы отсутствуют вообще), однако и "боуэновская" тенденция дифференциации, и повышенная калиевая щелочность вулкаников указывают на увеличенную мощность палеокоры, ее "неокеаническую" природу.

Раннегеосинклинальные и позднепредорогенные породы зоны Восточных полуостровов накапливались в иных условиях: "феннеровская" тенденция дифференциации, их принадлежность к слабодифференцированным сериям<sup>1</sup> являются отражением высоких темпов транспортировки расплавов на поверхность, исключающих влияние коры. В связи с этим строение и состав последней в пределах рассматриваемой зоны однозначной реконструкции не поддаются. Большинство авторов признают океанический характер геосинклинального фундамента зоны Восточных полуостровов; с таких позиций трапповая тенденция смагинских эффузивов вполне закономерна. Дифференциационный тренд остается таким же и для позднепредорогенных базальтов, зарождавшихся в условиях палеокоры с оформившимся сиалическим слоем, о чем свидетельствует проявление кислого и контрастного раннепредорогенного вулканизма. Выявленная деталь еще раз подчеркивает пассивную роль коры в эволюции составов мантийных магматических расплавов.

Касаясь формирования раннегеосинклинальных вулканических серий зоны Восточных полуостровов и Восточно-Камчатской зоны, М.Ю. Хотин [1976] предположил, что толеитовый вулканизм первой зоны проявлялся на меланократовом габброидном фундаменте, а более щелочные и дифференцированные

<sup>1</sup>Для позднепредорогенного комплекса имеются в виду собственно эффузивные породы (лавы), фигуративные точки которых на диаграмме AFM (см. рис. 98, Г<sub>2</sub>) сосредоточены в правой восходящей ветви роа.

эффузивы Восточно-Камчатской зоны изливались на амфиболитовое основание. Однако вряд ли целесообразно ставить петрохимические свойства вулканических ассоциаций в зависимость только от строения фундамента, и вот почему.

Изучение пород фундамента рассматриваемых зон вследствие фрагментарности их выходов чрезвычайно затруднено, но имеющийся материал позволяет предполагать, что среди них преобладают допалеозойские кристаллические сланцы — от гранатовых амфиболитов до кварцитов [Долматов, 1972; Марченко и др., 1973; данные В.И. Гречина по Кроноцкому полуострову], насыщенные доверхнемеловыми массивами ультрабазитов и габброидов. Последние на п-ове Камчатском имеют метасоматическую природу, но площадь их выходов в региональном масштабе невелика. Далее, весьма важным представляется тот факт, что структуры метаморфического комплекса фундамента, в том числе и Хавывенской возвышенности, имеют северо-западное направление [Геология СССР, 1964; Марченко и др., 1973] и продолжают на юго-восток. Особенности кайнозойской тектоники п-ова Камчатского [Марков и др., 1969] и фациальная зональность мел-палеогеновых отложений столбовской серии [Борзунова и др., 1969] свидетельствуют об отражении северо-западной структуры фундамента в строении геосинклинального чехла. В то же время Восточно-Камчатская структурно-фациальная зона простирается на северо-восток, т.е. является, безусловно, наложенной. Таким образом, выясняется однородность, по крайней мере, поверхностного строения комплекса основания Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны и п-ова Камчатского. Отсюда вытекает предположение о независимости мантийного геосинклинального вулканизма от поверхностного строения и состава фундамента: в структурно-фациальных зонах, заложенных на одинаковом фундаменте, петрохимические особенности вулканизма определяются, видимо, глубиной возникновения и различиями в последующей эволюции магм, т.е. опять-таки тектоническими условиями протекания этих процессов.

Рассмотренная ситуация является одним из частных случаев взаимодействия глубинных процессов и коры. Многообразие способов реализации геосинклинального процесса в конкретных условиях иллюстрируется общим сходством геосинклинальных комплексов Западной Камчатки и зоны Восточных полуостровов. Об одинаковой, скорее всего гомологичной, направленности тектономагматической эволюции этих зон свидетельствует ряд фактов, а именно: "симметричность" некоторых особенностей химизма базальтов обеих зон относительно состава эффузивов, развитых в восточных хребтах; проявление в их пределах автономного кислого вулканизма, низкие мощности раннегеосинклинальных накоплений; присутствие одинаковых аллохтонных терригенных формаций — субаркозовых песчаников лесновской серии и пикежской свиты; и, наконец, более резкий, чем в восточных хребтах, переход от ранней стадии к предороженной (на восточных полуостровах он ознаменовался появлением кислых эффузивов, на Западной Камчатке этому интервалу времени соответствовал перерыв, когда структурно оформилось резкое угловое несогласие).

Говоря об одинаковой направленности тектономагматической эволюции восточных полуостровов и Западной Камчатки, мы не ставим знака равенства между ними; их индивидуальность достаточно ярко выражена и подчеркивается описанными выше различиями литолого-структурных и петрохимических особенностей вулканогенных и осадочных формаций, а также различиями в строении фундамента: плагиогранитного [Марков, 1975; Хотин, 1976] на западе и океанического, возможно океанизированного, на востоке.

Намечающаяся общность позволяет прийти к выводу, что геосинклинальная система Камчатки закладывалась на гетерогенном фундаменте, включающем два крупных, различно построенных, но гомологично развивавшихся структурных элемента: активной континентальной окраины на западе и раздробленной плиты на востоке, образованной блоками океанизированной коры и останцами континентальных структур [Шапиро, 1976].

В свете изложенных соотношений становится понятной тектоническая позиция Восточно-Камчатской зоны как структуры, имеющей шовную природу

[Шапиро, 1976]. Это положение подтверждается анализом особенностей геосинклинального вулканизма региона. Заложение зоны между двумя гетерогенными плитами обусловило и наибольшую интенсивность вулканизма, о чем свидетельствуют увеличенные мощности эффузивно-пирокластических накоплений, и наибольшую глубинность генерируемых магм, сказывающуюся в повышенной щелочности базальтоидов, присутствии меймечитов и альпинотипных гипербазитов.

В задачи настоящего исследования не входит рассмотрение геодинамической модели генезиса вулканических ассоциаций Камчатки. Здесь можно только подчеркнуть, что океаническая стадия, по классификации, разработанной тектонистами Геологического института АН СССР во главе с А.В. Пейве [1969; Пейве и др., 1971, 1972], в развитии геосинклинальной системы региона отсутствует, хотя и не исключается существование в раннюю стадию локальных участков с океаническим строением палеокоры. Предположение о происхождении этих участков в результате горизонтальных движений литосферных плит, синхронных накоплению геосинклинального комплекса, встречается, на наш взгляд, серьезные затруднения, касающиеся прежде всего объяснения факта унаследованности некоторых особенностей химизма и дифференциационных трендов базальтоидов, нехарактерных для современных рифтовых зон.

Изложенные здесь взгляды авторов на тектонические условия формирования геосинклинального комплекса Камчатки являются попыткой дать феноменологическую картину связей различных факторов и явлений, составляющих содержание геосинклинального процесса: магматизм, тектоника, глубинное строение комплекса основания. Сложность объекта и отсутствие количественного подхода к оценке этих связей не исключает и другой интерпретации особенностей предгеосинклинального состояния региона.

## СРАВНЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО И ОКЕАНИЧЕСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ВУЛКАНИЗМА

Как уже отмечалось во введении, одной из задач проведенных исследований было рассмотрение фактического материала по литологии и петрохимии раннегеосинклинальных комплексов разных структурных зон и разного возраста под углом зрения развиваемых в Геологическом институте АН СССР тектонических концепций. Поэтому в заключение работы представлялось интересным, не повторяя всех выводов, которые делались отдельными авторами в каждом разделе, остановиться на некоторых общих проблемах, возникающих при сравнении геосинклиналей с океанами.

Обломочные образования встречаются в большинстве рассмотренных геосинклинальных комплексов, но особенно широко — в мезозойских толщах Сахалина и Камчатки. Обломочные отложения во многом, и прежде всего по характеру стратификации и гранулометрии, часто неотличимы от некоторых типов океанических осадков. В формировании тех и других большую роль играли придонные потоки с высокой плотностью (зерновые, турбидные). Как известно, такие осадки в океанах распространены в районах с контрастным рельефом дна, и это позволяет предполагать аналогичную ландшафтную обстановку при формировании многих геосинклинальных комплексов. Среди последних не менее широко развиты отложения, обусловленные течениями. Однако в океанах также установлены глубоководные придонные течения, с которыми связано возникновение крупных аккумулятивных форм рельефа, напоминающих по облику и текстуре слагающих осадков такие мелководные образования, как косы и пересыпи, но в гораздо более крупном масштабе.

Среди обломочного материала в геосинклинальных толщах различаются собственно терригенный, связанный с размывом континентов, вулканогенный, формируемый при разрушении сложнопостроенных вулканических поднятий, вулканокластический, а также эдафогенный, образованный при разрушении участков дна в зонах активных тектонических структур. Те же типы обломочных отложений отмечаются и в океанах.

Следует подчеркнуть, что во многих изученных раннегеосинклинальных комплексах среди терригенной составляющей широко распространен аркозовый материал, который можно связать только с разрушением гранитных и метаморфических образований на континентах. При этом, например, на Камчатке его присутствие не ограничено локально развитыми базальными отложениями ("грабенная фация"), что сейчас установлено во многих геосинклиналях и связывается с началом рифтогенеза, а он входит в состав формаций, распространенных на гораздо более обширных площадях и отвечающих более длительному этапу геосинклинального развития. Аркозовый материал более, чем другой, указывает на вероятную близость континентальных блоков. Несмотря на то что в океанах наблюдаются случаи далекого выноса "континентального" терригенного материала и даже формирование аккумулятивного рельефа из него, в целом он не характерен для океанов, если рассматривать всю их площадь. Как правило, он не распространяется далеко за пределы континентальных склонов и их подножий. Поэтому, учитывая состав и количество терриген-

ного материала в изученных геосинклинальных комплексах, во многих случаях авторам предыдущих разделов приходилось склоняться к представлениям о близости континентов.

Кремненакопление, как известно, характерно и для геосинклинальных бассейнов, и для океанов. Основные различия геосинклинального и современного океанического кремненакопления и возможные причины этих различий были изложены в работе И.В. Хворовой [1968]. Подчеркиваю, что наиболее типичными кремнистыми отложениями фанерозойских геосинклинальных комплексов являются яшмы и фтаниты. В современном океане такие отложения не известны, хотя кремнистые илы (диатомовые и радиоляриевые) распространены в трех огромных по площади поясах: Северном Тихоокеанском, Экваториальном и Антарктическом. Несмотря на то что в составе яшм, фтанитов, с одной стороны, и радиоляриевых илов, с другой — присутствуют сходные породообразующие организмы, эти силициты не могут рассматриваться как гомологи. Прежде всего отличны закономерности их размещения. Радиоляриевые илы занимают обширные площади, и их положение определяется гидродинамическими условиями "океанического масштаба". Для фтанитов и особенно яшм характерно более локальное распространение, контролируемое структурно-магматическим фактором. Намечаются и отличия в химическом составе. Среди яшм много высококремнистых, часто бескарбонатных разновидностей, лишь локально обогащенных рядом специфических элементов (As, Cu, Ba, Pb, Mo и др.) при обычном содержании большинства малых элементов ниже кларкового. Для яшм характерно также обогащение Fe и иногда Mn. Радиоляриевые илы, как правило, безжелезистые, "загрязненные" другим пелагическим материалом, часто карбонатным. По-видимому, содержание свободного кремнезема в современных радиоляриевых илах ниже, чем в яшмах.

Еще более отличны от яшм и фтанитов современные диатомовые илы. В позднемерловых и кайнозойских геосинклинальных комплексах, где широкое распространение получают диатомиты, но еще встречаются и яшмы, эти типы кремнистых пород всегда тяготеют к разным ассоциациям и разобщены в разрезах. Диатомиты особенно характерны для туфо-кремнистой ассоциации. В палеозойских-раннемезозойских геосинклинальных комплексах диатомитов нет, но их положение в сходных ассоциациях занимают спонголиты.

Поступление кремнезема в осадок на большей части океана идет биогенным путем, а его размещение в пелагических зонах определяется прежде всего планетарной системой течений. Современное кремненакопление оторвано от источников кремнезема. Его извлечение организмами, и в первую очередь диатомовыми водорослями, идет из "обезличенного" кремнезема гидросферы. В литературе обращалось внимание на то, что для жизнедеятельности диатомовых важна не столько концентрация кремнезема, сколько присутствие других элементов, и при благоприятных условиях они могут извлекать кремнезем даже путем разложения тонкой алюмосиликатной взвеси, в том числе цеппа.

В яшмах и частично фтанитах наряду с биогенным извлечением кремнезема и его последующей гранулометрической сортировкой при переотложении исследователи во многих случаях допускают присутствие седиментационного хемогенного кремнезема. Представлен он криптозернистым кварцем, пигментированным окислами железа, иногда марганца. Формирование фтанитов, но особенно яшм сохраняет в большей степени пространственную связь с местами предполагаемых поступлений эндогенного кремнезема: зонами вулканизма, участками гидротермальной деятельности около разломов и т.д. Таким образом, сравнивая океаны и геосинклинали, следует исходить из того, что известные в настоящее время типы современных океанических кремнистых осадков не могут рассматриваться как гомологи геосинклинальных яшм и фтанитов.

Каковы же причины того, что пока не известны современные яшмы и фтаниты? Во втором разделе настоящей работы показано, что яшмы и фтаниты по своей структуре, типу ассоциаций и условиям образования очень сходны. Основные их отличия были обусловлены режимом кислорода в придонных слоях. Как уже говорилось, широкое распространение фтанитов в ордовике и си-

луре могло отражать менее интенсивную глобальную термохалинную циркуляцию в тот период. Ниже мы будем рассматривать только яшмы. Если верно представление, что, в отличие от современных радиоляриевых илов, при формировании яшм местами происходила садка хемогенного кремнезема и что расцвету радиолярий также способствовала его повышенная концентрация, ответом на поставленный вопрос в общем виде будет то, что концентрация кремнезема в геосинклинальных бассейнах прошлого была значительно выше, чем в современном океане. Это достаточно общепринятая точка зрения на причину отсутствия современных яшм.

Чем же объяснить, что концентрация кремнезема была иной? В связи с этим можно указать на несколько предположений. Так, причиной снижения концентрации кремнезема могло быть уменьшение выноса вулканогенного глубинного кремнезема в геологической истории в связи с общей эволюцией вулканизма, поскольку во многих случаях установлена достаточно выдержанная парагенетическая связь яшмовых толщ с определенными вулканическими комплексами (например, спилит-кератофировой формацией). Если предположить, что отделение "глубинного" кремнезема происходит на одной из стадий дифференциации исходного мантийного вещества, в процессе его активного плавления, то возможность проявления такого отделения со временем будет сокращаться. По мере наращивания гранитного слоя и одновременно увеличения зоны мантийного рестита положение еще недифференцированной мантии становится более глубоким. Поэтому вероятность проявления связанного с ней вулканизма должна уменьшаться. Основываясь на предположениях об общей в истории Земли эволюции вулканизма, можно подойти к объяснению наличия в протерозое мощных толщ железистых кварцитов, широкого распространения яшм и фтанитов в палеозое и последовательного уменьшения их количества в течение мезозоя и кайнозоя.

В океанах резкое падение концентрации (до современного уровня) связывают также с появлением в конце мезозоя таких активных "извлекателей" и осадителей кремнезема, как диатомовые водоросли. Допуская изменения концентраций от содержаний, близких к насыщению по отношению к аморфному кремнезему (80-140 мг/л), до его современных содержаний (до 12 мг/л, обычно 0,5-2,0 мг/л), если при этом иметь в виду весь объем Мирового океана, мы вынуждены предполагать наличие в разрезах верхнего мезозоя - кайнозоя кремнистых горизонтов, в которые должен был уйти избыток  $\text{SiO}_2$ . Как известно, сейчас в океанах и на континентах в интервале верхний мел - средний эоцен повсеместно установлены кремнистые горизонты цеолит-криотобалитового состава. Наряду с вторичным кремнеземом, который некоторые исследователи связывают с разложением щелочных стекол, в этих породах присутствует и биогенный кремнезем, который, вероятно, был извлечен из запаса, существовавшего в гидросфере. Не исключено, что щелочной вулканизм мог лишь способствовать массовому расцвету диатомовых.

Кроме рассмотренных глобальных причин, которые могли оказывать влияние на концентрацию растворенного кремнезема и, таким образом, на интенсивность кремнеземакопления и его возможную хемогенную садку, следует учитывать безусловно важную роль локальных обстановок. Такую роль мог играть рельеф дна в районах проявления вулканизма или гидротермальной деятельности. На это до сих пор мало обращали внимания. Как сейчас установлено, в морском или океаническом бассейне могут возникать депрессии-ванны площадью до нескольких десятков квадратных километров, в которых состав вод может резко отличаться от обычной морской воды и где, в частности, допустимо хемогенное выпадение кремнезема в виде железистых силикатов. Наиболее известными примерами ванн со специфической гидрохимией вод являются впадины Красного моря (Атлантис II, Дискавери, Чейн), заполненные рудогенными рассолами [Бишофф, 1974; Хендрикс и др., 1974]. Надо полагать, что вероятность возникновения таких ванн в разных структурно-тектонических зонах и на разных стадиях их развития существенно различная. По-видимому,

на локальных участках дна, изобилующих системой разломов и связанных с ними тектоногенных форм рельефа (рифты, грабены, трюги), подобная вероятность больше, чем среди таких структур, как океанические плиты с абиссальными равнинами. Осадкообразование в пределах последних не определяет всего существующего в океанах разнообразия.

При нашем знании океанов нельзя исключить того, что яшмообразование и по сей день не исчезло, но происходит в локальных зонах, пока еще не обнаруженных. Весьма примечательно, что современные мобилистические представления о развитии рассмотренных в работе конкретных геосинклинальных зон предполагают деструкцию континентальной коры, ее растаскивание и утонение, что частично отмечалось в предыдущих разделах. Ширина зон новообразованной океанической коры обычно оценивается на основе палинспастических реконструкций лишь несколькими сотнями километров, т.е. океанические бассейны прошлого, восстанавливаемые для геосинклинальных поясов, по строению коры рисуются иными, чем современный Атлантический или Тихий океан с их обширными полями, лишенными гранитного слоя.

Можно предполагать, что большая гетерогенность коры проявлялась и в более расчлененном рельефе дна геосинклинальных бассейнов и, таким образом, обуславливала большую возможность формирования локальных депрессий. Следовательно, в геосинклинальных бассейнах прошлого, несмотря на более высокий общий уровень концентрации растворенного кремнезема во всем океане, концентрации, необходимые для его хемогенного выпадения, могли и, скорее всего, возникали локально. Залегание мощных горизонтов яшм в виде отдельных крупных линз площадью в десятки квадратных километров может рассматриваться как следствие первичного отложения в пределах отдельных ванн. Хороший пример крупного линзовидного строения дает бугульгырский яшмовый горизонт в разрезе силура Южного Урала [Гаврилов, 1972].

Модель осаждения кремнезема в придонных депрессиях позволяет легко использовать для объяснения кремнеобразования зависимость растворения кремнезема от температуры. Как известно, если растворимость карбонатов определяется в конечном счете значением pH среды, то растворимость кремнезема во всем интервале pH, за исключением ультращелочных значений, одного порядка. Но она резко возрастает с ростом температур. Поэтому горячие гидротермы, каково бы ни было их происхождение и каковы бы ни были в них значения pH и Eh, как правило, содержат растворенный кремнезем в количествах, в несколько раз превышающих его растворимость при обычных температурах океанической воды. Это должно приводить к выпадению кремнезема при остывании. Но если при выходе гидротерм наряду с остыванием происходит и быстрое их смешивание с океанической водой, эффект снижения растворимости кремнезема не сможет проявиться, так как океаническая вода слишком уж им недонасыщена. Необходимо, чтобы падение температуры в каком-то интервале не сопровождалось значительным разбавлением.

Это наблюдается во впадине Атлантис II в Красном море. В ней существует динамическое равновесие между заполняющими ее рассолами, формирующимися в результате выхода на дне ряда гидротерм, и водой Красного моря. Выпадение из раствора минеральной фазы происходит на всей площади поверхности зоны перехода между рассолом с  $t = 56^{\circ}\text{C}$  и морской водой с  $t = 22^{\circ}\text{C}$ , а ее накопление идет в обстановке с высокой концентрацией многих компонентов, так как образованная взвесь осаждается главным образом на дне впадины. Представляется, что механизм выпадения осадков во впадине Атлантис II не уникален и был достаточно распространенным и в бассейнах прошлого. Вполне понятно, что тип формирующихся при таком процессе осадков может быть различным и зависит от конкретных соотношений растворенных компонентов и таких параметров среды, как pH и Eh. Как показывают разрезы многочисленных колонок, тип осадков во впадинах Красного моря менялся в течение сравнительно короткого времени. Сейчас в них, и в первую очередь во впадине Атлантис II, идет интенсивное хемогенное извлечение кремнезема. Концент-

рация его хотя и ниже предела растворимости для аморфного кремнезема, весьма значительна (около 50 мг/л), что выше нормальной концентрации его в Красном море в 15 раз.

В современных условиях кремнезем во впадине Атлантик II извлекается главным образом в форме своеобразного железистого монтмориллонита. В нем и октаэдры и тетраэдры заняты исключительно Fe. Наблюдаемая сейчас концентрация кремнезема в указанной впадине, по-видимому, находится в равновесии с указанным монтмориллонитом и, таким образом, контролируется его выпадением. А это в свою очередь зависит от формы и концентрации в растворе Fe. Как известно, пределы насыщения растворов кремнеземом по отношению к алюмосиликатам и железистым силикатам ниже, чем по отношению к аморфному кремнезему.

В открытом бассейне обязательным условием возникновения ванн с рассмотренным механизмом осадкообразования за счет остывания является не только подходящий рельеф дна, но и достаточно высокая плотность заполняющих ее растворов, препятствующая подъему горячих вод. Для этого необходима высокая минерализация гидротерм и общая интенсивность их проявления.

В свете всего сказанного выше представляется, что гомологами некоторых типов геосинклинальных яшм с высокой долей хемогенной составляющей могут быть описанные современные осадки впадин Красного моря. Следует отметить, что сходные железистые монтмориллониты, по-видимому, с примесью сепиолитов, встречены во впадине Бауэра и в ряде мест вдоль зоны разломов Кларрион [Bischoff, Rosenbauer, 1977; Sayles e.a., 1975], т.е. в некоторых зонах океанов возникают специфические условия реализации гидротермальных компонентов, близкие к существующим во впадинах Красного моря. В других случаях, например на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП), условия для фиксации подаваемого гидротермального кремнезема в осадок отсутствуют вследствие быстрого смешения гидротермальных вод с океаническими. Кремнезем рассеивается и "обезличивается" в гидросфере, тогда как некоторые другие элементы, выносимые вместе с кремнеземом, в первую очередь Fe и Mn, оседают в виде свободных окислов, не связанных с кремнеземом. Они обогащают рудным компонентом абиссальные пелагические осадки глубоководных впадин, обрамляющих ВТП, а также карбонатные илы самого поднятия.

Если сейчас хемогенная садка кремнезема вместе с Fe реализуется в виде железистых монтмориллонитов красноморского типа, возникает вопрос, почему таких монтмориллонитов не известно в мезозойских и палеозойских яшмах и в особенности сильно железистых? Это можно объяснить несколькими причинами: во-первых, следствием неустойчивости указанных своеобразных железистых монтмориллонитов, которые в катагенезе могли частично распадаться на свободный кремнезем и окислы, а частично переходить в другие железистые силикаты, например хлориты или глаукониты; во-вторых, формированием яшм в более окислительных условиях; в-третьих, биогенным осаждением основной массы кремнезема яшм и механическим смешиванием его с выпадавшими здесь же окислами железа.

Обычный в яшмах парагенез кремнезема с окислами железа (гематитом) и марганца, как уже говорилось, не наблюдается в современных кремнистых илах. Некоторая общая обогащенность окислами железа (около 7% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и марганца (около 1% MnO) среди современных океанических осадков присуща в первую очередь красной глубоководной "глине". Некоторое внешнее сходство (тонкозернистость, окраска), иногда близкие содержания Fe и Mn, по-видимому, дали основание считать эти глины аналогами яшм при сопоставлении офиолитовых комплексов, выделенных Г. Штейнманом в эвгеосинклинальных зонах, с разрезами современных океанов. Однако более тонкие геохимические особенности тех и других, как и разница в составе, а также специфика металлогении не позволяют представить их образованными в сходных условиях.

Таблица 23

Содержание окислов и отдельных элементов в некоторых породах и рудах геосин

Район	Тип пород и современных осадков	Количество образцов	Содержание, %					
			SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ΣFeO	ΣMnO
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Малый Кавказ, по В.Н. Григорьеву	Яшмы	10	91,6	2,2	0,4	0,07	2,0	0,1
	Кремнистые аргиллиты	6	70,5	12,0	2,5	0,04	4,6	0,1
	Слабо марганцовистые яшмы	3	84,2	2,3	1,9	0,06	4,5	1,8
Южный Урал [Хворова и др., 1972; Гаврилов, 1972]	Красные яшмы	51	89,7	2,7	0,5	0,09	4,4	0,6
	Марганцовистые яшмы	5	79,7	2,2	0,2	0,01	3,0	16,4
	Железистые яшмы	5	61,2	1,5	0,2	0,05	29,8	0,3
	Марганцевые руды месторождения Кос-Исте́к	4	39,1	2,1	0,6	1,8	2,6	40,6
	То же Рахматовского, Габдиновского, Аумьшского и др.	6	26,3	2,4	0,2	0,0	4,2	48,1
	То же Аюсэзовского, Габдуллинского	2	24,4	2,9	0,2	0,0	3,8	48,7
Кипр (Троодос) [Robertson, Hudson, 1973]	Умбириты	23	19,9	4,4	1,2	0,55	36,6	7,5
Тихий океан, по В.Н. Григорьеву	Красные глубоководные глины Южной котловины Тихого океана	2	54,5	16,2	2,5	0,20	7,4	1,4
	Металлоносные осадки склонов ВТП	3	44,9	12,8	3,2	0,90	14,1	4,1
[Sayles e.a., 1975]	Железисто-монтмориллонитовые осадки впадины Бауэра (коллонка 11)	11	38,3	5,3	4,0	Не опр.	18,1	7,7
Красное море, впадина Атлантис II [Бишофф, 1974; Хендрикс и др., 1974]	Железисто-монтмориллонитовые осадки	5	24,4	1,7	1,3	<0,4	33,4	2,0
	Гетитовые	4	8,7	1,1	1,1	<0,4	57,8	1,0
	Сульфидные	2	24,7	1,5	0,4	<0,4	21,9	1,0
	Манганитовые	1	7,3	0,7	-	-	3,3	27,5

Клиновидных комплексов и в современных осадках

ppm								
V	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Mo	Zn	Ba
10	11	12	13	14	15	16	17	18
26	21	9	4	60	4	0,5	75	-
64	49	37	12	26	9	<0,5	164	-
75	45	70	31	38	14	5,0	35	-
30	16	18	6	32	15	0,7	27	-
28	21	27	4	92	26	<1,0	26	-
41	23	49	9	64	71	4,6	42	-
202	12	48	2	725	21	20	98	-
47	15	14	17	40	-	-	59	82
42	13	44	22	254	-	-	215	100
755	31	212	101	823	161	-	235	427
120	45	113	77	193	50	440	146	-
287	20	500	105	372	95	>500	262	-
Не опр.	-	1680	207	1140	-	-	195	19900
-	18	16	86	6400	365	800	2500	480
-	25	38	93	2400	187	4070	5600	1250
-	-	-	-	3600	-	-	97600	-
-	-	-	-	800	-	-	11200	-

Таблица 23 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Атланти- ческий океан [Scott, Rona e.a., 1974]	Гидротермаль- ные корки. Риф- товая долина Срединно-Ат- лантического хребта, 26°с.ш.	1	-	-	-	-	-	52,0
[Емельянов и др., 1976]	То же. Разлом Кейн	Не ука- зано	-	-	-	-	-	50,7
	То же. Разлом Вема	Не ука- зано	-	-	-	-	14,0	1,2
	То же. Рифто- вая долина хребта Рейкья- нес	1	-	-	-	1,3	57,4	2,9
	Гидрогенные кор- ки, Разлом Ат- антис	Не ука- зано	-	-	-	-	21,7	15,5
Тихий оке- ан [Желе- зо-марган- цевые..., 1976]	Наружная часть конкреций. Глубины >4000 м	30	-	-	-	-	17,2	21,5

Красные глубоководные глины — наиболее характерные пелагические осадки современных океанов — покрывают огромные площади абиссальных равнин ниже уровня карбонатной компенсации. Углубленное изучение в последние годы состава этих илов показало, что, хотя в них доминирует пелитовая фракция, кроме глинистых минералов, в последней всегда много вулканических стекол и рентгеноаморфных продуктов их изменения. В большем или меньшем количестве присутствуют новообразованные цеолиты. Накопление красной глубоководной "глины", как известно, характеризуются наиболее низкими скоростями, что накладывает отпечаток на многие их особенности [Лисицын и др., 1976; Страхов, 1976]. Поверхность дна на всей площади распространения красной глубоководной глины обычно густо усеяна железомарганцевыми конкрециями, представляющими наиболее характерный тип океанического рудогенеза [Железомарганцевые..., 1976]. В этом случае процесс садки марганца из морской воды, резко им недосыщенной, объясняется теми экстремальными значениями pH и Eh, которые возникают в пленочной зоне на поверхности раздела твердой и жидкой фазы [Страхов, 1976].

Большое значение при таком медленном высаживании, по-видимому, приобретает автокаталитическая сорбция V, Ni, Cu, Co. Связанные с этим процессом конкреции и рудные корки, получившие название гидрогенных, отличаются от других океанических рудопоявлений необычно высоким содержанием указанных элементов с разницей, достигающей двух-трех порядков (табл. 23). Сейчас доказано определениями абсолютной скорости роста некоторых железомарганцевых конкреций и корок, что содержание в них малых элементов обратно пропорционально этой скорости [Scott M.R., Scott R.B. e.a., 1974; Scott, Rona e.a., 1974; Rona, 1976; Keays, Scott, 1976]. Гидрогенный процесс садки марганца, по-видимому, происходил и в некоторых геосинклинальных бассейнах. Но проявился он очень локально в виде марганцевых корок на поверхностях длительно оставшихся непокрытыми осадками ("хардграундах") в областях формирования своеобразных карбонатных отложений типа "аммонитико-россо". Среди яшмовых горизонтов таких образований нет.

Кроме гидрогенных железомарганцевых конкреций, с красной глубоководной "глиной" тесно связана другая форма океанического рудонакопления в виде

10	11	12	13	14	15	16	17	18
-	11	13	44	23	-	-	-	-
-	-	356	19	43	-	-	-	-
-	-	80	90	45	-	-	-	-
-	-	70	18	20	-	-	-	-
-	-	1740	4960	790	-	-	-	-
-	-	5200	2500	3500	1200	-	730	-

металлоносных осадков. Они наиболее широко развиты в юго-восточной части Тихого океана, в пределах приосевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия (карбонатная фация этих осадков), его склонов и примыкающих к нему частей глубоководных впадин (бескарбонатная фация). В последних металлоносные осадки являются не чем иным, как той же красной глубоководной "глиной", но в большей или меньшей степени обогащенной свободными окислами и гидроокислами железа и марганца. Переходы от немаллоносных к металлоносным осадкам совершенно постепенные. По мере приближения к оси ВТП и некоторым другим предполагаемым активным центрам намечается отчетливая тенденция к увеличению содержания указанных компонентов. Одновременно отмечается и обогащение илов комплексом малых элементов (Ni, Co, V, Cu и др.). Как видно из табл. 23, при переходе от обычных бескарбонатных пелагических илов к металлоносным бескарбонатным осадкам содержание Fe, Mn и перечисленных малых элементов увеличивается примерно в равное число раз. Это указывает на тесную связь малых элементов с основными рудными компонентами. Поэтому большинство исследователей считают, что малые элементы были сорбированы хлопьями окислов марганца и железа в момент их выпадения из растворов. Дальнейшая судьба рудного вещества определялась гидродинамикой и осаждением указанных хлопьев. Такой механизм напоминает то, что сейчас удается наблюдать в подводной части некоторых современных вулканов [Зеленов, 1972; Бутузова, 1969].

Металлоносные осадки тихоокеанского типа хорошо изучены многочисленными экспедициями, и их описание дано во многих статьях и сводках, изданных в последние годы [Лисицын и др., 1976; Страхов, 1976; Dymond e. a., 1973; Dymond, Veeh, 1975; Boström, 1973; Cronan, 1976; и др.]. Все исследователи сходятся в том, что источники Fe и Mn в настоящее время расположены в пределах наиболее активных частей осевой зоны ВТП и частично смежных хребтов, характеризующихся большой скоростью спрединга и высоким тепловым потоком. Разногласия касаются того, в каком виде, в результате каких процессов, на какой глубине от поверхности дна мобилизовались выносимые растворами Fe и Mn. Как уже говорилось, некоторые исследователи считают, что вынос Fe и Mn сопровождается выносом кремнезема, который не мог выпасть в

осадок из-за быстрого разбавления рудных растворов океанической водой.

Аналоги металлоносных осадков Тихоокеанского типа в геосинклинальных комплексах пока обнаружены только на Кипре, в пределах массива Троодос [Robertson, Hudson, 1973]. Эти породы, получившие местное название "умбриты", так как использовались для изготовления краски, залегают в самом основании осадочной части разреза, ниже яшм, на горизонте своеобразных мелкошаровых пузырчатых лав основного состава. Вероятно, описанный механизм разноса и осаждения хлопьев рудного вещества проявился и при формировании яшм, создавая характерный для них пигментирующий фон. Это вполне понятно, поскольку на распределение органогенной кремнистой составляющей, типичной для большинства яшм, гидродинамика оказывала большое влияние. В то же время известные в яшмах рудопроявления Fe, Mn, барита отличаются от металлоносных осадков тихоокеанского типа. Прежде всего они гораздо богаче рудным веществом и весьма резко локализованы среди яшм вблизи предполагаемых мест поступления гидротерм [Гаврилов, 1972]. Этим они сильнее напоминают гидротермальные накопления руд марганца, встреченные непосредственно около разломов, ограничивающих рифтовые долины в Атлантическом океане [Scott, Rona e. a., 1974; Rona, 1976]. Для этих гидротермальных рудопроявлений, в отличие от гидрогенных корок и конкреций, указываются высокие скорости накопления, а для их состава характерны низкие содержания малых элементов. На этом фоне наблюдаются резкие (ураганные) подскоки в содержании какого-либо одного или двух элементов. Как видно из табл. 23, аналогично распределение малых элементов в рудах среди яшм. Наиболее часто в них наблюдаются подскоки в содержании Cu, Zn, Pb, Mo и Ba. Обогащенность отдельными элементами гидротермальных железомарганцевых руд океанов и яшмовых комплексов геосинклиналей, по-видимому, может объясняться выносом этих элементов вместе с Mn и Fe гидротермами и непосредственным осаждением около места их выходов, т.е. извлечение этих элементов происходило не из "обезличенного" запаса гидросферы, а из растворов, обогащенных ими. В этом обстановка их выпадения сходна с наблюдаемой в депрессиях Красного моря.

Таким образом, яшмы по составу, характеру распределения, закономерности распределения в них малых элементов и по типу связанных с ними рудопроявлений не могут рассматриваться как гомологи не только современных кремнистых илов, но и других, наиболее распространенных осадков океанической пелагиали. Наиболее вероятно, что современными гомологами некоторых яшмовых горизонтов являются отдельные типы хемогенных осадков придонных депрессий с гидротермальным питанием. Вероятность скопления гидротермальных растворов в депрессиях возрастает с увеличением глубин, поскольку при этом падает влияние различных течений. Отмечалось также, что формирование слоя перегретой воды на контакте с изливающимися лавами и активным извлечением из нее кремнезема возможно только при больших глубинах и давлениях, препятствующих вскипанию воды [Хотин, 1976]. Поэтому вероятность присутствия хемогенных яшм среди глубоководных отложений возрастает. По мере увеличения в яшмах биогенной составляющей возможность их накопления на более мелководных участках увеличивается. Сейчас известны достоверные примеры мелководных яшм на Камчатке и в Казахстане. В форме радиолярий и их фрагментов кремнезем мог уноситься далеко от мест его поступления в гидросферу. Приведенный в предыдущих разделах материал вполне согласуется с этими общими представлениями, касающимися кремнеосаждения.

Петрохимический анализ вулканических пород некоторых геосинклинальных систем (Урал, Кавказ, Камчатка, Сахалин, Алайский хребет) показал чрезвычайную сложность их химизма, степени и характера дифференцированности. Различны и формы проявления вулканизма. Среди всего разнообразия раннегеосинклинальных вулканических комплексов выделяются три петрохимических типа: недифференцированный, контрастно-дифференцированный и непрерывно-дифференцированный. В подавляющем большинстве случаев преобладают породы дифференцированных серий, главным образом контрастных.

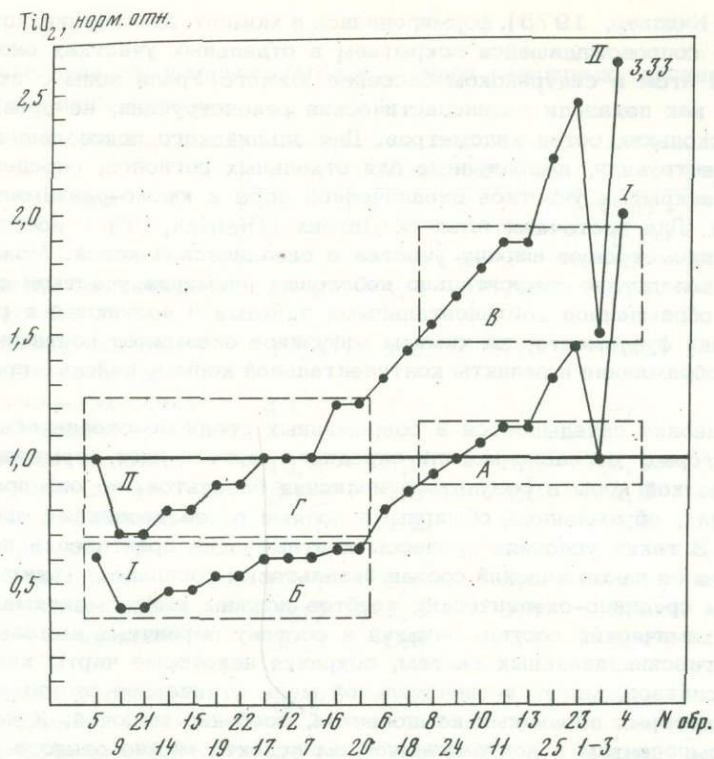


Рис. 99. Вариационная диаграмма нормированных отложений  $TiO_2$

I — кривая вариаций отношений  $TiO_2$ , нормированных по его среднему содержанию в базальтах срединно-океанических хребтов; II — кривая вариаций отношений  $TiO_2$ , нормированных по его среднему содержанию в базальтах островных дуг; A, B — поля фигуративных точек пород, близких по содержаниям  $TiO_2$  базальтам океанических хребтов, B, Г — близких базальтоидам островных дуг. На горизонтальной оси диаграммы цифрами показаны номера выборок, состав которых приведен в табл. 24

Недифференцированные базальты имеют исключительно локальное распространение. Наиболее характерными представителями этого типа являются базальты мугоджарского комплекса Урала и смагинской свиты Камчатки (п-ов Камчатский). Непрерывно-дифференцированный тип базальтов локально развит среди пород Баймак-Бурибаевского и Сугралинского комплексов Урала, Севано-Акеринской, Самхито-Карабахской и Кафанской зон Кавказа и Восточно-Камчатской зоны.

Характер проявления вулканизма также разнообразен. Наряду с широко распространенными подводными трещинными излияниями, характеризующимися очень низкими коэффициентами эксплозивности, развиты субаэральные и аэральные извержения трещинного и центрального типов, которым свойственны более высокие коэффициенты эксплозивности. Тип вулканизма, по-видимому, менялся в связи с перестройкой земной коры в процессе развития геосинклинальных систем. Однако нам не удалось найти критериев в характере проявления вулканизма, однозначно указывающих на тот или иной тип коры в районах вулканической активности. Пока остается лишь констатировать сам факт различия форм проявления вулканизма, имея в виду при этом, что существует связь между его формой и типом земной коры. Таким образом, можно предположить, что особенности вулканизма различных зон не случайны. Породы мугоджарского и сугралинского комплексов Южного Урала и юрско-меловые эффузивы Малого Кавказа, по мнению изучавших эти районы исследователей [Иванов

и др., 1973; Книппер, 1975], формировались в момент деструкции континентальной коры, сопровождавшейся вскрытием в отдельных участках океанической коры. При этом в силурийском бассейне Южного Урала зоны с океанической корой, как показали палинспастические реконструкции, не превышали по ширине нескольких сотен километров. Для альпийского пояса палинспастические реконструкции, выполненные для отдельных регионов, определяют те же размеры раскрытых участков океанической коры в юрско-раннемеловом океане Тетиса. Для восточных Альп В. Дитрих [Dietrich, 1976] восстанавливает 250-километровую ширину участка с океанической корой. Можно предположить, что вследствие относительно небольших размеров участков океанической коры, обрамленной континентальными плитами и возникшей в результате деструкции фундамента на химизм эффузивов оказывают контаминирующее влияние кора обрамления и реликты континентальной коры в районах проявления вулканизма.

Иная обстановка складывается в современных срединно-океанических хребтах, в которых согласно модели спрединга хотя и идет формирование новой океанической коры в результате излияния базальтов, но оно происходит на участках, обрамленных обширными полями ранее возникшей океанической коры. В таких условиях процессы контаминации практически не будут оказывать влияния на химический состав базальтовых расплавов. Таким образом, базальты срединно-океанических хребтов должны иметь максимально примитивный химический состав, близкий к составу первичных выплавов. Базальтоиды геосинклинальных систем, сохраняя некоторые черты химизма первичных расплавов, могут в значительной мере отличаться от них по содержаниям некоторых первичных компонентов, особенно щелочей. К наименее подвижным компонентам в контаминационном аспекте можно отнести Ti, Mg и отчасти Fe. При вычислении средних величин содержаний некоторых элементов (табл. 24) по каждому району составлялись выборки, в которые были включены анализы, отвечающие по кремнекислотности базальтам и андезитобазальтам. Из этой таблицы видно, что наиболее информативным элементом при сравнении геосинклинальных вулканитов с базальтами современного океана является Ti. Нами была построена вариационная диаграмма нормированных отношений Ti по его средним содержаниям в базальтоидах всех изученных регионов (рис. 99). Смысл диаграммы заключается в том, что если нормированные отношения базальтов каких-либо комплексов окажутся близкими к осевой линии, то эти породы можно рассматривать как изохимичные тому типу базальтов, по которому они нормированы. Рассмотрим кривую I. Небольшая часть фигуративных точек, отвечающих базальтам Сакмарской, Западно-Мугоджарской, Севано-Акеринской зон и п-ова Камчатского, расположена близко к осевой линии. По-видимому, эти базальты можно рассматривать как аналоги базальтов срединно-океанических хребтов (см. рис. 99, поле А). Большая часть фигуративных точек этой кривой находится на значительном удалении от осевой линии (см. рис. 99, поле В). Аналогичные фигуративные точки кривой II расположены близко к осевой линии (см. рис. 99, поле Г), что позволяет предположить сходство этих вулканических пород с базальтами островных дуг. В этом случае аналогами базальтов островных дуг будут вулканиты Сибайской, Сакмарской (Южный Урал), Самхито-Карабахской, Кафанской (Малый Кавказ), Восточно-Камчатской зон и Командорских островов.

Таким образом, на предположенной диаграмме поля А и В ограничивают фигуративные точки вулканических пород, имеющих большое сходство по рассматриваемому признаку с породами срединно-океанических хребтов, а поля В и Г оконтуривают вулканиты, сходные с базальтоидами островных дуг. Фигуративные точки, лежащие между выделенными полями, принадлежат породам, имеющим признаки базальтов как срединно-океанических хребтов, так и островных дуг. Особое положение занимают точки 23, 25 и 4: первые две характеризуют щелочно-ультраосновные эффузивные породы, сходные по составу с меймечитами и пикритами, последняя — базальтоиды глыбовых поднятий океана.

Таблица 24

Сравнительная характеристика базальтоидов различных геосинклинальных зон и современного океана

№ п/п	Район	Содержание, %				FeO*	Na <sub>2</sub> O
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O + + K <sub>2</sub> O	MgO	K <sub>2</sub> O
1	Срединно-Атлантический хребет	48,2	1,4	7,5	3,1	1,3	12,6
2	Срединные хребты Индийского океана	49,1	1,5	7,5	3,1	1,2	17,0
3	Восточно-Тихоокеанское поднятие	49,0	1,6	7,8	3,3	1,3	14,0
4	Глыбовые поднятия	49,4	3,0	5,0	6,1	2,3	2,5
5	Островные дуги	50,1	0,9	4,8	2,8	2,1	3,6
6	Восточно-Магнитогорская зона	52,1	1,2	5,0	4,5	2,3	3,7
7	Сибайская зона	53,7	0,9	5,6	4,1	1,9	6,0
8	Сакмарская зона	51,7	1,4	5,6	5,3	1,8	3,8
9	Южно-Ирцдыкская зона	53,6	0,6	8,4	4,4	1,2	10,5
10	Западно-Мугоджарская зона	49,9	1,6	6,8	4,0	1,7	10,6
11	Севано-Акеринская зона	49,1	1,7	5,9	4,5	2,3	9,5
12	Самхито-Карабахская и Кафанская зоны	53,8	0,9	4,2	4,0	2,4	4,8
13	П-ов Камчатский	48,3	1,7	6,5	3,5	1,7	5,6
14	Хребет Кумроч	52,1	0,7	6,5	4,8	1,3	—,4
15	Хребет Валагинский	50,8	0,7	8,7	4,9	1,1	1,7
16	Западная Камчатка	52,0	1,1	6,3	3,7	1,5	1,1
17	Зона Восточных полуостровов и Командорские острова	51,3	1,1	4,8	4,4	2,3	2,7
18	Хребет Кумроч	50,8	1,3	7,3	5,2	1,3	4,4
19	Хребет Валагинский	52,7	0,8	6,2	6,4	1,4	1,3
20	П-ов Камчатский и Командорские острова	51,3	1,1	4,8	4,4	2,3	2,7
21	Кроноцкий полуостров	50,5	0,6	4,6	2,8	1,9	1,8
22	Западная Камчатка	54,6	0,8	6,2	4,8	1,4	2,6
23	Сахалин (щелочно-ультраосновные породы)	41,6	2,2	7,8	4,0	1,5	1,4
24	Сахалин (базальты)	49,7	1,5	5,2	4,0	1,7	4,9
25	Алайский хребет (щелочно-ультраосновные породы)	43,0	2,0	15,8	1,7	0,8	3,6

Щелочно-ультраосновные породы в геосинклинальных системах пользуются локальным распространением. По-видимому, их образование приурочено к начальным этапам формирования геосинклинали, связанным с образованием рифтовых систем, заложенных на коре континентального типа. Однако иногда образование ультраосновных эффузивных пород приурочено к завершению геосинклинальной стадии (Камчатка).

Анализ распространения других породообразующих элементов в породах рассматриваемых вулканических комплексов и сопоставление с петрохимическими характеристиками базальтоидов, развитых в различных структурных зонах океана, не выявили полных геохимических аналогов. Причина этого, по-видимому, заключается в генетической разнородности базальтоидов, развитых в срединно-океанических хребтах, глыбовых поднятиях, островных дугах и различных структурно-фациальных зонах геосинклинальных систем. Выше было высказано предположение о том, что базальтоиды разных структурных зон современного океана выплавляются на разных глубинных уровнях. Следовательно, их геохимическая специализация является отражением геохимической неоднородности верхней мантии. Аналогичное предположение правомерно и относительно базальтоидов фанерозойских геосинклиналей. Несомненно,  $T-P$  условия в верхней мантии в палеозойское время (имеются в виду одинаковые глубинные уровни) отличались от современных. По крайней мере, достаточно уверенно можно говорить о различиях температуры, если постулировать выделение тепла за счет радиоактивного распада, так как "радиогенное топливо" со временем "выгорает", т.е. при прочих равных условиях уровни генерации магм должны углубляться с уменьшением геологического возраста. Следуя высказанным положениям, можно предположить, что базальтоиды различных структурно-фациальных зон фанерозойских геосинклиналей так же, как и в океанических областях, выплавлялись на разных глубинных уровнях и, таким образом, имели изначально различную геохимическую специализацию. Кроме того, реализация глубинных расплавов происходила в условиях структурной неоднородности коры, что обусловило различную степень контаминации первичной магмы. Последняя также накладывала отпечаток на геохимическую специализацию этих расплавов. Какую-то роль, безусловно, играли и процессы эпимагматического изменения пород.

Выявленные различия между раннегеосинклинальными фанерозойскими вулканическими породами и базальтоидами современного океана вполне закономерны. Следует иметь в виду гомологию процессов магмообразования и дифференциации, которые находят отражение в форме проявления вулканизма, степени и характере дифференцированности, а также в содержаниях некоторых элементов, в первую очередь  $TiO_2$ ,  $MgO$ , щелочных металлов и их отношений.

Все сказанное выше показывает, что нет полного тождества в осадкообразовании и вулканизме древних геосинклинальных зон и современных океанов. С одной стороны, при объяснении этого мы, как уже говорилось, должны иметь в виду общую эволюцию океанов. С другой стороны, во всех геосинклиналях, в том числе и в офиолитовых поясах, мы встречаемся с комплексами осадочных и вулканических пород, которые в целом ближе, судя по современным материалам исследований, к окраинно-океаническим. Не исключено, что именно здесь будут встречены и более полные аналоги геосинклинальных комплексов. Дальнейшие исследования в этом направлении, мы надеемся, позволят прийти к более определенным выводам.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А.А. Геология Мугоджар. (Стратиграфия, тектоника, магматизм). Алма-Ата: Наука, 1973.
- Авдеев А.В., Альперович Е.В., Вознесенский В.Д. и др. Нижнепалеозойские отложения Северо-Западного Прибайкалья. - В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана. Тезисы докладов. Алма-Ата, 1971.
- Авдейко Г.П., Ванде-Кирков Ю.В., Дмитриенко Н.К. и др. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974.
- Авдейко Г.П., Храмов Н.А. Кремнисто-вулканогенные формации Камчатки и их петрохимические особенности. - В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969.
- Анкинович Е.А., Анкинович С.Г. Вещественный состав ванадиеносного горизонта в Каратау. - Сб. науч. трудов Каз. горнометаллург. ин-та, 1959, № 18.
- Антонюк Р.М. Стратиграфия и возраст вулканогенно-кремнистого комплекса Северо-Востока Центрального Казахстана. - В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана. Тезисы докладов. Алма-Ата, 1971.
- Бабичев Е.А., Борисенко В.И., Великовская Э.М. и др. Раннегеосинклинальные кремнисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонского этапа развития Центрального Казахстана. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977.
- Байков А.И. Магматизм и орудование центров позднемерелового вулканизма Центральной Камчатки: Автореф. канд. дис. Владивосток, 1970.
- Байков А.И., Селиверстов В.А., Оточкин В.В. и др. Эволюция геосинклинального вулканизма в зоне перехода континент - океан (на примере Камчатки). - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли, М., 1973. (Материалы I Всесоюз. палеовулканол. симпозиума.)
- Белоусов А.Ф. Связь состава и массовости вулканизма с тектоническими факторами. - Труды ИГиГ СО АН СССР, 1973, вып. 213.
- Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. - Труды ИГиГ СО АН СССР, 1976, вып. 246.
- Белоусов А.Ф., Добрецов Н.Л., Додонова Т.А. и др. Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции. - Труды ИГиГ СО АН СССР, 1976, вып. 321.
- Белоусов А.Ф., Налетов Б.Ф., Полякова З.Г. Статистическое сравнение химизма кислых вулканитов геосинклинальных, орогенных и платформенных областей и вопросы их петрогенезиса. - Геол. и геофиз., 1971, № 2.
- Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
- Бишофф Дж. Осадки гидротермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис). - В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение: Пер. с англ. М.: Мир, 1974.
- Богданов Н.А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. - Труды/ГИН АН СССР, 1975, вып. 269.
- Борзунова Г.П., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Палеоген полуострова Камчатского Мыса. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1969, № 7.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Кривцов А.И., Ширай Е.П. История развития магматизма и тектоники структурно-формационных зон силуро-среднедевонского этапа Магнитогорского мегасинклинория. - Труды ШНИГРИ, 1973, вып. 105.
- Бродская И.Г. Ряды формаций кайнозойских прогибов Сахалина, Камчатки, Японии. - В кн.: Вулканогенно-осадочные

- и терригенные формации. М.: Наука, 1963. Труды/ГИН АН СССР; Вып. 81.)
- Бродская Н.Г., Ильинская М.Н. Фосфатонакопление в вулканических областях. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 2. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 196.)
- Бутузова Г.Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. — Труды/ГИН АН СССР, 1969, вып. 194.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Вишневская В.С. О радиоляритах Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. — Сб. науч. студ. об-ва МГУ, 1974, № 10. Секция геол., апр. 1973.
- Вишневская В.С. О возрасте радиоляритов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. — ДАН АН СССР, 1975, 224, № 6.
- Вишневская В.С. Радиоляриты Севано-Акеринской офиолитовой зоны (Малый Кавказ): Автореф. канд. дис. М., 1976. В надзаг.: МГУ.
- Власов Г.М., Ярмолюк В.А., Жегалов Ю.В. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки. — Сов. геол., 1963, № 6.
- Вознесенская Т.А. Литология терригенно-кремнисто-туфовой формации Сакмарской зоны Урала. — Литол. и полезн. ископаемые, 1975, № 6.
- Гаврилов А.А. Ордовикские туфогенные аргиллиты Южного Урала. — ДАН СССР, 1964, 156, № 6.
- Гаврилов А.А. Марганцевосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. — Труды/ГИН АН СССР, 1967, вып. 169.
- Гаврилов А.А. Накопление вулканогенных обломочных продуктов в геосинклинальных областях прошлого. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 1. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 195.)
- Гаврилов А.А. Эксгальационно-осадочное рудонакопление марганца (на примере Урала и Казахстана). М.: Недра, 1972.
- Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Щелочные базальтоиды в юрских-нижнемеловых отложениях Сахалина. — ДАН СССР, 1975, 225, № 6.
- Гальцев-Безюк С.Д., Меланхолина Е.Н., Рождественский В.С. Тектоника Сахалина. — В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974.
- Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970. Т. 4. Петрография, Вулканические породы.
- Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание.
- Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание.
- Григорьев В.Н., Книппер А.Л., Соколов С.Д. Верхнемеловой олистостромовый комплекс Кыльчлинской синклинали (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). — Сов. геол., 1975, № 7.
- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1948.
- Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Балашов Ю.А. Петрохимические и геохимические критерии дифференциации верхней мантии океанов. — В кн.: Международный геохимический конгресс: Доклады. М., 1972. Т. 1. Магматические процессы.
- Дмитриенко Н.К. Соотношение фаций в вулканогенно-кремнистых отложениях Камчатки. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969.
- Долматов Б.К. Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки: Автореф. канд. дис. Владивосток, 1972.
- Долматов Б.К., Хотин М.Ю. Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатский Мыс. — Сов. геол., 1969, № 7.
- Дриц В.А., Копорулин В.И. К постседиментационной трансформации монтмориллонита в гидрослоду. — Литол. и полезн. ископаемые, 1973, № 5.
- Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит): Пер. с англ. М.: Мир, 1974а.
- Дьюи Дж., Берд Дж. Тектоника плит и геосинклинали. — В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит): Пер. с англ. М.: Мир, 1974б.
- Еганов Э.А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968.
- Егоров А.Е. Новые данные о возрасте метаморфических комплексов Сахалина. — ДАН СССР, 1967, 175, № 6.
- Егоров А.Е., Евсеев В.Ф., Егорова М.Г., Подзорова Д.И. Стратиграфия и состав метаморфических комплексов о-ва Сахалин. — Труды СахКНИИ, 1969, вып. 22.
- Елисеева В.К., Соснина М.И. О нахождении верхнепермских отложений на острове Сахалин. — Геол. и геофиз., 1964, № 10.

- Емельянов Е.М., Блажчишин А.И., Харин Г.С. О роли эндогенных источников в формировании состава осадков Северной Атлантики. - Литол. и полез. ископ., 1976, № 5.
- Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972.
- Жамойда А.И., Казинцова Л.И., Тихомирова Л.Б. Комплексы мезозойских радиолярий Малого Кавказа. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2.
- Железомарганцовые конкреции Тихого океана. - Труды ИО АН СССР, 1976, т. 109.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Строе-ние и условия накопления верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ восточного крыла Байконурского синклинали. - В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана и проблема байкальской складчатости. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Цент-рального Казахстана. М.: Наука, 1977.
- Звонцов В.С. Ранне- и среднепалеозойские кремнисто-базальтовые формации Центрального Казахстана и их тектони-ческая позиция. - В кн.: Тектоника и маг-матизм Казахстана. Алма-Ата, 1973.
- Зеленов К.К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадоч-ных толщ. М.: Наука, 1972.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Мо-ралев В.М. Глобальная тектоника, маг-матизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
- Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Бе-лянина Г.П. Реликты рифтовой океа-нической долины на Урале. - ДАН СССР, 1973, 211, № 4.
- Казакова Э.Н., Сергеева В.Б., Сер-геев К.Ф., Стрельцов Н.И. Риолиты острова Медного (Командорские остро-ва). - Геол. и геофиз., 1976, № 1.
- Каледа Г.А. О состоянии стратиграфии девона Южной Ферганы. - Изв. вузов. Геол. и развед., 1962, № 11.
- Каледа Г.А. Яшмовая и синхронные ей формации восточной части Алайского хребта. - В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966.
- Капица А.А. Доверхнемеловые отложения Сахалина. - Материалы совещания по разработке унифицированных стратигра-фических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М.: Гостоптехиздат, 1961.
- Капков Ю.П. О методике геохимических исследований. - Зап. Ленинград. горн. ин-та, 1963, 45, вып. 2.
- Каюпов А.К., Жуков П.К., Кузне-чевский А.Г. и др. Важнейшие черты формаций полезных ископаемых. - В кн.: Геология и металлогения Сарытумской зоны (Западное Прибалхашье). Алма-Ата: Наука, 1976.
- Келлер Б.М. Флишевая формация палео-зоя в Зилаирском синклинали на Южном Урале и сходные с ней обра-зования. - Труды/ГИН АН СССР, 1949, вып. 104. Сер. геол., № 34.
- Келлер Б.М., Кузнецовский А.Г., Палец Л.М. и др. Рифей и нижний кембрий Юго-Западного Прибалхашья. - Сов. геол., 1970, № 8.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Кубы). - Труды/ГИН АН СССР, 1975, вып. 267.
- Ковтунович Ю.М. Восточно-Сахалинские горы. Палеозойские и мезозойские группы. - В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 33. Остров Са-халин. Ч. 1. Геологическое описание.
- Коптева В.В. О латеральном ряде фор-маций переходной стадии развития эвгеосинклинали (на примере Урала). - ДАН СССР, 1976, 230, № 2.
- Косыгин Ю.А., Воеводин В.Н., Жит-ков Н.Г. и др. Тахтинский массив - новый структурный элемент Сихотэ-Алинской складчатой области. - ДАН СССР, 1975, 221, № 1.
- Кошелева И.А., Дорохов И.Л. Геохи-мическая характеристика интрузивных комплексов северо-восточной части Токрауского синклинали (Централь-ный Казахстан). - Вестн. МГУ. Гео-логия, 1965, № 5.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магмати-ческих формаций. М.: Недра, 1964.
- Куно Х. Серии изверженных пород. - В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1964, т. 2.
- Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О разгра-ничении базальтов и андезитов. - Изв. Геол. ком., 1925, № 4.
- Леликов Е.П., Берсенев И.И., Бер-сенев Ю.И. и др. О находке раннепро-терозойских метаморфических пород в юго-западной части Японского моря. - Труды Тихоокеан. океанол. ин-та ДВНЦ АН СССР, 1975, 7.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О. и др. Металлоносные осадки и их генезис. - В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-вос-точной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. (Результаты исследований по международному геофизическому проек-там. Океанологические исследования; № 29.)
- Лисицын Н.А., Градусов Б.П., Дво-рецкая О.А., Чижикова Н.П. Гли-

- нистые минералы в осадках северо-западной части Тихого океана. — Литол. и полезн. ископаемые, 1973, № 5.
- Ломизе М.Г., Суханов М.К. Юрская порфиритовая серия Закавказья и концевия Закавказской плиты. — Вестн. МГУ. Геология, 1974, № 2.
- Макдональд Г. Вулканы: Пер. с англ. М.: Мир, 1975.
- Маракушев А.А. Геологические и физико-химические связи между метаморфизмом и магматизмом. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. (Геология, геохимия, геофизика). М.: Изд-во МГУ, 1975, вып. 2.
- Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского Мыса (Восточная Камчатка). — Геотектоника, 1972, № 4.
- Марков М.С., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Долматов Б.К. О сочленение структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги. — Геотектоника, 1969, № 5.
- Марковский Б.А., Ротман В.К. О поздне меловой геосинклиальной вулканогенно-осадочной формации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6.
- Марковский Б.А., Ротман В.К. О геосинклинальных меймичитах Камчатки. — ДАН СССР, 1971, 196, № 3.
- Марковский Б.А., Ротман В.К. Геохимия пород ультраосновной вулканической провинции Камчатки. — Сов. геол., 1975, № 1.
- Марковский Б.А., Ротман В.К., Тарасов Б.М. Эволюция геосинклинального вулканизма Восточной Камчатки. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974. (Труды I Всесоюз. палеовулканол. симпозиума.)
- Мартынюк М.В. Раннемезозойский геосинклинальный магматизм северной части Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973. (Материалы I Всесоюз. палеовулканол. симпозиума.)
- Марченко А.Ф., Мельникова С.А., Сляднев Б.И. Регрессивный метаморфизм в метаморфических породах Хавыевской возвышенности на Камчатке. — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973.
- Мейсон Б. Метеориты: Пер. с англ. М.: Мир, 1965.
- Меланхолина Е.Н. Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо. — Геотектоника, 1975, № 3.
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976.
- Мурдмаа И.О., Рудник Г.Б., Скорнякова Н.С. Новый морфологический тип глубоководных излияний базальтовой лавы. — ДАН СССР, 1973, 208, № 5.
- Обуэн Ж. Геосинклинали: Пер. с англ. М.: Мир, 1967.
- Осборн Е.Ф., Ройдер П.Л. Влияние давления кислорода на кристаллизацию в упрощенных базальтовых системах. — Труды 21-й сессии МГК, 1963. Вып. 2. Тектоника и петрография.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. — ДАН СССР, 1971, 196, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геол., 1972, № 12.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5.
- Пискунов Б.Н., Хведчук И.И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Манерон (северная часть Японского моря). — ДАН СССР, 1976, 226, № 3.
- Прошин Е.Е. Петрология нижнекаменноугольных вулканогенных толщ Магнитогорского прогиба. — В кн.: Тезисы докладов III Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1974, т. 3.
- Пупышев Н.А. Новые данные по стратиграфии вендских и кембрийских отложений Атасу-Моинтинского водораздела. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата.: Наука, 1974, т. 1.
- Ренгартен В.П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. — В кн.: Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 6.
- Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии. — В кн.: Петрология верхней мантии: Пер. с англ. М.: Мир, 1968.

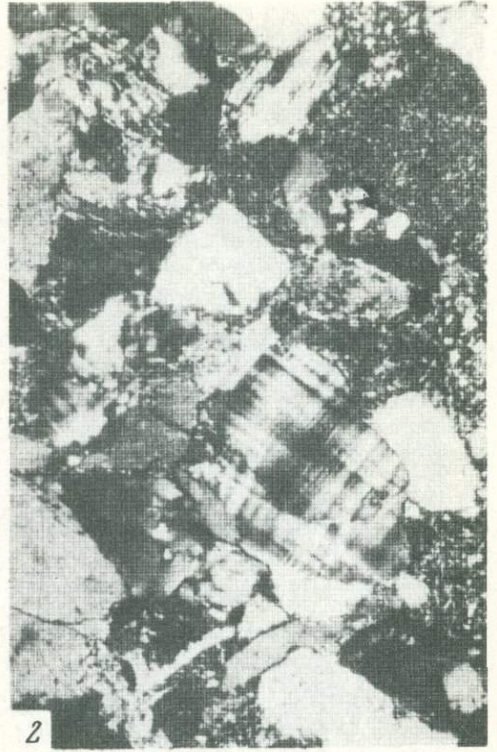
- Рождественский В.С. О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина. — Геол. и геофиз., 1966, № 3.
- Рождественский В.С. Таулан-Армуданский хребет. Палеозойская и мезозойская группа. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 33. Острова Сахалин. Ч. 1. Геологическое описание.
- Рождественский В.С., Речкин А.Н. Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития острова Сахалин. — ДАН СССР, 1975, 221, № 5.
- Ротман В.К., Марковский Б.А. О типах геосинклинальных базальтовых магм (на примере Камчатки). — ДАН СССР, 1968, 182, № 3.
- Ротман В.К., Марковский Б.А. О геосинклинальном магматизме Камчатки. — В кн.: Магматизм северо-востока Азии, Магадан, 1976, ч. 3.
- Ротман В.К., Марковский Б.А., Хотина М.И. Камчатская ультраосновная вулканическая провинция. — Сов. геол., 1972, № 9.
- Савицкий В.О., Краснов Е.В. О присутствии морской верхней юры на острове Сахалин. — Геол. и геофиз., 1970, № 3.
- Садреев А.М., Долматов Б.К. Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого полуострова. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7.
- Салин Б.А. Кембрийская система. Кендыктас и Чу-Балхашский район. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1971. Т. 40. Южный Казахстан, кн. 1.
- Сатиян М.А., Степанян Ж.О. Радиолариты офиолитовых серий Армянской ССР и их палеогеографическое значение. — Изв. АН АрмССР. Наука о земле, 1976, № 1.
- Селиверстов В.А., Цикунов А.Г. Меймечиты северной части Валагинского хребта. — ДАН СССР, 1974, 217, № 2.
- Серова М.Я. Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. — Труды/ГИН АН СССР, 1966, вып. 127.
- Серова М.Я., Гундобин В.М., Дмитриева В.К., Свербилова Т.В. Зона *Rzehakina erigona* в разрезе вулканогенно-терригенных толщ Восточного хребта Камчатки. — ДАН СССР, 1970, 190, № 3.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 4. Турнейский век. Свердловск, 1967.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л., Анфимов Л.В. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 5. Франский век. М.: Наука, 1974.
- Соколов С.Д. Спистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. — Труды/ГИН АН СССР, 1977, вып. 296.
- Страхов Н.М. Об экскаляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках. — Литол. и полезн. ископаемые 1974, № 3.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. — Труды/ГИН АН СССР, 1976, вып. 292.
- Тарасевич Ю.Н. О находке нижнемеловой фауны на острове Сахалине. — Изв. Сах. отд-ния Геогр. об-ва СССР, 1971, вып. 2.
- Тейлор С. Геохимия андезитов. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Наука, 1972.
- Токмачева С.Г., Кузнецhevский А.Г., Палец Л.М. Характерные черты стратифицированных формаций. — В кн.: Геология и металлогения Сарытумской зоны (Западное Прибалхашье). Алма-Ата: Наука, 1976.
- Фирсов Л.В., Добрецов Н.Л. Возраст глаукофанового метаморфизма северо-западной части Тихоокеанского обрамления. — ДАН СССР, 1969, 185, № 4.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976.
- Фролова Т.И. Геосинклинальный вулканизм. Некоторые проблемы размещения и происхождения вулканогенных формаций на примере Восточного склона Южного Урала: Автореф. докт. дис. М., 1970.
- Фролова Т.И. Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1971.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Наука, 1964.
- Халматов А.Х. Об основных и ультраосновных породах Южной Ферганы. — ДАН УзССР, 1957, № 9.
- Хворова И.В. Нижнекаменноугольные отложения западного склона Урала в пределах южной Башкирии, Чкаловской области и Северного Казахстана. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1939, 17, вып. 2-3.
- Хворова И.В. Кременнакопление в геосинклинальных областях прошлого. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 1. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 195.)
- Хворова И.В. Геосинклинальные кременнакопленные породы и условия их

- формирования. — Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 2.
- Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Золотарев Б.П. и др. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). — Труды/ГИН АН СССР, 1978, вып. 311.
- Хворова И.В., Гаврилов А.А. Яшмово-терригенный комплекс ордовика Ишимской Луки и условия образования кремнистых осадков. — Литол. и полезн. ископаемые, 1969, № 4.
- Хворова И.В., Золотарев Б.П., Гусарева А.И. Микроэлементы в эвгесинклинальных кремнистых породах Южного Урала. — Литол. и полезн. ископаемые, 1972, № 6.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. — Труды/ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Хендрикс Р., Рейсбик Ф., Махаффи Э. и др. Химический состав осадков и иловых вод из впадин Атлантик II, Дискавери и Чейн. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение: Пер. с англ. М.: Мир, 1974.
- Херасков Н.П. Геология и генезис Восточнобашкирских марганцевых месторождений. — В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии. Памяти академика А.Д. Архангельского. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1951.
- Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения). — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1952, 27, вып. 5.
- Хераскова Т.Н. Строение и условия образования известняково-кремнистой фосфатоносной формации Байконурского синклиория. — Вестн. МГУ. Геология, 1971, № 4.
- Хераскова Т.Н. Раннегеосинклинальные формации Байконурского синклиория (Удутау, Центральный Казахстан). — Литол. и полезн. ископаемые, 1976, № 4.
- Хитаров Н.И., Пугин В.А. Проблема происхождения базальтовых магм (в свете экспериментальных данных). — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973.
- Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса. — Труды/ГИН АН СССР, 1976, вып. 281.
- Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972.
- Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976.
- Шапиро М.Н., Хотин М.Ю. Верхнемергельские кварц-полевошпатовые песчаники на Восточной Камчатке. — Литол. и полезн. ископаемые, 1973, № 4.
- Шатский Н.С. О марганцевосных формациях и о металлогении марганца. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4.
- Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. — В кн.: Сопоставление по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Шашкина В.Л. Петрографическая характеристика пород Сусунайского хребта (Южный Сахалин). — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР. Хабаровск, 1967.
- Шихалибеи Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АССР, 1964. Т. 1.
- Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и их положение в структуре Алеутской гряды: Автореф. канд. дис. М., 1977. В надзаг.: ГИН АН СССР.
- Шмидт О.А., Серова М.Я., Долматова Л.М. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика вулканических толщ Командорских островов. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 11.
- Шустов В.А. Палеозойские отложения Таулан-Армуданской горной гряды на острове Сахалин. — Труды ВНИГРИ, 1961, вып. 181.
- Эрлих Э.Н. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966.
- Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш. Меймечиты Восточной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2.
- Bischoff J.L., Rosenbauer R.J. Recent metalliferous sediments in the North Pacific manganese nodul area. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, N 33.
- Bonatti E., Zerbi M., Kay R., Rydell H. Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading Centrs. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, 87, N 1.
- Boström K. The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments. — Acta Univ., Stockholmiensis. Stockholm Contributions in Geology, 1973, 27.
- Cronan D.S. Basal metalliferous sediments from the eastern Pacific. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, 87, N 6.
- De la Roche H., Letterier J. Transposition du tetraedre minéralogique de Joder et Tilly dans un diagramme chimique de

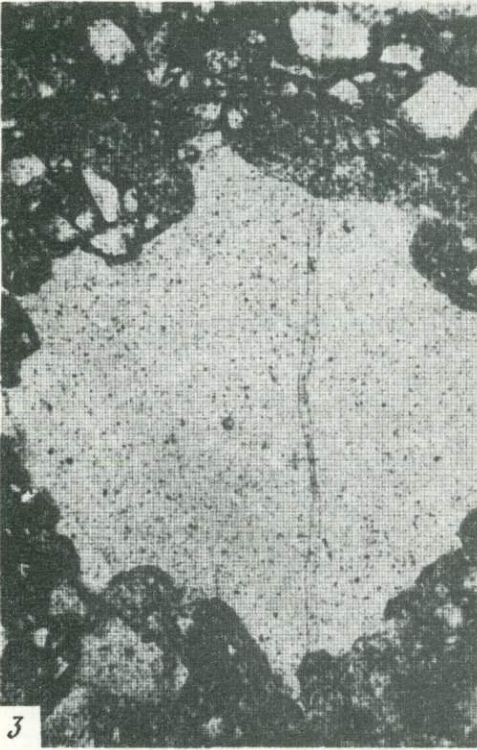
- classification des roches basaltiques. — C. r. Acad. sci. Paris, 1973, 226.
- Degens E.T., Stoffers P. Stratified waters as a new to the past. — *Nature*, 1976, 263, N 5572.
- Dietrich V.J. Evolution of the Eastern Alps: A plate tectonics working hypothesis. — *Geology*, 1976, N 1.
- Dymond J., Corliss J.B., Heath G.R. e.a. Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, 84, N 10.
- Dymond J., Veeh H.H. Metal accumulation rates in the Southeast Pacific and the origin of metalliferous sediments. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, N 28.
- Folk L. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. — *Symp. Soc. Econ. Paleontol. Mineralogists. Spec. Tulusa Publ.*, 1965, 13.
- Gottini V. Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria. — *Bull. Volcan.*, 1970, 33, N 3.
- Haris P.G., Reey A., White J.G. Chemical composition of the Upper mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1967, 72, N 24.
- Keays B.R., Scott R.B. Precious Metals in Ocean-Ridge basalts: Implication for Basalts as Source Rocks for Gold Mineralization. — *Econ. Geol.*, 1976, 71, N 4.
- Kuno H. Lateral variation of Basalt magma across continental margins and island arcs. — *Geol. Surv. Canada*, 1966, 2.
- Markov M.S., Khotin M.Yu. [Марков М.С., Хотин М.Ю.]. The structure and geological history of the Kuril-Kamchatka arc. — 12th Pacific Sci. Congr. Record Proc., 1. Abstracts Papers. Canberra, 1971.
- Middlemost E.A.K. The basalt clan. — *Earth-Sci. Revs.*, 1975, N 11.
- Miyashiro A. Classification characteristics and origin of ophiolites. — *Geology*, 1975, 83, N 2.
- Robertson A.H.F., Hudson J.D. Cyprus umbers: Chemical precipitates on a Tathyan ocean ridge. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, N 18.
- Rona P.A. Pattern of hydrothermal mineral deposition: Mid-Atlantic Ridge crest latitude 26°N. — *Mar. Geol.*, 1976, 21, N 4.
- Sayles F.L., Ku T.-L., Bowker P.C. Chemistry of ferromanganous sediment of the Bauer Deep: — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, 86, N 10.
- Schneider E.D. Sedimentary evolution of rifted continental margins. — *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 1973, N 132.
- Scott R.B., Rona P.A., Bonnie A., Mc Gregor. The TAG hydrothermal field. — *Nature*, 1974, 251, N 5473.
- Scott M.R., Scott R.B., Rona P.A. e.a. Rapidly accumulating manganese deposit from the median valley of the Mid-Atlantic Ridge. — *Geophys. Res. Lett.*, 1974, 1, N 80.
- Shlanger S.O., Jenkyns H.C. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. — *Geol. en mijnbouw.*, 1976, 55, N 3-4.
- Shoji R., Folk R.L. Surface morphology of some limestone types as revealed by electron microscope. — *J. Sediment. Petrol.*, 1964, 34, N 1.
- Wachs D., Hein R. Petrography and diagenesis of Franciscan limestones. — *J. Sediment. Petrol.*, 1974, 44, N 4.



1



2



3



4

Рис. 46

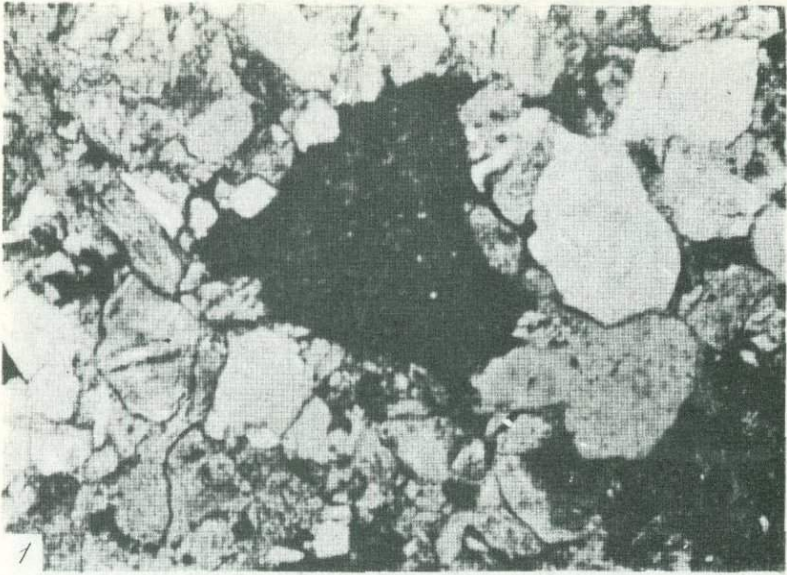


Рис. 47



Рис. 48



Рис. 51

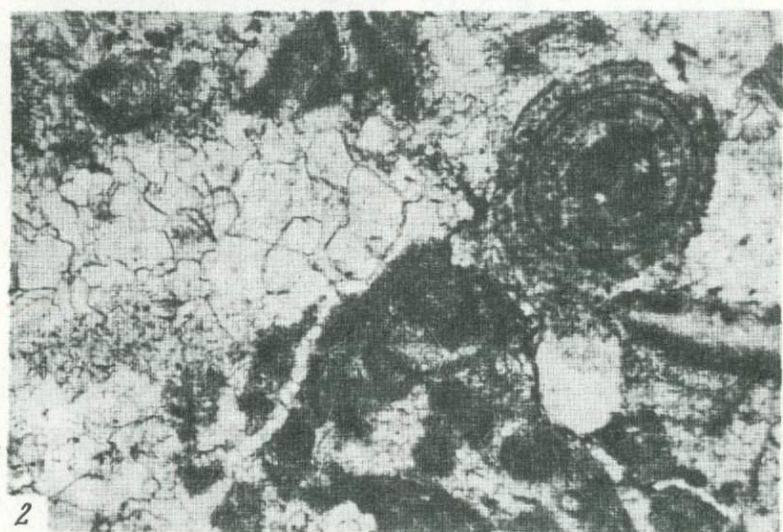
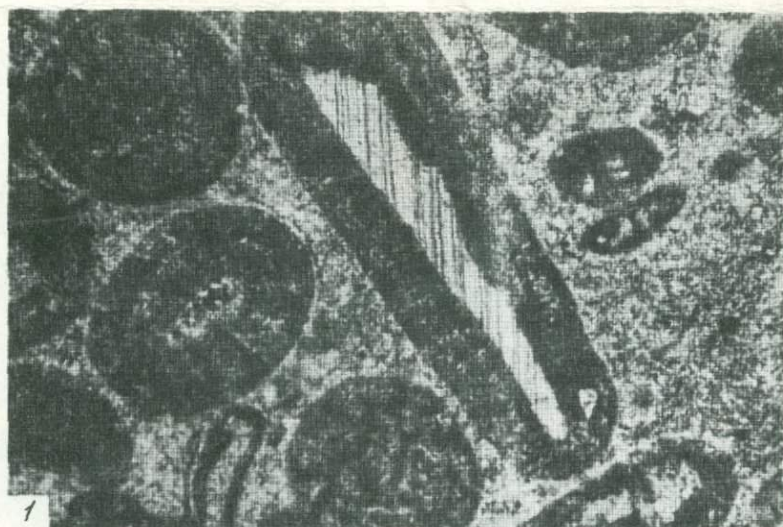


Рис. 52

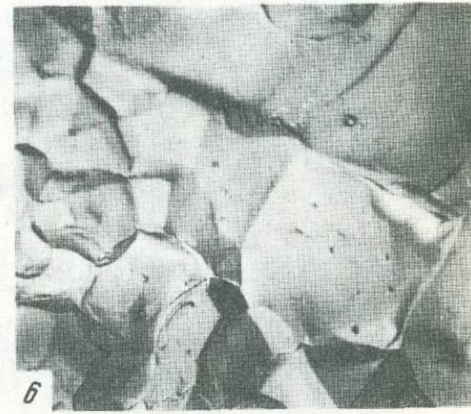
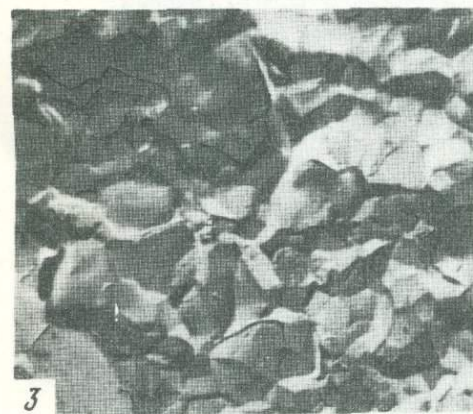
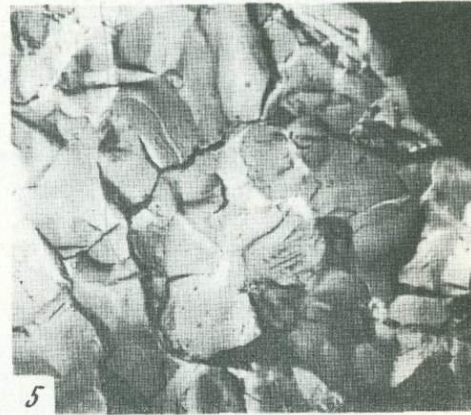
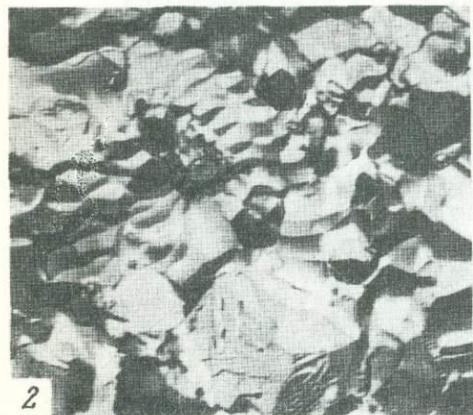
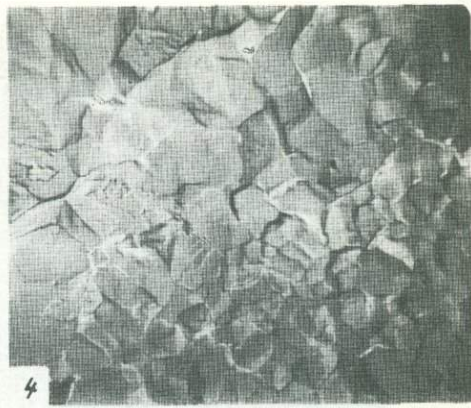
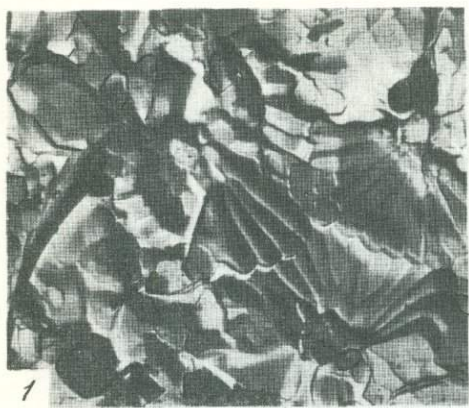
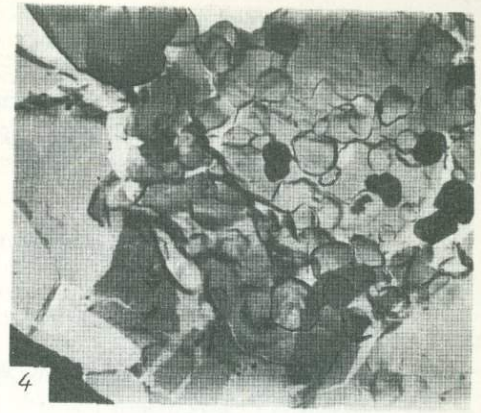


Рис. 53



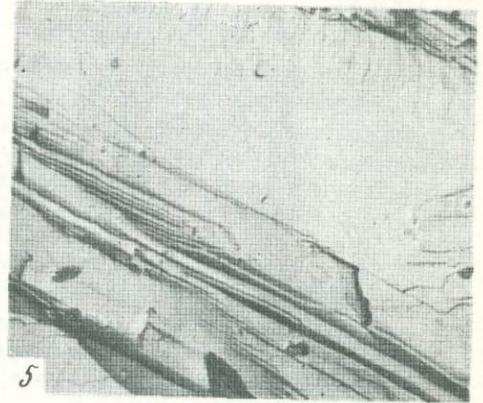
1



4



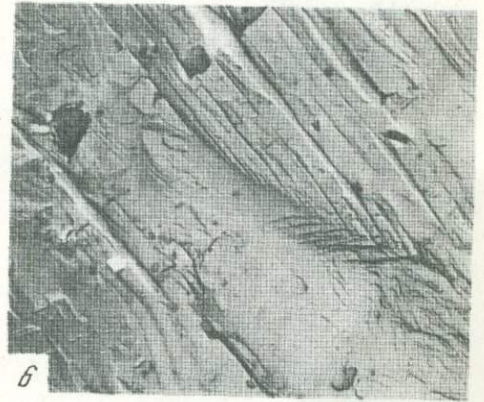
2



5



3



6

Рис. 54

Рис. 46. Обломочный материал песчаников. Шлифы,  $\times 40$

1 - песчаник "фоновый" состава, без анализатора; 2 - зерно микроклина в "фоновой" ассоциации песчаника, с анализатором; 3 - обломок кремнистой породы, без анализатора; 4 - обломки вулканических пород, без анализатора

Рис. 47. Обломки аргиллита в песчанике (1,2). Шлифы,  $\times 40$ , без анализатора

Рис. 48. Обломок оолитового известняка в песчанике. Шлиф,  $\times 40$ , без анализатора

Рис. 51. Алевролит (1,2). Шлифы,  $\times 40$ , без анализатора

Рис. 52. Карбонатные породы. Шлифы, без анализатора

1 - оолитовый известняк,  $\times 40$ ; 2 - органогенный известняк,  $\times 40$ ; 3 - карбонатная порода из линзы в щелочном базальтоиде,  $\times 20$

Рис. 53. Микроструктуры карбонатных пород

1 - кокколиты в пелитоморфном типе известняка,  $\times 7800$ ; 2,3 - частично перекристаллизованные кокколиты,  $\times 7800$ ; 4 - оолитовый известняк (видны радиальное расположение кристаллов кальцита),  $\times 3600$ ; 5 - оолитовый известняк (видны перекристаллизованные кокколиты),  $\times 4800$ ; 6 - оолитовый известняк,  $\times 7800$

Рис. 54. Микроструктуры карбонатных пород

1 - "блоковая поверхность",  $\times 4000$ ; 2 - окремненный известняк - натечная поверхность кремнезема и "лепестки" перекристаллизованных кокколитов,  $\times 7800$ ; 3 - кристалломорфная структура известняка,  $\times 7800$ ; 4 - глобулы на поверхности кристаллов кальцита,  $\times 7800$ ; 5 - карбонатная порода - пластинчатая поверхность кристаллов,  $\times 7800$ ; 6 - то же,  $\times 9600$

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА (Хераскова Т.Н.) . . . . .	5
Положение кремнистых формаций в тектонической структуре . . . . .	-
Характеристика кремнистых формаций . . . . .	14
Кремнесодержащие формации геоантиклинальных поднятий и срединных массивов . . . . .	15
Кремнистые формации терригенных эвгеосинклиналей . . . . .	17
Кремнистые формации эвгеосинклинальных прогибов . . . . .	26
Выводы . . . . .	35
ПАРАГЕНЕЗЫ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД В ГЕРЦИНСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ (Хворова И.В.) . . . . .	38
Типы кремнистых пород . . . . .	-
Породные ассоциации (парагенезы) . . . . .	42
Яшмовые парагенезы . . . . .	-
Фтанитовые и фтанитоидные парагенезы . . . . .	47
Парагенезы зеленоцветных и сероцветных силицитов . . . . .	50
Основные черты размещения силицитов парагенезов в геосинклинальном разрезе . . . . .	54
Некоторые вопросы происхождения геосинклинальных кремней . . . . .	56
ЭФФУЗИВНО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА МАЛОГО КАВКАЗА (Григорьев В.Н.) . . . . .	60
Возраст формации . . . . .	-
Строение формации . . . . .	62
Типы отложений и их ассоциации . . . . .	63
Петрохимические особенности эффузивных пород . . . . .	75
Условия образования формации . . . . .	80
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ВУЛКАНИЗМ В ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОМ-РАННЕМЕЗОЗОЙСКОМ БАСЕЙНЕ САХАЛИНА (Бродская Н.Г., Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.) . . . . .	82
Краткий геологический очерк . . . . .	-
Тонино-Анивский полуостров . . . . .	84
Таулан-Армуданская горная гряда . . . . .	92
Восточно-Сахалинские горы . . . . .	94
Полуостров Шмидта . . . . .	-
Основные типы пород . . . . .	95
Вулканические породы . . . . .	-
Кремнистые породы . . . . .	104
Обломочные и глинистые породы . . . . .	113
Карбонатные породы . . . . .	117
Парагенетические комплексы пород . . . . .	121
Спилито-карбонатно-кремнистый комплекс . . . . .	-
Терригенный песчано-глинистый комплекс . . . . .	122
Щелочно-базальтоидный комплекс . . . . .	125

Туфо-терригенно-кремнистый комплекс . . . . .	126
Условия образования комплексов . . . . .	-
ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН КАМЧАТКИ (Гречин В.И.) . . . . .	
Западно- и Центрально-Камчатская зоны . . . . .	131
Лесновская серия и ее аналоги . . . . .	-
Ирунейская серия . . . . .	136
Восточно-Камчатская зона . . . . .	143
Хребет Кумроч . . . . .	-
Валагинский хребет . . . . .	146
Зона Восточных полуостровов . . . . .	147
ПЕТРОХИМИЯ БАЗАЛЬТОИДОВ СОВРЕМЕННОГО ОКЕАНА (Золотарев Б.П.) . . . . .	
Методика и объекты исследования . . . . .	151
Обсуждение результатов . . . . .	153
ПЕТРОХИМИЯ БАЗАЛЬТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ УРАЛЬСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ (Ильинская М.Н., Золотарев Б.П.) . . . . .	
Слабо-дифференцированная базальтовая формация . . . . .	163
Мугоджарский вулканический комплекс . . . . .	-
Контрастно-дифференцированная базальт-липаритовая формация . . . . .	168
Сугралинский вулканический комплекс . . . . .	-
Баймак-бурибаевский вулканический комплекс . . . . .	171
Карамалыташский вулканический комплекс . . . . .	174
Сравнительная характеристика вулканических комплексов . . . . .	179
ПЕТРОХИМИЯ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ВУЛКАНИТОВ КАМЧАТКИ (Селиверстов В.А., Гречин В.И.) . . . . .	
Положение вулканитов в разрезах различных структурно-фациальных зон . . . . .	-
Зона Восточных полуостровов . . . . .	183
Восточно-Камчатская зона . . . . .	185
Западно- и Центрально-Камчатская зоны . . . . .	186
Петрохимические особенности пород . . . . .	188
Тектонические условия образования вулканитов . . . . .	201
СРАВНЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО И ОКЕАНИЧЕСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ВУЛКАНИЗМА (Григорьев В.Н., Золотарев Б.П.) . . . . .	
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	219

## CONTENTS

INTRODUCTION .....	3
<b>LOWER PALEOZOIC SILICEOUS FORMATIONS OF CENTRAL KAZAKHSTAN</b>	
(Kheraskova T.N.) .....	5
Position of siliceous formations in the tectonic framework. ....	-
Characteristic of siliceous formations. ....	14
Chert-bearing formations in geanticlinal rises and median massifs. ....	15
Brief geochemical characteristic of siliceous rocks. ....	17
Siliceous formations of eugeosynclinal troughs. ....	26
Conclusions. ....	35
<b>PARAGENESIS OF SILICEOUS ROCKS IN HERCYNIAN GEOSYNCLINES (Khvorova I.V.) .....</b>	
Types of siliceous rocks. ....	-
Rock associations (paragenesis). ....	42
Jasper-bearing association. ....	-
Phtanite- and phtahitoid-bearing associations. ....	47
Green and grey chert-bearing associations. ....	50
The main features of location of siliceous rock parageneses in a geosynclinal section. .	54
Some problems of origin of geosynclinal cherts. ....	56
<b>EFFUSIVE-SHERT FORMATION OF THE OPHIOLITIC BELT IN THE LESSER CAUCASUS (Grigoriev V.N.) .....</b>	
Age of the formation. ....	-
Structure of the formation. ....	62
Types of deposits and their associations. ....	63
Petrochemical features of effusive rocks. ....	75
Conditions of development of the formation. ....	80
<b>SEDIMENTATION AND VOLCANISM IN THE LATE PALEOZOIC-EARLY MESOZOIC BASIN OF SAKHALIN (Brodsкая N.G., Gavrilov V.K., Solovieva N.A.) .....</b>	
Brief geological description. ....	-
Tonino-Anivsky peninsula. ....	84
Taulan-Armudan mountain ridge. ....	92
Eastern Sakhalin mountains. ....	94
Shmidt peninsula. ....	-
The main rock types. ....	95
Volcanic rocks. ....	-
Siliceous rocks. ....	104
Clastic and argillaceous rocks. ....	113
Carbonate rocks. ....	117
Paragenetic rock complexes. ....	121
Spilite-carbonate-siliceous complex. ....	-
Terrigenous sandstone-argillaceous complex. ....	122
Alkaline basaltoid complex. ....	125
Tufaceous-terrigenous-siliceous complex. ....	126
Conditions of development of the complexes. ....	-

UPPER CRETACEOUS VOLCANOGENIC SEDIMENTARY FORMATIONS OF VARIOUS STRUCTURAL-FACIAL ZONES OF KAMCHATKA (Grechin V.I.) . . . . .	130
Western and Central zones of Kamchatka . . . . .	131
Lesnovsky series and its analogues . . . . .	-
Irunev series . . . . .	136
Eastern zone of Kamchatka . . . . .	143
Kumroch mountain-range . . . . .	-
Valaginsky mountain-range . . . . .	146
Zone of the Eastern peninsulas . . . . .	147
PETROCHEMISTRY OF BASALTOIDS OF THE RECENT OCEAN (Zolotarev B.P.) . . . . .	150
Method and subjects of research . . . . .	151
Discussion . . . . .	153
PETROCHEMISTRY OF BASALTOIDS OF THE SOUTHERN PART OF THE URALIAN GEOSYNCLINE (Hjinskaya M.N., Zolotarev B.P.) . . . . .	162
Slightly differentiated basaltic formation . . . . .	163
Mugodzhar volcanic complex . . . . .	-
Contrasting differentiated basalt-liparitic formation . . . . .	168
Sugralinsky volcanic complex . . . . .	-
Baimak-buribaev volcanic complex . . . . .	171
Karamalytash volcanic complex . . . . .	174
Comparative characteristic of volcanic complexes . . . . .	179
PETROCHEMISTRY OF CRETACEOUS-PALEOGENE GEOSYNCLINAL VOLCANITES OF KAMCHATKA (Seliverstov V.A., Grechin V.I.) . . . . .	182
Position of volcanites in the sections of various structural-facial zones . . . . .	-
Zone of Eastern peninsulas . . . . .	183
Eastern zone of Kamchatka . . . . .	185
Western and Central zones of Kamchatka . . . . .	186
Petrochemical features of rocks . . . . .	188
Tectonic conditions of development of volcanites . . . . .	201
COMPARISON OF GEOSYNCLINAL AND OCEANIC SEDIMENTATION AND VOLCANISM (Grigoriev V.N., Zolotarev B.P.) . . . . .	205
BIBLIOGRAPHY . . . . .	219

### ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ И ВУЛКАНИЗМ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БАССЕЙНАХ

*Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства В.Я. Енюкова. Художественный редактор И.Ю. Нестерова  
Технические редакторы Л.В. Русская, Л.А. Куликова

ИБ № 16350

Подписано к печати 17.05.79. Т — 08750. Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1  
Усл.печ.л. 20,7. Уч.-изд.л. 20,9. Тираж 950 экз. Тип. зак. 63. Цена 3р. 20к.

Книга издана офсетным способом

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

Исправления в книге "Осадкообразование и вулканизм  
в геосинклинальных бассейнах"

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
2	Книготорговый индекс	377	337

3 р. 20 к.

П 1  
Вып. 33