

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ НА ГРАНИЦЕ КОНТИНЕНТ- ОКЕАН



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ НА ГРАНИЦЕ КОНТИНЕНТ- ОКЕАН

4920

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Е.В. КРАСНОВ



МОСКВА
"НАУКА"
1987



Геосинклиальный литогенез на границе континент—океан. — М.: Наука, 1987.

На основании сравнительного анализа фанерозойских терригенно-вулканогенных формаций континентальной окраины, островных дуг и окраинных морей, расположенных на границе Азии и Тихого океана, реконструируются тектонические обстановки осадконакопления и синхронного ему вулканизма на различных этапах развития геосинклиальных бассейнов. На новом материале подтверждается точка зрения о различных типах литогенеза — сиалическом и фемическом — во внешней и внутренней зонах Тихоокеанского складчатого пояса. Филиппинское море рассматривается в качестве современного гомолога раннегеосинклиальных фемических седиментационных систем. Книга адресована литологам и геологам.

Ил. 46, табл. 24, библиогр. 199 назв.

Рецензенты: И.Н. Говоров, Ф.Р. Лихт

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ НА ГРАНИЦЕ КОНТИНЕНТ — ОКЕАН

Утверждено к печати

Дальневосточным геологическим институтом ДВО АН СССР

Редактор *Т.Ю. Маренина*. Редактор издательства *О.М. Ванюкова*
Художник *В.Д. Епашников*. Художественный редактор *В.В. Алексеев*
Технический редактор *И.И. Джиоева*. Корректор *В.П. Крылова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 36413

Подписано к печати 19.10.87. Т—18629. Формат 70 × 100 1/16
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл. печ. л. 14,3 + 0,1 вкл. Усл. кр.-отг. 14,8. Уч.-изд. л. 18,0
Тираж 700 экз. Тип. зак. 2004. Цена 3р. 60к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография
издательства "Наука" 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Эволюция земной коры в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану — традиционная проблема в работах геологов-дальневосточников, решаемая с общегеологических, тектоно-магматических, рудно-металлогенических позиций на основе широкого сравнительного изучения платформенных, геосинклинальных и складчатых областей Дальнего Востока, окраинных морей, островодужных систем и сопряженных с ними структур северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. В серии обобщающих трудов Н.П. Васильковского, Г.М. Власова, А.М. Смирнова, Е.А. Радкевич и др. развиваются, однако, далеко не одинаковые представления о направленности геологического развития этого региона, по-разному оцениваются роль и значение тектоно-магматической активизации, рифтогенеза, соотношения первичных и вторичных геосинклиналей, типы земной коры и др.

Поэтому весьма существенны для решения фундаментальной проблемы эволюции земной коры на границе континент—океан сравнительно-литологические и литогенетические исследования, проводимые в течение ряда лет группой сотрудников Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР под руководством П.В. Маркевича. В монографии они подтверждают и развивают на новом фактическом материале ранее сделанный вывод о двух типах геосинклинального осадконакопления в зоне перехода — преимущественно аркозового в Сихотэ-Алине и грауваккового в Корьякии и на Камчатке [69]. Выделенные путем сравнительного изучения вещественного состава терригенных пород типы седиментации, как полагают авторы, — прямое следствие принципиально различных путей геосинклинального развития изученных ими регионов. Однако вряд ли каждый читатель (да и редактор) согласится с утверждением о том, что Сихотэ-Алинская геосинклиналь заложилась ". . . на зрелой докембрийской континентальной коре. . . в значительной мере в результате рифтогенных процессов" (с. 151). Среди наиболее маститых противников их точки зрения отметим прежде всего Н.П. Васильковского, успешно развивающего самостоятельную концепцию необратимо-направленного развития коры от ее первично-океанического состояния к континентальному, и не допускающего каких-либо значительных обратных процессов, вполне очевидных для большинства других геологов. Придется считаться авторам и с оппозицией сторонников новомодной тектоники плит, вообще отрицающих правомочность выделения геосинклиналей и геосинклинального литогенеза, сводящих все развитие к столкновениям гетерогенных плит, аккреции разнородных и разновозрастных осадков, магматических и иных пород в чешуйчато-надвиговых пластинах, нагромождавшихся одна на другую.

Всем этим во многом гипотетическим построениям П.В. Маркевич и его коллеги противопоставляют весьма строгий и представительный количественный анализ оригинального фактического материала. В книге исследуется вещественный состав и условия образования главных пород и породных ассоциаций Сихотэ-Алиня и Корьякско-Камчатской складчатой области. Главное внимание в ней уделено песчано-алевролитовым породам, наиболее информативным для синтеза представлений о характере развития древних седиментационных бассейнов.

Особый раздел — характеристика современного геосинклинального осадконакопления и влияния на него вулканизма в акватории Филиппинского моря по материалам недавних рейсов сотрудников Дальневосточного научного центра АН СССР в этот окраинно-океанический бассейн. Интересны сведения об источниках сноса и условиях накопления донных осадков вблизи континентальной окраины и у островов, о происхождении дисперсного и обломочного вещества в донных отложениях. И все же остается ощущение некоторой незавершенности раздела из-за отсутствия в нем сведений о роли планктонных и донных организмов, о соотношении хемогенного и биогенного факторов.

Важнейший вывод работы — об эволюции Корякско-Камчатской геосинклинальной области, заложившейся, по представлениям авторов, на первично-океанической коре и развивавшейся на фоне интенсивного вулканизма как островодужная геосинклинальная система. С вулканизмом связывают они и огромное количество ювенильного фемического материала, поступавшего в бассейн и образовавшего здесь граувакки. С этим утверждением можно согласиться, если подчеркнуть, что речь идет не об абсолютном отсутствии аркозовых песчаников и иных пород "сиалического профиля" на Камчатке и в Корьякии, а лишь о статистически значимых характеристиках процессов осадконакопления. Правда, явно не хватает математической обработки обширной цифровой информации, сведенной в многочисленные таблицы. Остается пожелать авторам устранить этот огрех в последующих публикациях на весьма актуальную и во многом еще не до конца раскрытую тему.

Не сомневаюсь, что монография найдет читателя среди тех, кто интересуется происхождением и развитием геологических структур на границе континент—океан с разнообразным набором их осадочных, магматических и метаморфических формаций и связанных с ними полезных ископаемых. Глубокое понимание эволюции вещества, путь к которому продемонстрирован в этой работе, залог новых открытий минерального сырья на Дальнем Востоке.

Е.В. Краснов

ВВЕДЕНИЕ

Главнейшие направления современной литологии были обозначены в Постановлении XI Всесоюзного литологического совещания 1979 г. [60], где проблема эволюции осадочного породо- и рудообразования в истории Земли отмечена как одна из актуальных; там же подчеркнута большое значение формационного анализа как для построения общей теории литогенеза, так и в практическом аспекте — для прогнозирования полезных ископаемых; обращено внимание на существенное влияние, которое оказывает состав питающих провинций на отложение осадков и на образование полезных ископаемых; подчеркнута также важность расширения работ, направленных на углубление познания вещественного состава осадочных пород и руд, в том числе их минералогии и геохимии с применением тонких аналитических методов.

Актуальность вулканогенно-осадочного литогенеза была подчеркнута также на пленуме Межведомственного литологического комитета [60], который среди основных проблем современной литологии на ближайшие 10–15 лет выделил в том числе: палеовулканизм и эволюцию вулканизма, качественную и количественную роль продуктов вулканизма в происхождении пород и руд, вулканизм и океан. Пленум особо подчеркнул, что с целью разработки всеобъемлющей теории седименто- и литогенеза следует сосредоточить внимание на сравнительном анализе различных форм и стадий осадконакопления и породообразования в контрастных физико-географических обстановках и выяснении их пространственно-временных и генетических соотношений.

Одна из самых важных задач — выявление и изучение разных типов вулканогенно-осадочных формаций, создание стройной картины типов этих формаций, их развития в истории Земли и связи их с геологическими структурами, что в дальнейшем должно стать основой для разработки классификации этой группы формаций.

Все эти направления в полной мере касаются геосинклинального литогенеза, а северо-западный сектор Тихоокеанского пояса, представляющий собой тектонически активную зону перехода от континента к океану, должен вызывать несомненный интерес седиментологов.

До недавнего времени основное внимание уделялось платформенному литогенезу, которому посвящено большое количество исследований, в том числе и многие крупные общетеоретические разработки. Изучение геосинклинального осадконакопления отстает, и наиболее важной причиной этого является сложность литолого-формационных и литолого-фациальных исследований в условиях сильной дислоцированности пород при слабой их обнаженности и подчас отсутствии разработанных стратиграфических схем.

В силу слабой изученности геосинклинальной седиментации многие ее аспекты рассматривались исходя из платформенных или близких к ним моделей. Между тем эти модели не охватывают всего многообразия обстановок седиментации современных геосинклинальных морских бассейнов и однотипных бассейнов геологического прошлого. Очень важно, что геосинклинальный литогенез происходит в условиях, принципиально отличных от платформенных, при участии таких своеобразных факторов, как интен-

сивный вулканизм, активные сейсмические процессы, расчлененный и изменчивый рельеф областей сноса и аккумуляции. Кроме того, геосинклинальные области — это те зоны Земли, на территории которых происходят коренная перестройка структурного плана земной коры, преобразование ее вещественного состава, наращивание или, наоборот, разрушение ее, т.е. те процессы, которые непосредственно влияют на характер и эволюцию литогенеза. Эти процессы могут быть реконструированы путем расшифровки информации, заключенной в составе и строении геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций.

Вулканогенно-осадочные формации складчатых областей и вопросы геосинклинального осадконакопления привлекают пристальное внимание не только литологов, но и геологов самого различного профиля в связи с острой дискуссией между сторонниками идеи новой глобальной тектоники и представителями традиционных взглядов учения о геосинклиналях. Это обусловлено тем, что вулканогенно-осадочные формации, особенно их вещественный состав, дают ключ к пониманию палеообстановок в разные отрезки геологического прошлого и позволяют объективно, обоснованно судить об истории геологического развития типовых регионов и Земли в целом.

На фоне общего низкого уровня знаний в области геосинклинального осадконакопления особенно неудовлетворительно выглядит изученность этих вопросов на Дальнем Востоке. Положение усугубляется тем, что эта территория находится на стыке двух крупнейших планетарных структур — Евразийского континента и Тихого океана, характеризуясь развитием разновозрастных складчатых областей сложного строения. К тому же, большая их часть расположена в отдаленных и порой труднодоступных районах, что является немаловажным препятствием на пути их изучения.

В то же время в геосинклинальных осадочно-вулканогенных толщах локализуются многие рудные месторождения Дальнего Востока, в том числе и традиционно считающиеся эндогенными. Знание вещественного состава вмещающей среды поможет пролить свет на роль осадочно-вулканогенных образований в процессах рудогенеза, в частности будет способствовать решению одной из кардинальных проблем металлогении — выявлению источника рудного вещества и происхождения рудогенерирующих магм. Что касается осадочно-вулканогенного рудообразования на этой территории, то оно почти не изучалось.

Проблема геосинклинального литогенеза обширна и многогранна. В последние годы становится все более бесспорной огромная роль вулканических процессов в формировании современных и древних морских и континентальных осадочных толщ. Извержения вулканов не только поставляют в бассейны осадконакопления большое количество материала, который образует механические самостоятельные скопления или составляет примесь в осадках, но и оказывают существенное влияние на геохимическую обстановку литогенеза благодаря привнесу в водную среду новых элементов и их соединений, которые формируют хемогенные и хемогенно-органогенные осадки или входят в виде примеси в терригенные породы.

Кроме участия ювенильного вещества, в вулканогенно-осадочном литогенезе на формирование отложений влияет также своеобразная тектоническая и физико-географическая обстановка геосинклинальных вулканических областей. С вулканогенно-осадочным типом литогенеза связаны месторождения железа, марганца, колчеданных руд, цветных и редких металлов, фосфора, залежи диатомитов и т.д., изучение и закономерности распределения которых представляют несомненный практический интерес.

Перечисленные факторы определяют своеобразие и сложность вулканогенно-осадочного литогенеза, а также его привлекательность как объекта научного исследования.

Геосинклинальный литогенез на Дальнем Востоке начали изучать сравнительно недавно — в начале 60-х годов. Значительная часть этих исследований проводится в Дальневосточном геологическом институте, где разрабатываются различные стороны литогенеза в зоне сочленения континента и океана. Некоторые результаты этих работ опубликованы в виде монографии [68, 69, 70, 134], тематических сборников [23, 24, 30, 32, 33, 83] и многочисленных статей. В предлагаемой книге приведены наиболее интересные

данные, полученные за последние 10 лет, когда исследования геосинклинального литогенеза в ДВГИ были сфокусированы на изучении вещественного состава терригенных пород.

Из всех возможных аспектов проблемы геосинклинального литогенеза и рудообразования мы выбрали региональный, поскольку он позволяет выявить важнейшие, самые общие факторы, определявшие направленность процессов седиментации и рудообразования и зависящие, в свою очередь, от макроструктуры тех или иных тектоно-формационных зон, характера их субстрата, общей геологической ситуации, их положения относительно континента и океана. Такое направление работ вызвано тем, что вещественный состав геосинклинальных толщ изучен слабо вообще, а на Дальнем Востоке эти исследования проводились впервые и естественно было начинать их с выявления наиболее общих, принципиальных связей и закономерностей, наиболее важных направлений геологического развития, выяснения роли региональных факторов, в том числе вулканизма, в формировании разнотипных осадочно-вулканогенных комплексов.

Достижение этой цели в первую очередь связано с решением задач палеогеологических и палеотектонических реконструкций, а это привело нас к более конкретной задаче — восстановлению строения и состава источников питания седиментационных бассейнов на различных стадиях геосинклинального развития и в конечном итоге к типизации обстановок осадконакопления, а в целом — литогенетических систем, объединяющих процессы, происходившие в рамках двух главных взаимодействующих компонентов: источника питания и области седиментации.

Решение этой задачи возможно различными путями и методами, из которых наиболее продуктивным, как мы полагаем, является изучение вещественного состава обломочных пород и в первую очередь песчано-алевритовых, заключающих в себе максимум информации о самых различных сторонах областей питания, суммарной и в известной степени усредненной для больших территорий. Это не раз подчеркивалось ведущими советскими литологами [96, 107, 124, 139] и полностью подтверждается нашими исследованиями.

За последние два десятилетия проведены многочисленные исследования минерального и химического состава терригенных песчано-глинистых осадков современных и древних морских бассейнов, граничащих с областями питания различного, но определенного геологического строения и геотектонического положения и, таким образом, установлены довольно четкие коррелятивные связи между вещественным составом осадка и тем или иным морфотектоническим типом источника сноса. Это работы И.В. Хворовой [124], К. Крука [156], Ф. Шваба [186], Р. Ингерсолла и К. Сучека [169], В. Дикинсона и Р. Валлони [158—161], Б. Мура и В. Деннена [180], Дж. Мейнарда [177], Р. Бхатиа [149] и др. Появилась возможность решить и обратную задачу: реконструировать различные типы палеоисточников сноса, геологические и геотектонические обстановки, сопровождавшие седиментацию в геологическом прошлом.

Если добавить к этому, что песчано-алевритовые породы составляют подавляющую часть осадочно-вулканогенных формаций Восточной Сибири и Дальнего Востока, то станет очевидным, что именно они были главным объектом нашего изучения.

Кроме песчано-алевритовых пород, которым в книге уделено основное внимание, менее полно и в меньшем объеме были изучены вещественные составы глинистых пород — алевроаргиллитов, а также вулканических, приуроченных главным образом к раннегеосинклинальному комплексу.

Монография состоит из двух частей. В первой части рассмотрены два региона восточной окраины Евразийского континента и его островного обрамления: (1) Сихотэ-Алинская складчатая система, представленная Сихотэ-Алинской горной страной и (2) Корякско-Камчатская складчатая область, которая объединяет Корякскую систему, географически совпадающую с Корякским нагорьем, и Восточно-Камчатскую, слагающую Камчатский полуостров. Геосинклинальные осадочно-вулканогенные образования этих контрастных объектов исследуются нами в течение последнего десятилетия. Они представляют для нас интерес, поскольку образуют две резко различающиеся по всем гео-

логическим параметрам зоны Тихоокеанского складчатого пояса: внешнюю по отношению к океану, континентальную сиалическую профилю (Сихотэ-Алинь) и внутреннюю, приокеаническую — фемическую (Корякско-Камчатскую область). Эти две зоны, выделенные впервые С.С. Смирновым как металлогенические, в дальнейшем оказались принципиально разными как по структурным, так и по вещественным характеристикам, а также по особенностям магматизма, седиментации и в целом по истории геологического развития.

Для лучшего понимания палеогеологических процессов и их сопоставления с возможными современными геосинклинальными гомологами исследовался вещественный состав донных осадков одного из окраинных морей Тихого океана — Филиппинского. При этом основное внимание было уделено корреляции их с составом предполагаемых областей питания, а также влиянию различных источников вулканического материала как синхронного осадконакоплению, так и вулканомиктового на различные стороны процессов седиментации. Результаты этих работ изложены во второй части.

В лабораторной обработке материала и его оформлении участвовали инженеры-химики В.Н. Каминская и Т.А. Медонова, которые выполнили силикатные анализы; Л.А. Вржосек — определение форм железа; лаборанты Н.Г. Энговатова, А.И. Санцевич, И.В. Смирнова, Л.Ю. Курбатова и И.Е. Хворостина — обработка минералогических и микропалеонтологических проб, определения рассеянного органического вещества, машинописные и чертежные работы. Всем им авторы приносят свою глубокую благодарность. Кроме того, мы очень признательны Г.И. Бурый и Л.М. Олейник, определившим новые находки микрофауны, что весьма способствовало уточнению возраста пород.

Авторы благодарны также С.А. Шеке, К.С. Шашкину, В.Б. Курносову, В.В. Высоцкому, Ю.Г. Волохину, В.П. Симаненко, А.С. Астахову, А.И. Боцулу и Г.Л. Кирилловой за любезно предоставленную возможность использовать результаты их исследований и за консультации по многим специальным вопросам, а всем остальным участникам 3-го рейса НИС "Ак. А. Виноградов" за плодотворную совместную работу.

СИМВОЛЫ И СОКРАЩЕНИЯ

Amf	– амфиболы	Mic	– мусковит
An	– анатаз	Mt	– магнетит
And	– андалузит	Ol	– оливин
Ant	– анортит	Orx	– ортопироксен
Ap	– апатит	Or	– ортоклаз
Bi	– биотит	Ort	– ортит
Bru	– брукит	Phl	– флогопит
Chl	– хлорит	Pl	– плагиоклазы
Chr	– хромит	Px	– пироксен
Ep	– эпидот	Q	– кварц
F	– полевои шпат	Ru	– рутил
Fl	– флюорит	Sil	– силиманит
Ga	– гранат	Sm	– смектит
Gl	– вулканическое стекло	Sp	– шпинель
Hb	– роговая обманка	Sph	– сфен
Il	– гидрослюда	Srp	– серпентин
Ilm	– ильменит	St	– ставролит
Kl	– каолинит	Ta	– тальк
Ko	– корунд	Tu	– турмалин
Kpx	– клинопироксен	Vsv	– везувиан
L	– обломки пород	Zr	– циркон
Lks	– лейкоксен	MET	– метаморфические минералы в целом
Mi	– микроклин	FEM	– меланократовые (фемические) минералы в целом

ФАНЕРОЗОЙСКОЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ И КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Геосинклинальные осадочно-вулканогенные образования мы разделяем на два комплекса: ранне- и позднегеосинклинальный.

Раннегеосинклинальный комплекс соответствует этапу развития, названному Ж. Обуэном [80] дофлишевым. В эвгеосинклинальных системах, которые мы рассматриваем, этот этап характеризуется относительно широким развитием основного базальтоидного вулканизма, сопровождавшегося кремне- и карбонатнакоплением при сравнительно небольшой роли терригенной седиментации.

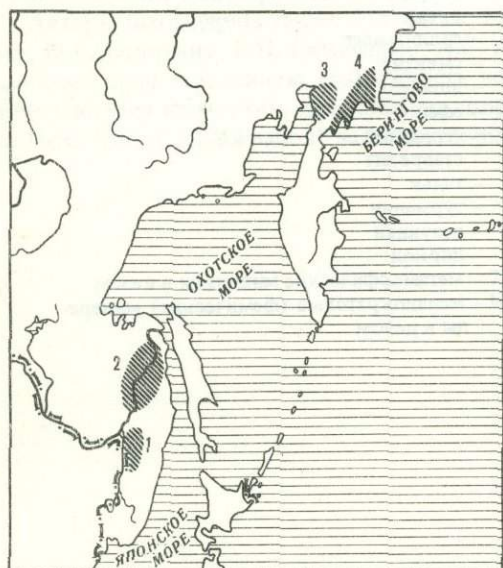


Рис. 1. Расположение изученных районов (заштриховано)

1, 2 — Сихотэ-Алинь: 1 — Западный, Бикинская зона, 2 — Северный; 3, 4 — Корякско-Камчатская область: 3 — Талово-Майнская зона, 4 — Олюторский прогиб

Позднегеосинклинальный комплекс отвечает флишевому этапу Ж. Обуэна, он всегда представлен мощными терригенными, существенно песчаниковыми толщами, в том числе и флишевой формацией в ее типичном выражении. В том случае, когда вышележащая моласса "вырастает" непосредственно из флиша как его продолжение и не отделена от него стратиграфическим или структурным несогласием (как это происходит, например, в Олюторском прогибе Восточной Камчатки), мы включили и ее в состав позднегеосинклинального комплекса.

Ниже приводится общая характеристика геосинклинальных образований, разделенных на ранне- и позднегеосинклинальные комплексы, в последовательности: Сихотэ-Алинская складчатая система: Западный Сихотэ-Алинь—Бикинская зона, Северный Сихотэ-Алинь; Корякско-Камчатская складчатая область: Таловско-Майнская зона, Олюторский прогиб (рис. 1).

СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Западный Сихотэ-Алинь—Бикинская зона

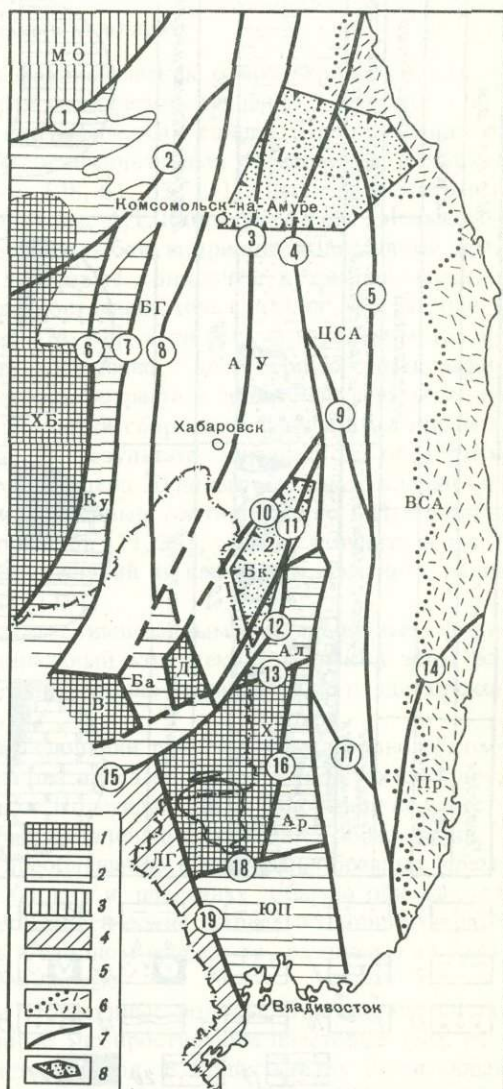
Бикинская зона [28] занимает краевую, западную часть Сихотэ-Алинской складчатой системы. Она расположена на правом берегу р. Усури в нижнем течении ее притоков — Бикин и Хор. На территории СССР зона узкой полосой протягивается в северо-восточном направлении от хр. Стрельникова на юге до побережья р. Хор. Длина ее составляет 220—230 км, а ширина достигает 60 км. В Китае продолжением Бикинской зоны является антиклинорий хр. Наданьхада-Алинь [104, 125].

Бикинская ветвь Сихотэ-Алинской складчатой системы непосредственно примыкает к сиалическим блокам — Ханкайскому и Дахэжэньскому кристаллическим массивам, вклиниваясь в пространство между ними (рис. 2). Краевые опущенные части этих массивов, по мнению В.В. Бобылева и В.О. Соловьева [10], представляют собой пограничные структуры, расположенные между геосинклиналью и платформой. Восточная граница Бикинской зоны проходит по Алчанскому разлому [28, 63, 100]. На северо-западе зона перекрыта континентальными отложениями, заполняющими Средне-амурскую межгорную впадину, и ее границей в этом районе, вероятно, служит Усть-Матайский разлом [100]. На северо-востоке Бикинская зона приключается к Центрально-Сихотэалинской зоне. Границей между ними является Арсеньевский разлом.

Геосинклинальные образования Бикинской зоны сложены вулканогенно-осадочными отложениями мезозоя. В их составе преобладает раннегеосинклинальный комплекс — терригенно-вулканоген-

Рис. 2. Схема тектонического районирования Сихотэ-Алинской складчатой системы

1 — Кристаллические массивы: ХБ — Хингано-Буреинский, В — Ваданьшанский, Д — Дахэжэньский, Х — Ханкайский; 2 — окраинные прогибы кристаллических массивов: КУ — Кукуанский, БА — Баоцинский, Ал — Алчанский, Ар — Арсеньевский, ЮП — Южно-Приморский; 3—5 — складчатые системы: 3 — Монголо-Охотская, 4 — Лаоэлин-Гродековская, 5 — Сихотэалинская; тектонические зоны: БГ — Баджало-Горинская, АУ — Амуро-Усурийская, ЦСА — Центрально-Сихотэалинская, Бк — Бикинская, ВСА — Восточно-Сихотэалинская, Пр — Прибрежная; 6 — Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс; 7 — глубинные разломы (цифры в кружках): 1 — Тукурингра-Амгунский, 2 — Амгуно-Эвгурский, 3 — Амурский, 4 — Арсеньевский, 5 — Центрально-Сихотэалинский, 6 — Кукуанский, 7 — Уликинский, 8 — Куро-Бичинский, 9 — Хорский, 10 — Усть-Матайский, 11 — Улиткинский, 12 — Алчанский, 13 — Дальнереченский, 14 — Прибрежный, 15 — Синкайский, 16 — Западно-Сихотэалинский, 17 — Меридиональный, 18 — Спасский, 19 — Западно-Приморский; 8 — участки работ: 1 — Северный Сихотэ-Алинь, 2 — Западный Сихотэ-Алинь—Бикинская зона



ломы разного масштаба и направления обуславливают мозаично-блоковое строение комплекса.

Некоторые тектонические блоки сдвинуты относительно других или развернуты до поперечного положения по отношению к общему простиранию складчатых структур. В последние годы большое значение придается надвигам и строение некоторых участков Бикинской зоны рассматривается как покровно-чешуйчатое. Важную роль в строении и развитии района играет Улиткинский разлом [9, 81]. Он разделяет зону на два примерно равных блока: северо-западный, в котором развиты многочисленные нижнемеловые интрузии гранитоидов, и юго-восточный, где интрузивный магматизм проявлен слабее. На раннегеосинклинальном этапе разлом контролировал вулканическую деятельность, а в позднем мелу юго-восточная часть была надвинута по нему на северо-западную [9]. Интенсивность дислокаций вверх по геосинклинальному разрезу ослабевает, и апт-альбские отложения образуют лишь широкие брахискладки с углами падения крыльев 15–30°. По данным ГСЗ [35], под геосинклинальным комплексом предполагается существование гранитно-метаморфических пород. Около восточной границы зоны они залегают неглубоко, а в западном направлении ступенчато погружаются, достигая в центральной части зоны глубины 20 км.

Раннегеосинклинальный комплекс

Сложность структуры комплекса, слабая фаунистическая охарактеризованность, а также плохая обнаженность являются причиной разноречивых мнений о возрасте и положении в разрезе отдельных литолого-стратиграфических единиц. Представления о палеозойском возрасте большей части раннегеосинклинальных образований, основанные на находках фауны в линзах известняков [28, 61, 63, 131], были пересмотрены в результате геологосъемочных работ А.С. Гонохова, А.Т. Кандаурова и Н.Г. Мельникова, проведенных в последние годы. Они доказали глыбовую природу известняков тем, что во вмещающих породах обнаружили триасовые конодонты и триасово-юрские радиолярии. В настоящее время наиболее распространена точка зрения, что эвгеосинклинальные отложения района – мезозойские [74, 81], хотя редкие находки мезозойской микрофауны не позволили разработать достаточно достоверную стратиграфическую схему. Это привело к различной трактовке возраста и положения в разрезе тех или иных толщ, поэтому мы провели дополнительный сбор микрофауны из различных частей раннегеосинклинального комплекса. В результате химической обработки 90 образцов различных осадочных пород было выявлено 20 новых местонахождений конодонтов и 18 радиолярий. По определениям, сделанным соответственно Г.И. Бурий и Л.М. Олейник с учетом опубликованных материалов [11, 39], удалось уточнить возраст некоторых литолого-стратиграфических подразделений и несколько изменить наши прежние представления о стратиграфии района [119].

В соответствии с полученными палеонтологическими данными мы принимаем (в известной мере условно), что раннегеосинклинальный комплекс Бикинской зоны состоит из двух толщ: триасово-позднеюрской терригенно-кремнистой и позднеюрско-раннемеловой вулканотерригенной (см. рис. 3).

Триасово-позднеюрская толща залегает в основании раннегеосинклинального комплекса. На всей территории Бикинской зоны она прослеживается в виде узких полос, несколько расширяющихся в центральной части. Подстилающие ее отложения не известны, а верхняя граница проводится по массовому появлению терригенных образований.

Толща хорошо картируется по резкому преобладанию в ней разнообразных кремнистых пород. В различных тектонических блоках и пластинах обычно обнажаются только разрозненные ее части. Однако палеонтологические данные позволили в ряде случаев провести их корреляцию и выделить в сводном разрезе три различные по литологическому составу пачки с непостоянной мощностью.

В нижней пачке наиболее распространены терригенные породы. Они слагают достаточно мощные (до 250 м), но не выдержанные по простиранию пластовые тела, разделенные горизонтами (до 200 м) кремнистых пород. В одних местах терригенные

отложения представлены кремнисто-глинистыми породами, содержащими редкие мало-мощные прослои и линзы алевролитов, песчаников и кремней, в других — преобладают алевроаргиллиты, в третьих — все перечисленные выше породы беспорядочно переслаиваются. Изредка среди терригенных образований обнаруживаются маломощные (до 5 м) линзообразные залежи основных эффузивов. Возраст пачки по находкам конодонтов ранне-среднетриасовый.

Средняя пачка сложена в основном плитчатыми кремнями с прослоями яшм и глинистых кремней. В центральной и северо-восточной частях Бикинской зоны среди кремней появляются линзообразные тела известняков мощностью до 150 м и длиной 2—3 км. Для юго-западной части площади более характерна ассоциация кремней и кремнистых аргиллитов, которые образуют горизонты тонкого переслаивания. Возраст этой пачки поздне-триасово-раннеюрский.

Верхняя пачка имеет пестрый литологический состав. Она состоит из кремнистых пород, которые беспорядочно чередуются с кремнисто-глинистыми породами, алевроаргиллитами, алевролитами. Присутствуют разнообразные вулканиты: гялокластиты, пикритовые базальты, базальтовые порфириты и диабазы. Изредка встречаются песчаники и подводноползневые смешанные обломочные породы. Средне (?) -позднеюрский возраст пачки определен по радиоляриям.

В целом, учитывая, что в ряде мест на терригенно-кремнистой толще установлено согласное залегание существенно терригенных образований, охарактеризованных микрофауной средней, поздней юры и раннего мела, а также что верхняя переходная пачка развита не повсеместно, предполагается, что верхняя возрастная граница "скользящая", а возраст всей терригенно-кремнистой толщи определяется в пределах триаса—начала поздней юры. Ее мощность 1600 м, но не исключено, что эта цифра несколько завышена.

Среди обломочных пород терригенно-кремнистой толщи выделяются песчаники, алевролиты и смешанные образования.

Песчаники залегают в виде небольших, часто линзообразных тел обычно мощностью до первых метров. Они тесно ассоциируются с алевролитами и алевроаргиллитами и редко встречаются среди других пород. Песчаные тела имеют сложное строение с неравномерным распределением обломочного материала. В них в виде линзовидных и неправильных прослоев постоянно встречаются алевролиты. Песчаники серые, светло-серые и зеленовато-серые, обычно массивные, но иногда в них встречается тонкая прерывисто-горизонтальная слоистость. Песчаным породам толщи свойственна тонкозернистость, плохая сортированность и обилие связующей массы. По гранулометрическому составу они относятся к алевритовым песчаникам, гораздо реже к мелкозернистым. Обломочная часть составляет 50—90%, а спектр размеров частиц весьма широкий. Обломочный материал даже в пределах одного шлифа распределен очень беспорядочно. Участки, сложенные только псаммитовыми зёрнами, чередуются с алевролитовыми участками, наиболее часто крупные обломочные зёрна помещены в базальную тонкозернистую заполняющую массу — "матрикс", который представляет собой смесь тонкозернисто-чешуйчатых кварцево-глинистых агрегатов и мелкоалевролитовых обломков кварца и полевого шпата, часто сильно перекристаллизованную. Окатанность зёрен различная (рис. 4).

Алевролиты серые, темно-серые и зеленовато-серые, крупно- и мелкозернистые. Крупнозернистые алевролиты обычно связаны с песчаниками и весьма близки к ним, характеризуясь беспорядочным распределением обломочного материала. Мелкозернистые алевролиты обычно массивные, но иногда в них встречаются пологоволнистая и горизонтальная слоистость, а также редкие остатки перекристаллизованных радиолярий.

В верхней части толщи местами присутствуют алевролиты и алевроаргиллиты, содержащие до 10—20% мелких беспорядочно рассеянных округлых и изометричных обломков других пород, размер которых обычно колеблется от 0,5 до 30—50 мм. Представлены они песчаниками, алевролитами, кремнями и кремнисто-глинистыми по-

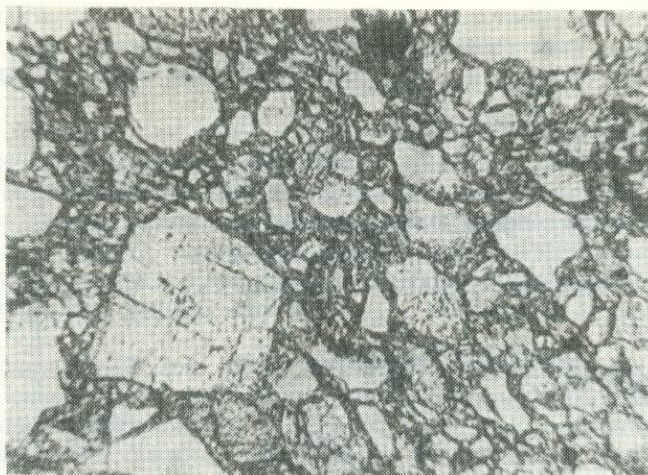


Рис. 4. Аркозовый песчаник плохо сортированный с обильным глинисто-мелкообломочным матриксом

Триасово-позднеюрская толща, шлиф 438/1, увел. 30, николи ||

родами. В связующей массе наблюдаются следы оползания и взмучивания осадка. Такие образования можно отнести к смешанным обломочным породам подводно-оползнего генезиса — галечно-глинистым микститам [59, 106].

Средне (?) -позднеюрско-раннемеловая вулcano-терригенная толща завершает разрез раннегеосинклинального комплекса Бикинской зоны и распространена наиболее широко. В большинстве случаев у нее тектонические контакты с подстилающими отложениями, но в некоторых районах она лежит согласно на терригенно-кремнистой толще; в этих случаях переход между ними постепенный или осложнен небольшим размывом. На средне (?) -позднеюрско-раннемеловой толще с размывом залегают берриасские отложения.

Толще свойственны пестрый "набор" пород и значительная латеральная изменчивость. В разных участках Бикинской зоны она имеет различный состав и строение.

В восточной части площади (рис. 3, правая часть колонки) широко развит собственно вулcano-терригенный тип разреза. Частично он соответствует ранее выделявшейся в этом районе култухинской свите [69].

В этом типе разреза выделяются три изменчивые по мощности пачки.

Нижняя и верхняя пачки сложены преимущественно терригенными породами: алевролитами, алевроаргиллитами и в меньшей степени песчаниками, среди которых встречаются прослой и линзы кремнистых аргиллитов, кремней и основных вулканитов различной мощности. Иногда в этих частях разреза развиты мощные горизонты подводно-оползневых, в том числе и олистостромовых образований. Средняя часть толщи существенно вулканическая и сложена диабазами, базальтами, базальтовыми порфиридами, щелочными базальтоидами и туфами основного состава. Иногда среди вулканитов появляются маломощные прослой терригенных и кремнистых пород с примесью пирокластического материала. Наибольшей мощности (90–1000 м) вулканиты достигают вблизи Улиткинского разлома.

Возраст вулcano-терригенного типа разреза определен по многочисленным находкам средне (?) -позднеюрских и позднеюрско-раннемеловых радиолярий.

В центральной части Бикинской зоны состав вулcano-терригенной толщи резко отличается от приведенной выше (см. рис. 3, левую часть колонки). Здесь гораздо меньше вулканитов, и она на всем протяжении сложена темно-серыми алевроаргиллитами с разрозненными, фациально не выдержанными слоями кремней, алевролитов и песчаников. Ранее эти отложения считались самыми древними в геосинклинальном комплек-

се [119]. На различных участках в терригенных породах мы обнаружили позднеюрские радиолярии, которые дают основание рассматривать отложения, ранее выделявшиеся в отдельную толщу алевроаргиллитов, как фациальный аналог вулcano-терригенной толщи.

В северо-западной части Бикинской зоны, в районе пос. Снарский, вулcano-терригенная толща представлена в основном вулканитами: диабазами, щелочными базальтоидами и литовитрокластическими туфами. Среди них известен маломощный горизонт оолитовых известняков с прослоями известково-железистых туфитов, где обнаружены мезозойские, вероятнее всего юрские, фораминиферы.

Весь комплекс органических остатков, содержащихся в вулcano-терригенной толще, позволяет относить ее к средней(?)—поздней юре—раннему мелу. Мощность толщи не превышает 2000 м.

В вулcano-терригенной толще встречаются те же типы пород, что и в терригенно-кремнистой. Однако соотношение основных групп пород совершенно иное. Наиболее распространены глинистые и обломочные породы, а вулканитов, силицитов и карбонатов меньше (см. рис. 3, диаграмму). Характерной особенностью толщи является присутствие разнообразных смешанных обломочных пород.

Среди обломочных пород широко развиты алевролиты. В мелкозернистых темно-серых алевролитах вулcano-терригенного типа разреза преобладают беспорядочные микротекстуры, а для существенно глинистого типа разреза характерны горизонтально-слоистые алевролиты. Крупнозернистые алевролиты близки к песчаникам, среди которых выделяется два типа.

Первый тип наиболее распространен и по условиям залегания, структурам и текстурам аналогичен песчаникам триасово-позднеюрской толщи. В некоторых слоях этих песчаников удалось выявить ряд осадочных текстур (рис. 5). Нижний контакт слоя эрозионный, с чередованием пологих и широких (20–30 см) углублений и относительно узких выпуклостей. Кроме того, на поверхности контакта многочисленны более мелкие углубления, выполненные грубым песчаным материалом. Сами слои имеют отчетливо выраженное зональное строение. Нижняя часть сложена грубозернистыми песчаниками с элементами градационной слоистости; в ней также содержатся мелкие остроугольные и лепешковидные включения алевролитов. Выше песчаники горизонтально-слоистые благодаря чередованию слоев толщиной 1–3 мм алевролитов и неравномернозернистых песчаников. Неравномерно-зернистые песчаники постепенно переходят в тонкозернистые, а выше — в песчаные алевролиты. Указанные особенности строения песчаного слоя напоминают цикл осадочных текстур в турбидитном слое [152]. Характерными признаками последних являются также тонкозернистость, плохая сортировка и обилие матрикса [88]. Следовательно, песчаники первого типа в триасово-юрской и средне(?)—позднеюрско-раннемеловой толщах представляют собой турбидиты.

Второй тип песчаников встречается реже и образует отдельные мощные, до 85 м, пласты, вмещающие иногда гравелиты. Эти песчаники крупнозернистые, гравийные с несколько лучшей сортировкой и небольшим количеством глинистого матрикса — цементация контактово-поровая или соприкосновения. Эти признаки характерны для песчаников, образованных высокоплотными потоками [191].

Грубообломочные породы представлены брекчиями и гравелитами. Они местами встречаются в основании толщи и в виде линз (?) среди песчаников второго типа. В них, в алевролитовой связующей массе, неоднородно насыщенной песчаным материалом, беспорядочно распределены угловатые, окатанные или удлинённые изометричные обломки размером 1–3 до 10 мм в поперечнике. Сортировка плохая. В составе обломков преобладают "местные" кремни, алевролиты, песчаники и алевроаргиллиты. Их образование, по-видимому, также происходило за счет разрушения подстилающих пород гравитационными потоками.

Смешанные обломочные породы (микститы) средне(?)—позднеюрско-раннемеловой толщи весьма разнообразны и часто тесно взаимосвязаны. В зависимости от формы

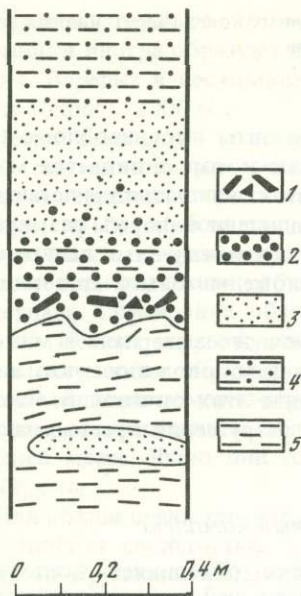
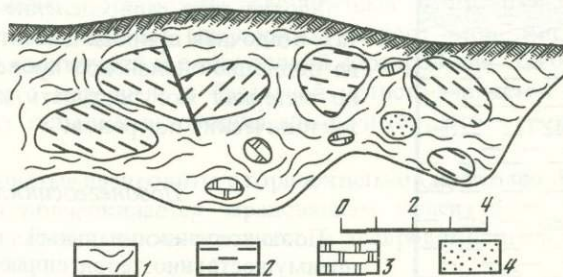


Рис. 5. Строение пласта песчаника в обнажении средне(?)-позднеюрско-раннемеловой толщи вблизи г. Бикин

1 — включения алевро-аргиллитов; 2, 3 — песчаники: 2 — грубозернистые, 3 — тонкозернистые; 4, 5 — алевролиты: 4 — песчаные, 5 — тонкозернистые

Рис. 6. Крупноглыбовый галечно-глинистый микстит. Обнажение средне(?)-позднеюрско-раннемеловой толщи на правом берегу руч. Трубногo

1, 2 — алевролиты: 1 — смятые, 2 — песчаные; 3 — кремни; 4 — песчаники



обломков и их соотношения с глинистым материалом они подразделяются на галечно-глинистые, песчано-глинисто-галечные и брекчиевые микститы. Наиболее широко все разновидности микститов распространены в вулкано-терригенном типе разреза и часто ассоциируются с песчаниками и основными эффузивами.

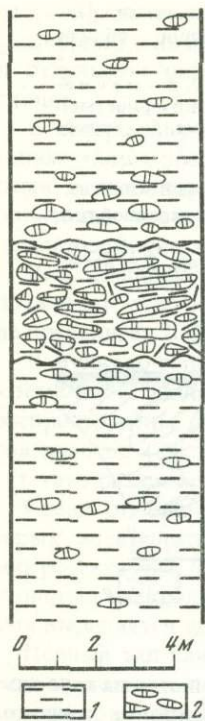
Галечно-глинистые микститы средне(?)-позднеюрско-меловой толщи сходны с аналогичными триасово-юрскими породами, только в первых более разнообразен состав обломочного материала.

Песчано-глинисто-галечные микститы отличаются гораздо большим количеством разнообразного по размерности (до 3–4 м) обломочного материала (40–60% всей породы) с хаотическим его распределением (рис. 6). Форма обломков округлая или угловатая и изометричная. Их состав во многом зависит от тех пород, среди которых микститы залегают. Например, вблизи вулканитов в микститах преобладают часто остроугольные обломки диабазов, пикритовых базальтов, базальтовых порфиритов и гиалобазальтов. В связующей массе песчано-глинисто-галечных микститов многочисленны следы оползания осадка. Они иногда слагают отдельные крупные части вулкано-терригенной толщи.

Глинисто-песчано-брекчиевые микститы слагают горизонты мощностью от 50 до 200 м и обычно имеют неоднородное строение. Среди них выделяются линзовидные участки, сложенные другими микститами или обычными алевролитами, замусоренными песчаным материалом. Количество обломочного материала в этой разновидности микститов превышает 60%, и он характеризуется неправильными, остроугольными формами с размерами от 0,5 до 5 см. Связующая масса скудная. Особенность этих пород — присутствие в них следов тектонических деформаций, синхронных образованию микститов или происходивших несколько ранее. Краевые части крупных обломков сильно трещиноваты. Их поверхность отмечена зеркалами скольжения. Контакты обломков со связующей массой сорваны и часто рассланцованы. К ним приурочены диагностические стяжения, кварц-хлоритовые и кварц-альбитовые прожилки.

Со смешанными обломочными породами толщи генетически связаны крупные блоки или пластины других пород. По составу они большей частью соответствуют образованию триасово-позднеюрской толщи и представляют собой олистолиты. Реже встречаются глыбы палеозойских органогенно-детритовых известняков. Кроме того, вместе с мик-

Рис. 7. Строение горизонта крупнообломочных конгломератовидных пород
1 — алевролиты; 2 — глинистые кремни



ститамы залегают небольшие горизонты крупнообломочных конгломератовых пород, особенностью которых является мономиктовый состав обломков. Они состоят из плотно прилегающих друг к другу обломков несколько удлиненной формы размерами до 0,1 × 0,5 м. Небольшие промежутки между ними выполнены смятыми алевролитами. Обломки сложены только глинистыми кремнями (рис. 7).

Хаотическое распределение обломочного материала в миксти-тах, осадочная природа цемента со следами оползания указывают на подводно-оползневое происхождение этих отложений. Частично материал мог поступать за счет разрушения краевых частей тектонических покровов.

Позднегеосинклиальный комплекс

Позднегеосинклиальный комплекс объединяет осадочные, преимущественно терригенные и, в меньшей степени, вулканогенные образования нижнемелового возраста — от берриаса до альба. Он отличается от раннегеосинклиального комплекса менее интенсивной складчатостью, а возраст отложений лучше обоснован ископаемыми органическими остатками, хотя взаимоотношения некоторых толщ не ясны.

В позднегеосинклиальном комплексе выделяется три толщи: берриасская (?) песчаников, алевролитов и гравелитов; валанжинская — алевролитов, алевроаргиллитов и песчаников; апт-альбская — алевролитов, песчаников и конгломератов.

Берриасская (?) толща песчаников, алевролитов и гравелитов известна в краевой северо-восточной части Бикинской зоны. Она прослеживается узкой прерывистой полосой от междуручья Улитка-Алчан до правобережья р. Хор и залегает с размывом на раннегеосинклиальных отложениях.

В толще преобладают песчаники, содержащие прослои алевролитов или образующие с ними маломощные горизонты тонкого переслаивания. В верхней ее части алевролитов больше, а в нижней широко распространены грубообломочные породы: гравелиты и мелкогалечные конгломераты, часто с примесью пирокластического материала. Изредка встречаются прослои и линзы глинистых кремней, а также щелочных базальтоидов и их туфов. Возраст толщи определен условно, ее мощность 1700 м.

Основные типы пород берриасской (?) толщи — песчаники и алевролиты во многом сходны с раннегеосинклиальными и отличаются от них более высокой карбонатностью и повсеместным присутствием примеси пирокластического материала.

Конгломераты и гравелиты характеризуются беспорядочным распределением в связующей массе обломочного материала размерностью 0,5—2—3 см. Сортировка плохая. Окатанность слабая, преобладают угловатые обломки. Они представлены кремнями, алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами, основными эффузивами. Цемент базальный, песчано-глинистый с обильной примесью пирокластического материала.

Валанжинская толща алевроаргиллитов и песчаников обнажена в северо-западной части Бикинской зоны. Она не соприкасается с нижележащей берриасской толщей, и характер их взаимоотношений не установлен. Однако по структурному положению и с учетом находок предполагается, что эти толщи лежат согласно, хотя не исключено их частичное латеральное замещение.

В валанжинской толще наиболее распространены темно-серые слоистые алевроаргиллиты. На разных стратиграфических уровнях они содержат горизонты песчаников и

алевролитов от 20 до 100 м мощностью. Кроме того, алевроаргиллиты, алевролиты и песчаники иногда образуют пачки (до 110 м) тонкого (3–10 см) флишеидного чередования. Изредка в песчаниках присутствуют маломощные линзы конгломератов. Мощность толщи — 2000 м.

Среди песчаников различаются две разновидности. Первая разновидность образует либо самостоятельные пласты мощностью от 30 до 100–200 м, либо встречается в тонком переслаивании с алевролитами. Эти песчаники серые, светло-серые, мелкозернистые, но большей частью алевролитовые. Более крупнозернистые разности обычно приурочены к средней части пластов. Текстура их массивная или слоистая. Слоистость тонкая горизонтальная, обусловлена тонкими (до 2 мм) слоями алевролитового материала. Сортировка обломочного материала песчаников средняя, окатанность его плохая. Цемент скудный, соприкосновения или контактово-поровый. Вторая разновидность песчаников образует редкие маломощные (до первых метров) слои, линзы и отличается неравномерно-зернистой структурой и очень плохой сортировкой, с неоднородным распределением обломочного материала в базальной углисто-глинистой связующей массе. Часто они содержат гальки и включения алевролитов. Это, вероятно, турбидиты.

Для толщи очень характерны слоистые алевролиты с горизонтальной или слабо пологоволнистой слоистостью, которая подчеркивается чередованием тонких (1–5 мм) слоев крупнозернистых, иногда песчаных алевролитов и алевроаргиллитов. Эти породы напоминают контуриты [123].

Грубообломочные породы — гравелиты и мелкогалечные конгломераты — образуют линзовидные тела. Структуры и текстуры берриасских (?) и валанжинских конгломератов сходны, однако в валанжинских обломочный материал окатан лучше и у них иной состав. Обычно в гравелитах преобладает хорошо окатанный гравий кислых изверженных пород, а в конгломератах — округлые слабо уплощенные гальки кремней.

Апт-альбская толща алевролитов, песчаников и конгломератов развита в небольших тектонических блоках. На основании валанжинских ауцелл, найденных в гальках конгломератов, считается, что она залегает на более древних отложениях с размывом.

Толща сложена алевролитами, песчаниками и конгломератами с небольшим количеством глинистых пород и средних вулканитов. В нижней ее части обычно преобладают песчаники, которые вмещают линзы и прослои грубообломочных пород. В средней — широко распространены алевролиты, в которых местами появляются андезиты, их туфы и туффиты; в верхней ее части беспорядочно чередуются алевролиты, песчаники и конгломераты. Мощность толщи — 1600 м.

Обломочные породы апт-альбской толщи по внешнему облику, условиям залегания, структурам, текстурам и минеральному составу резко отличаются от более древних отложений. Песчаники обычно более крупнозернистые, для них характерна буровато-серая или коричневатая окраска. Помимо горизонтальной, часто встречается мелкая косая слоистость. Алевролиты обычно содержат разнообразные конкреции мергелей и линзы конгломератов, галечный материал которых в одних случаях представлен только кремнями, а в других он более разнообразен и сложен алевролитами, аргиллитами, песчаниками, кремнями, реже основными эффузивами и метаморфическими породами.

Северный Сихотэ-Алинь

Географически под Северным Сихотэ-Алинем понимается территория Сихотэалинско-го хребта, расположенная к северу от р. Гур, а также все Нижнее Приамурье. Граница геосинклинальной системы на северо-западе проводится по серии ступенчато смешанных разломов северо-северо-восточного направления — Куканскому, Уликинскому и Тахстахскому, на севере — по Пауканскому разлому, а на востоке геосинклинальные образования перекрываются Восточно-Сихотэалинским вулканическим поясом и ограничиваются Татарским проливом Японского моря (см. рис. 2).

В монографии рассматриваются геосинклинальные образования следующих структурно-формационных зон: Центрально-Сихотэалинской, Амуро-Уссурийской и Восточно-Сихотэалинской.

Центрально-Сихотэалинская зона ограничена на западе от Амуро-Уссурийской Арсеньевским, а на востоке от Восточно-Сихотэалинской зоны — Центрально-Сихотэалинским разломом. В ее строении принимают участие главным образом раннегеосинклинальные триасово-юрские джаурская и хунгарийская свиты, в то время как позднегеосинклинальные нижнемеловые образования распространены здесь ограниченно и в этой зоне нами не исследовались.

Амуро-Уссурийская зона расположена между Центрально-Сихотэалинской на востоке и Баджало-Горинской на западе, отделяясь от последней Куро-Бичинским разломом. Она сложена в основном позднегеосинклинальными терригенными (в большинстве своем флишевыми) образованиями нижнего мела. Здесь находятся стратотипы свит комсомольской серии: горинской, пионерской и пиванской. Кроме того, внутри зоны вдоль Амурского разлома обособляется киселевский горст, сложенный верхнетриасово-нижнеюрской вулканогенно-кремнистой киселевской свитой, которую мы относим к раннегеосинклинальному комплексу.

Восточно-Сихотэалинская зона занимает крайнюю восточную часть Сихотэалинской геосинклинальной системы, отделяясь от Центрально-Сихотэалинской зоны одноименным разломом. В ее строении участвуют позднегеосинклинальные, главным образом послеваланжинские, терригенные образования, формирование которых сопровождалось возрастающей вулканической активностью.

Современная структура Северного Сихотэ-Алиня характеризуется сочетанием сложной линейной складчатости и участков более спокойных дислокаций. Интенсивность складчатости вверх по геосинклинальному разрезу ослабевает.

Геофизические исследования позволяют предположить на Северном Сихотэ-Алине земную кору со средней мощностью 35 км, увеличивающейся под Центрально-Сихотэалинской зоной [35].

Раннегеосинклинальный комплекс

По тем же причинам, что и в Западном Сихотэ-Алине, мнения о возрасте, положении и объеме некоторых литолого-стратиграфических единиц разноречивы.

В результате полевого изучения стратотипов свит наши представления несколько отличаются от существующей стратиграфической схемы Центрально-Сихотэалинской зоны [94], и в качестве рабочего мы предлагаем вариант с некоторыми изменениями (рис. 8, см. вкл.). Возраст джаурской свиты принимается нами шире: нижняя ее граница опускается от верхнего до среднего триаса на основании находок конодонтов [18]. Вулканические образования свиты, завершающие разрез раннегеосинклинального комплекса, выделяются в самостоятельную вулканогенную средне-верхнеюрскую толщу. Это выделение основано на отсутствии эффузивов в стратотипе джаурской свиты и на возрастании их количества в верхней части ниже-среднеюрской хунгарийской свиты, а также на близости их петрохимических характеристик к вулканитам выделенной нами вулканогенной толщ. Кроме того, последние по составу вполне сопоставимы с вулканитами погской и култухинской свит Южного и Западного Сихотэ-Алиня, нижняя возрастная граница которых твердо датируется как средне-верхнеюрская [28].

Таким образом, раннегеосинклинальный комплекс Северного Сихотэ-Алиня в Центрально-Сихотэалинской зоне состоит из джаурской, хунгарийской свит и вулканической толщ, а в Амуро-Уссурийской зоне он представлен киселевской свитой.

Джаурская свита протягивается в северо-восточном направлении на 80 км — от верховьев р. Манома до р. Верхней Удоми, несогласно лежит на верхнепермских отложениях и согласно перекрыта хунгарийской свитой. Основные типы пород: алевроаргиллиты, силициты, карбонаты; второстепенные — песчаники. Алевроаргиллиты слагают пачки мощностью иногда до 200 м, среди которых имеются пласты песчаников до

2–3 м. Силициты и карбонаты связаны постепенными взаимопереходами и имеют мощность до 130 м. Возраст свиты, определенный по конодонтам и по радиоляриям [18, 46], среднетриасово-нижнеюрский. Мощность — 1200 м.

Хунгарийская свита распространена там же, где и джаурская, и согласно перекрывается вулканогенной толщей. Основные типы пород алевроаргиллиты и песчаники, а вулканиты второстепенные. Алевроаргиллиты образуют пачки мощностью до 300 м, среди которых, большей частью вверху разреза, залегают мощные слои, а иногда пласты песчаников мощностью до 30 м. Вулканиты, также как и песчаники, локализируются в верхней части разреза и представлены диабазами и спилитами мощностью до 3 м. Возраст свиты ниже-среднеюрский [97,101]. Мощность — 2300 м.

Вулканическая толща выделена нами условно в среднем течении р. Гур. Она состоит только из вулканических пород: базальтов, диабазов и туфов основного состава. Возраст толщи средне-верхнеюрский. Мощность около 1000 м.

Кисилевская свита протягивается вдоль р. Амура от дер. Жеребцовка до оз. Уддьль. Взаимоотношения ее с выше- и нижележащими образованиями тектонические.

Основные типы пород — силициты, второстепенные — песчаники, алевроаргиллиты и известняки, а также вулканиты. Силициты образуют слои от первых сантиметров до 2–3 м и тонко чередуются с аргиллитами. В верхней части свиты развиты песчаники и алевроаргиллиты мощностью до 2 м, а также базальты, диабазы, спилиты и туфы основного состава. Известняки образуют линзы, мощность которых достигает 17 м. По простиранию свиты, к северо-западу от ее стратотипа, роль терригенных пород несколько увеличивается [46]. Возраст свиты верхний триас–нижняя юра [45,51,97]. Мощность — 1660 м. Суммарная мощность раннегеосинклинального комплекса — 4500 м.

Позднегеосинклинальный комплекс

Комплекс состоит в основном из терригенных пород, которыми в нижней его части сложены флишевые накопления. В его верхней части появляются вулканогенно-осадочные и вулканические породы большей частью среднего состава. Комплекс менее дислоцирован по сравнению с раннегеосинклинальным.

Биостратиграфия позднегеосинклинального комплекса разработана значительно слабее раннегеосинклинального. Сохранность редких органических остатков плохая, а корреляция толщ по литологическим признакам сильно затруднена из-за сильной фациальной изменчивости.

Литологическое исследование позднегеосинклинального комплекса проводилось согласно региональной стратиграфической схеме, принятой на Третьем межведомственном стратиграфическом совещании в г. Владивостоке в 1978 г. [94]. С учетом новых данных меловые отложения Северного Сихотэ-Алиня снизу вверх мы подразделяем на следующие свиты: горинскую — нижний берриас, пионерскую — верхний берриас — низы нижнего валанжина и пиванскую — верхи нижнего — верхний валанжин, объединяющиеся в комсомольскую серию, а также уктурскую свиту — верхний готерив — апт, ларгасинскую и удомнинскую — альб.

Горинская свита вместе с вышележащими пионерской и пиванской свитами прослеживается полосой северо-восточного простирания в Амуро-Уссурийской и в Восточно-Сихотэалинской зонах. Предполагается, что она без перерыва сменяет верхнеюрские отложения. Основные типы пород: алевроаргиллиты (49%) и песчаники (46%); второстепенные — глинисто-кремнистые сланцы и силициты (5%). Песчаники и алевроаргиллиты ритмично чередуются, образуют пачки до 400 м мощности, а также самостоятельные пласты до 70 м. Среди алевроаргиллитов встречаются прослои силицитов и кремнисто-глинистых сланцев мощностью до 30 см. Мощность свиты — 1700 м.

Пионерская свита согласно залегает на горинской свите. Основные типы пород: алевроаргиллиты (69%) и песчаники (31%). Строение свиты в целом напоминает строение горинской, однако она имеет более грубый состав и в ней нет силицитов. Мощность свиты — 2000 м.

Пиванская свита согласно залегает на пионерской и завершает разрез комсомольской серии. Основные типы пород: песчаники (54%) и алевроаргиллиты (41%); второстепенные — конгломераты (5%). Песчаники и алевроаргиллиты находятся в основном в ритмичном чередовании. К нижней ее части приурочены конгломераты мощностью до 40 м с прослоями песчаников и алевролитов. Мощность свиты — 1600 м.

Возраст комсомольской серии рассматривается условно как берриас-валанжинский [14]. Однако имеются данные о принадлежности верхней части серии к берриасу [49]. Комсомольская серия не выдержана как по литолого-фациальному составу так и по мощности: с запада на восток состав ее в целом становится грубее, а мощность сокращается. Мощность комсомольской серии 5300 м.

Уктурская свита лежит несогласно на пиванской. Основные типы пород: алевроаргиллиты и песчаники; второстепенные — конгломераты и вулканогенно-осадочные породы. Алевроаргиллиты слагают пачки до 100 м мощности, внутри которых находятся прослой и линзы песчаников и конгломератов, а также вулканогенно-осадочных пород мощностью до 10 м. Кроме того, конгломераты образуют самостоятельные пласты по 20—35 м, а песчаники ритмично чередуются с алевроаргиллитами, составляя пачки мощностью до 90 м. Возраст свиты — верхний готерив-апт [94]. Мощность — 2200 м.

Ларгасинская свита широко распространена в Тумнинской зоне и несогласно лежит на уктурской свите, а в ряде мест на комсомольской серии. Основные типы пород: песчаники, алевроаргиллиты и конгломераты, второстепенные — вулканические породы среднего состава, а также известняки. Песчаники и алевроаргиллиты слагают пачки мощностью до 100 м, изредка ритмично чередуются. Конгломераты приурочены в большей степени к верхней части свиты. Вулканогенно-осадочные породы, андезиты и их туфы встречаются во всей ларгасинской свите и в среднем слагают пласты по 2—4 м, изредка мощностью 10 м. Известняки развиты в ритмичных песчано-алевролитовых пачках, где они образуют пласты толщиной до 10 см. Возраст свиты условно альбский. Мощность — 1800 м.

Удоминская свита завершает позднегеосинклинальный комплекс. Она распространена там же, где ларгасинская, и залегает на ней со стратиграфическим, а в ряде мест с угловым несогласием. Основные типы пород: алевроаргиллиты и песчаники, второстепенные — вулканогенно-осадочные и вулканические породы среднего состава. Алевроаргиллиты и песчаники, часто с растительными остатками, слагают пачки до 400 м, среди которых залегают вулканогенно-осадочные породы и вулканиты, главным образом среднего состава, хотя есть и базальты, и кислые дациты. Удоминская свита, как и ларгасинская, сильно меняется по простиранию. Возраст свиты — альб [1]. Мощность — 2000 м.

Суммарная мощность позднегеосинклинального комплекса 11300 м.

КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Таловско-Маинская зона

Таловско-Маинская зона расположена в юго-западной части Корякского нагорья, занимающего в целом крайний северный фланг Тихоокеанского подвижного пояса. Границами нагорья на западе и на севере являются Охотско-Чукотский вулканический пояс и Кони-Танюерская система, а на востоке — Берингово море (рис. 9) [116]. Складчатые структуры Корякского нагорья объединяются в Корякскую геосинклинальную систему, входящую в состав Корякско-Камчатской геосинклинальной области, в пределах которой в ранних публикациях по этой территории обособлялись две системы одновременной консолидации: западная — Анадырско-Корякская, трактованная как миогеосинклиналь, и восточная Олюторско-Камчатская, считавшаяся эвгеосинклиналью. Основные структурные элементы, составляющие эти системы, представлялись как антиклинории и антиклинальные поднятия, синклинии и синклинальные прогибы.

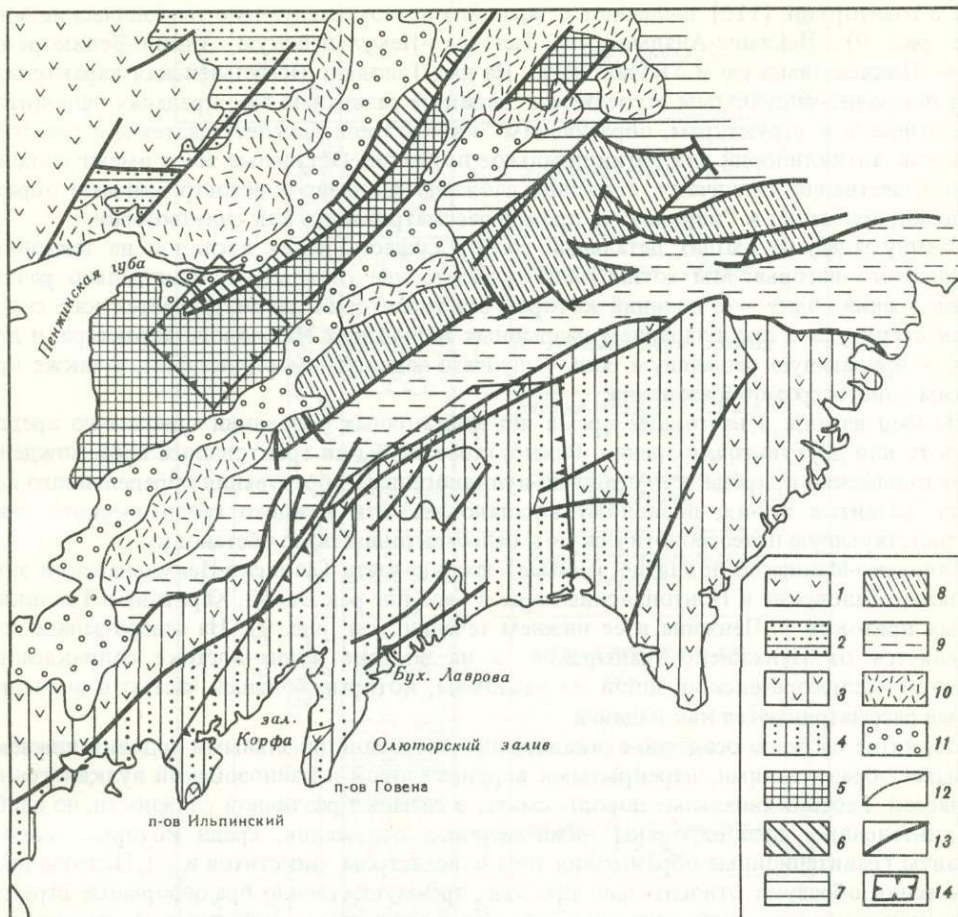


Рис. 9. Схема тектонического районирования южной части Корякского нагорья по [116] с дополнениями

1 — Олюторско-Чукотский вулканический пояс; 2 — Кони-Танюрерская система; 3, 4 — Олюторско-Камчатская система: 3 — раннегеосинклинальный комплекс, 4 — позднегеосинклинальный комплекс; Корякская система: 5 — Таловско-Пекульнейская зона покровно-чешуйчатого строения с офиолитовыми аллохтонами; 6–9 — зоны преимущественно флишево-олистостромовых образований: 6 — Пенжинско-Анадырская, 7 — Алгано-Великореченская, 8 — Пикасъявская, 9 — Укэляйтская; 10, 11 — наложенные структуры: 10 — вулканические поля, 11 — неоген-четвертичные впадины; 12 — границы зон; 13 — главные разломы; 14 — районы работ

Разрывные нарушения оценивались в основном как сбросовые, но в редких случаях описывались и крупные надвиги [27, 44, 57, 93, 112, 114].

Более поздние исследования [3, 47, 76, 78, 95, 115] позволили с принципиально новых позиций рассмотреть тектонику нагорья и его геологическую историю. Нагорье толкуется как единая Корякская геосинклинальная складчатая система, продолжающая пребывать в состоянии орогенного развития [84, 116, 190]. Главным доводом в пользу взгляда этих авторов является то, что, по их мнению, континентальная кора с присущей ей совокупностью характерных признаков в Корякском нагорье окончательно еще не сформировалась; на это в первую очередь указывает отсутствие мощного калиевого гранитоидного магматизма. Этой же точки зрения придерживаются традиционно Н.П. Васильковский, А.В. Пейве, А.Л. Яншин, Л.П. Зоненшайн, Ю.М. Пушаровский и другие исследователи [12, 13, 86, 87, 93; и др.].

В южной части Корякского нагорья, где проводились наши исследования, С.М. Тиль-

ман с соавторами [116] выделяют с запада на восток следующие тектонические зоны (см. рис. 9): Пенжино-Анадырскую, Таловско-Пекульнейскую, Алгано-Великореченскую, Пикасьваямскую и Укэляйтскую. Из них Таловско-Пекульнейская характеризуется покровно-чешуйчатым строением с широким развитием в ее пределах офиолитов. Она отнесена к структурам, образующим "каркас" или "скелет" системы и трактовалась как антиклинорий или антиклинальное поднятие. Остальные зоны имеют сложное преимущественно складчатое строение, сложены флишево-олистостромовыми образованиями, прилегают к "каркасу" и прежде рассматривались как синклиории.

В нашу задачу не входит детальный разбор существующих взглядов на тектонику Корякского нагорья. Мы хотим лишь показать две главные, принципиально разные точки зрения: одну — с позиций которой эта территория рассматривается как складчатая структура с преобладанием разрывных нарушений сбросового характера, и другую — придающую решающую роль чешуйчато-надвиговым структурам, а также процессам олистостромообразования.

На наш взгляд, в настоящее время нет достаточных оснований однозначно предпочесть ту или другую точку зрения. Важно, что, как бы ни трактовалось происхождение и тектоническая природа зон, осадочно-вулканогенные образования определенного возраста, развитые в них, позволяют восстановить для каждого геологического этапа соответствующую палеогеологическую и палеотектоническую обстановку.

Таловско-Маинское поднятие занимает южную часть Таловско-Пекульнейской зоны и слагает Таловские и Понтонейские горы в бассейне рек Белой, Харитони и Таловка — левых притоков р. Пенжина в ее нижнем течении (см. рис. 9). На северо-западе зона отделяется от Пенжинско-Анадырской, а на востоке и юго-востоке соприкасается с Алгано-Великореченской зоной по разломам, которые большей частью в последнее время рассматриваются как надвиги.

Поднятие сложено осадочно-вулканогенными геосинклинальными ордовик-нижнемеловыми образованиями, перекрытыми верхнемеловой и кайнозойской вулканогенной молассой. Геосинклинальные породы смяты в складки различной сложности, но наиболее интенсивно дислоцированы нижнемеловые отложения, среди которых широко развиты гравитационные образования типа олистостром, микститов и т.п. Палеозойские отложения образуют относительно простые, преимущественно брахиформные структуры с пологим и даже субгоризонтальным залеганием слоев в сводовых частях складок.

В монографии принята рабочая стратиграфическая схема, разработанная в Понтонейской геологосъемочной партии Северо-Камчатской комплексной геологоразведочной экспедиции объединения Камчатгеология, предоставленная нам старшим геологом партии Н.Л. Евглевским (рис. 10).

Из литолого-стратиграфических подразделений, выделенных в этой колонке, изучены те, опорные разрезы которых наиболее достоверно обоснованы фауной и доступны для наблюдения и опробования. Это ордовикские, силурийские, каменноугольные, пермские и нижнемеловые отложения. В стратиграфической колонке выделены и более мелкие подразделения, но поскольку они не имеют принципиальных литологических отличий, мы рассматриваем только хорошо обнаженные свиты нижнего мела, занимающие наибольшую территорию: мялекасынскую, тылакрьлскую, кармаливаямскую и тихореченскую (мялекасынская и тылакрьлская свиты выделяются только в бассейне р. Таловка, за пределами района работ Понтонейской партии и не включены в колонку). В целом для наших целей обоснование возраста толщ удовлетворительное. Однако полный объем некоторых стратиграфических единиц, выделенных только по органическим остаткам в карбонатных фациях (девон, пермь, триас), не установлен и нет

Рис. 10. Сводная литолого-стратиграфическая колонка геосинклинальных образований Таловско-Маинской зоны Корякско-Камчатской области

Условные обозначения см. на рис. 3

Ордовикская		Силурийск.	Девонская	Каменноугольная						Пермская	Меловая								Система	
Средний		Верхний	Нижний	Нижний						Верхний	Нижний				Верхний				Отдел	
Карадокский		Ошгель									Берриасский	Барремский	Аптский	Альбский	Сеноман	Турон-каньяк	Самтонский Кампанский	Ярус		
500	200-500	400	500	720	200	580	490	400	450	400	600	635	485	425	180	470	200	700	Мощность, м	
										Нижнекишчевская подсвита	Верхнекишчевская подсвита	Кармалдакская свита	Нижнептикореченская подсвита	Среднептикореченская подсвита	Верхнептикореченская подсвита	Маметчинская свита	Пензенская свита	Быстрицкая свита	Свита, подсвита	
Раннегеосинклинальный				Позднегеосинклинальный																Комплекс

критериев распознавания соответствующей терригенной части, поэтому эти единицы мы не рассматриваем.

В отличие от других регионов в Таловско-Маинском поднятии не удалось подсчитать количественные соотношения основных типов пород.

Раннегеосинклиальный комплекс

К раннегеосинклиальному комплексу отнесены ордовикские кремнисто-вулканогенные отложения, содержащие горизонты разрозненных тел известняков, а также силурийскую терригенную, существенно глинистую толщу. Ордовикские и силурийские отложения могут соответственно рассматриваться как кремнисто-вулканогенная, близкая к офиолитовой, и аспидная формации раннегеосинклиального этапа. Комплекс тесно связан пространственно с тектонически переработанными массивами гипербазитов и габбро (серпентинитовым меланжем), от которого он отделен зонами дробления.

К ордовикской системе в бассейне р. Харитони относятся слабо метаморфизованные основные эффузивы и диабазы с прослоями яшмовидных кремнистых пород, а также мощные, до 100 м, линзовидные горизонты рифогенных, в равной степени мраморизованных, известняков. Кроме того, присутствуют глинистые сланцы, алевроаргиллиты и псаммитовые туфы основного состава, а также вулканико-миктовые песчаники, очень близкие к туфам. Мощность системы 1000 м.

Силурийская система сложена главным образом сланцеватыми алевроаргиллитами и глинистыми сланцами, иногда имеющими облик кровельных сланцев, среди которых в подчиненном количестве развиты пласты и маломощные, не более первых метров, горизонты песчаников. Мощность системы 400 м.

Суммарная мощность раннегеосинклиального комплекса 1400 м.

Позднегеосинклиальный комплекс

В этом комплексе изучены системы: каменноугольная в бассейне р. Харитони, пермская в бассейне р. Большой Упупкин и нижнемеловой отдел в бассейнах рек Большой Упупкин и Таловка.

Каменноугольная система состоит главным образом из песчаников, образующих с подчиненными алевроаргиллитами различные сочетания, в том числе и флишоидного характера в самом верху ее разреза. Небольшое место занимают псаммитовые туфы среднего состава, развитые в средней части толщи.

Среди песчаников различаются две главные разновидности: кремнекластиты и вулканико-миктовые. Кремнекластиты (рис. 11) слагают нижнюю часть каменноугольного разреза. Они тесно ассоциируются с аналогичными по составу обломочного материала гравелитами и конгломератами — конгломератобрекчиями, образуя либо самостоятельные пласты целиком, либо верхнюю часть пластов более грубообломочных пород с грубо выраженной градиционной слоистостью. Сложены кремнекластиты в основном зернами кремнистых пород хорошей и средней окатанности, преобразованных в крипнокристаллический кварц с реликтами халцедона, который иногда присутствует в виде псевдоморфоз по радиоляриям. В крайнем "чистом" выражении в кремнекластите кварцитовые зерна очень тесно "упакованы", только изредка в промежутках между ними встречаются более мелкие зерна плагиоклазов, кварца, средних и основных эффузивов, а также осколки вулканического стекла.

Наиболее типичны не "чистые", а смешанные кремнекластиты, в которых, кроме зерен кварцитов, составляющих не менее половины общего их числа, остальная обломочная часть представлена кристаллами кварца, плагиоклазов, обломками андезитов, базальтов, редко кератофинов. Значительна — до 10–20% — доля темных, полупрозрачных в шлифах, глинистых пород, насыщенных рассеянным органическим веществом — глинистых кремней, фтанитов, а также вулканического стекла. Учитывая различную окатанность компонентов песчаника, можно предположить, что ведущая, терригенная

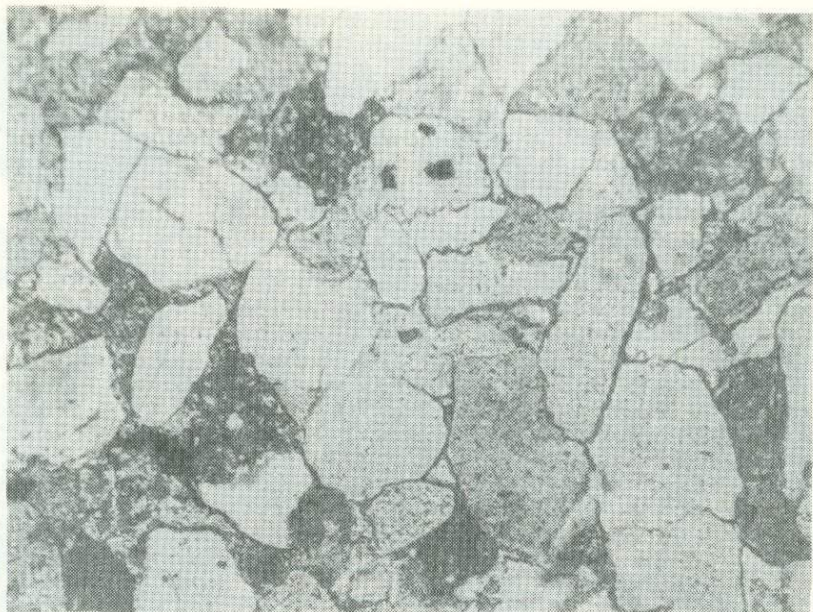


Рис. 11. Кремнекластит из каменноугольных отложений р. Харитони
Увел. 75, николи ||

часть — сравнительно хорошо окатанные кварциты — это продукт размыва кремнисто-вулканогенного комплекса ордовика, а также рифовых известняков ордовика и девона. Слабо окатанная часть представляет собой туфовый и тефровый материал.

В верхней половине нижнекаменноугольного разреза главным типом песчаников являются вулканомиктовые (рис. 12), состоящие почти исключительно из обломков андезитов и базальтов, а также из кристаллов кислого и среднего плагиоклаза. Некоторые вулканомиктовые песчаники состоят из хорошо окатанных округлых зерен вулкаников и их целесообразно отнести к тефроидам, образовавшимся в результате интенсивной переработки и осаждения свежих продуктов извержений вулканов, находящихся вблизи области осадконакопления.

Мощность каменноугольной толщи — 2400 м.

В пермской системе, слагающей узкий тектонический блок, ведущим типом пород остаются песчаники, среди которых преобладают известковые разности и выделяются калькарениты. Важна также роль грубообломочных пород — конгломератов и гравелитов.

Калькарениты — песчаники, состоящие примерно наполовину, а иногда и более из тонко измельченных карбонатных фрагментов, которые, как показало изучение под микроскопом, оказались мелкими столбчатыми кристаллами, составляющими призматический слой известковых раковин (рис. 13). Структурно они расположены более или менее симметрично по отношению к массиву девонских известняков и тесно связаны с более грубообломочными дресвяниками, а также с брекчиями, насыщенными обломками раковин и даже содержащими целые толстостенные их экземпляры. Вероятно, существует ряд: известняк—известняковая брекчия—известняковый песчаник, представляющий собой пририфовую обломочную фацию.

Подчиненное положение занимают алевроаргиллиты. Мощность толщи — 450 м.

В составе нижнемелового отдела мы изучили четыре близкие по составу свиты. Они сложены преимущественно вулканомиктовыми, довольно однородными песчаниками, а алевроаргиллиты составляют не более четверти их мощности. В них широко развиты и бесструктурные образования типа олистостром, прослеживающиеся иногда в естест-



Рис. 12. Вулканомиктовая граувакка из каменноугольных отложений р. Харитония
Увел. 30, николи ||

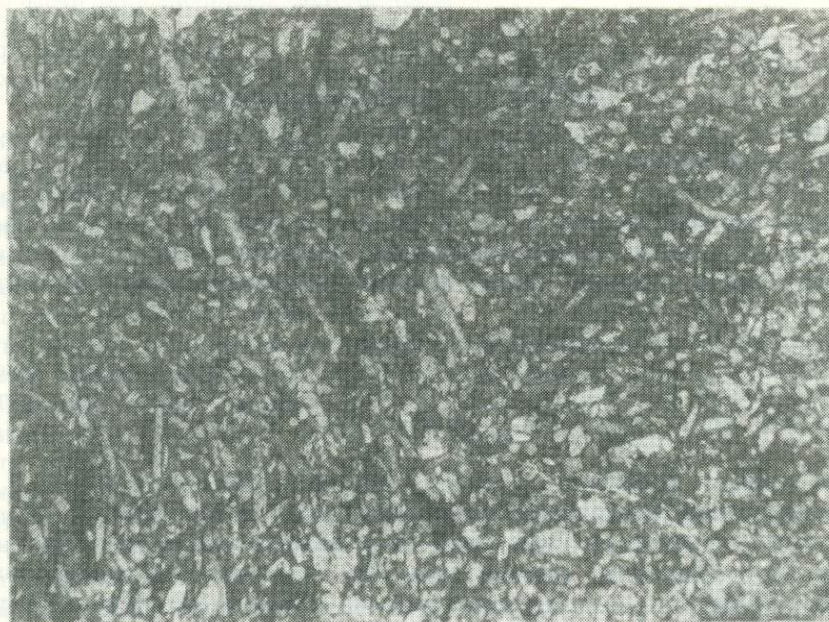


Рис. 13. Калькаренит из пермских отложений руч. Веер, бассейн р. Большой Упупкия
Увел. 75, николи ||

венных обнажениях на сотни метров и представляющие собой хаотическое нагромождение песчаных и глинистых пород в самых разных количественных соотношениях. Мощность отдела — 3200 м.

Мощность позднегеосинклинального комплекса — более 6000 м.

Вулканические породы — андезиты и туфы среднего состава — развиты во всех

толщах. Обычно это маломощные, не более первых метров пласты мощностью до первых десятков процентов. Количественная оценка доли туфов в составе вулканогенно-осадочных толщ сильно затруднена из-за того, что различить туфы от вулканомиктовых песчаников далеко не всегда удастся при полевых исследованиях.

Мощность геосинклинальных образований Таловско-Маинской зоны — 7400 м.

Олюторский прогиб

Олюторский прогиб расположен в юго-восточной части Корякского нагорья и вытянут вдоль побережья Берингова моря полосой северо-восточного направления длиной около 450 км и шириной 80–100 км. Он является северной оконечностью Восточно-Камчатского прогиба, который обычно рассматривается как наложенная структура на мезозойском складчатом основании [43]. В целом эта единая синклиальная структура, осложненная разрозненными небольшими куполообразными поднятиями или горстами, в которых обнажаются наиболее древние отложения прогиба (см. рис. 9). С запада, севера и северо-востока она отделена серией пологих надвигов от верхнемеловых отложений терригенной корякской серии, а на юго-востоке ограничена побережьем Берингова моря. Стратиграфических или структурных несогласий между отложениями прогиба и предполагаемым фундаментом пока не установлено, а учитывая последовательность формаций: офиолитовая, обрамляющая и, вероятно, подстилающая кайнозойские отложения прогиба, кремнисто-вулканогенная, аспидная, флишевая, слагающие нижнюю часть разреза в прогибе, и молассовая — верхнюю его часть, нам представляется более целесообразным рассматривать Олюторский прогиб как унаследованный, преобразовавшийся на последних этапах своего развития в остаточный — предгорный (по отношению к Корякской складчатой системе). Прогиб заполнен формационным рядом, образованным в течение одного крупного седиментационного цикла. Это вполне согласуется с представлениями об едином взаимосвязанном развитии Корякской геосинклиальной системы как целостной структуры от ордовика до кайнозоя [84].

Разрывные нарушения в прогибе многочисленны и, как правило, как мы думаем, они относятся к сбросам; только в восточной его части, в бухте Лаврова, на полуостровах Говена и Олюторском, а также вдоль северного обрамления прогиба можно видеть плоскости надвигов, сопровождающихся интенсивной разнопорядковой складчатостью.

Геосинклинальные вулканогенно-осадочные образования Олюторского прогиба изучались нами на западном и восточном берегу Ильпинского полуострова, в бассейне р. Вывенка и на побережье зал. Корфа, а также в бассейне р. Пахача, на п-ове Говена, побережье Олюторского залива и в бух. Лаврова.

Раннегеосинклинальный комплекс (рис. 14, 15, см. вкл.) включает серии: ватынскую, наиболее близкую по составу к офиолитовой формации, и ачайваямскую, лежащую выше, кремнисто-вулканогенную, объединяющую в различных частях прогиба свиты: хакинскую, атаврапельскую, инетьваямскую и вочвинскую.

Позднегеосинклинальный комплекс включает терригенные песчано-глинистые — аспидную и флишевую — формации, объединенные в ильпинскую серию со свитами: инетьваямской, такетуирской, орийской, ильпинской, а также молассовую формацию: морскую, куда входят алугинская и пахачинская свиты, и континентальную, состоящую из корфской и ветроваямской свит. Моласса тесно связана с флишевой формацией как структурно, так и генетически. Геологический разрез прогиба венчается плато-базальтами, относящимися к апукской свите.

Сведения о возрасте и стратиграфическом положении геосинклинальных литолого-стратиграфических единиц Олюторского прогиба имеют различную степень достоверности. Наиболее детально изучена и охарактеризована органическими остатками молассовая формация (алугинская, пахачинская и корфская свиты). В результате биостратиграфических и геологосъемочных работ последних лет получено много новых данных о положении и возрасте ватынской серии, а также хакинской, инетьваямской и ивты-

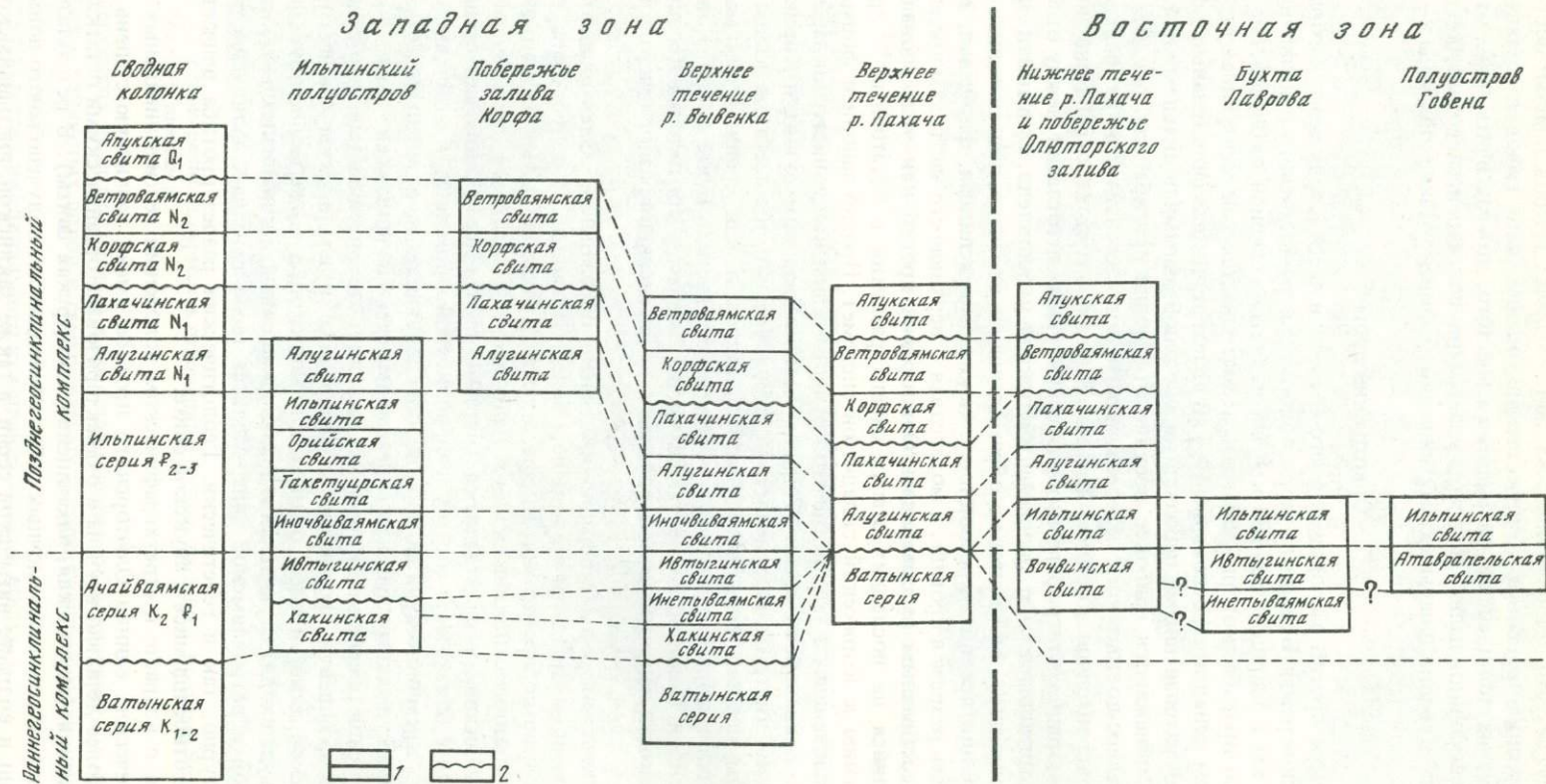


Рис. 14. Схема корреляции литолого-стратиграфических единиц в различных частях Олюторского прогиба
Граница между сериями, свитами: 1 — согласная, 2 — несогласная

гинской свит, изученных в хр. Майны-Какыйнэ и на п-ове Говена. Вместе с тем геологические сведения о вочвинской свите, развитой в бассейне р. Пахача, атаврапельской — на п-ове Говена, инетьваямской — на п-ове Ильпинском и в хр. Майны-Какыйнэ, таке-туирской, орийской, ильпинской и ветроваямской — на полуостровах Ильпинском и Говена малочисленны, неполны, а иногда противоречивы.

Стратиграфия геосинклинальных отложений Олюторского прогиба изложена по результатам наших полевых работ на основе и с учетом опубликованных сведений [2, 22, 34, 36, 38, 41—44, 64, 67, 69—71, 86, 89, 90, 92, 98, 99, 102, 109, 113, 114, 116, 117, 128—130].

Раннегеосинклинальный комплекс

Ватынская серия обрамляет Олюторский прогиб с северо-северо-востока и, вероятно, представляет собой нижнюю часть его складчатого основания. До последнего времени возраст ее считался сантон-кампанским [4, 5, 44] или кампанским [48] главным образом на основании редких находок макрофауны. Детальные биостратиграфические исследования, проведенные В.С. Вишневой, позволили отнести ватынскую серию к альбско-кампанскому времени [16, 17]. Серия сложена спилитами, а также андезитовыми и базальтовыми порфиридами, перемежающимися с туфами, яшмами и кремнистыми породами. Подчиненное значение имеют песчаники, туффиты, алевролиты, гравелиты и конгломераты. Вулканические породы изменены до зеленокаменной стадии.

Для ватынской серии характерна сильная фациальная изменчивость как по вертикали, так и по латерали, а также значительное изменение мощности в различных районах — от 750 м до 4500 м.

С вулканогенно-кремнистым комплексом ватынской серии пространственно связаны многочисленные небольшие габбро-гипербазитовые массивы, образующие прерывистый пояс по северному краю поля ее развития. Характер эффузивов, их тесная связь с кремнистыми породами, интенсивные зеленокаменные изменения, пространственная связь с сильно серпентинизированными гипербазитами позволяют относить ватынскую серию к офиолитовой формации. Мощность серии — 4500 м.

Ачайваямская маастрихт-палеоценовая серия наиболее широко развита в восточной части Олюторского прогиба. Она сложена чередованием туфов среднего и основного состава, туффитов различной размерности, средних и основных эффузивов, алевролитов, песчаников, яшм, кремнистых сланцев и туфокремнистых пород. Мощность серии от 1500 до 4600 м.

В других частях прогиба серия развита значительно меньше, она фациально более изменчива и менее мощна. Как отмечалось выше, в различных местах ачайваямской серии соответствуют свиты: хакинская, инетьваямская, ивтыгинская, атаврапельская и вочвинская (см. рис. 14).

Хакинская вулканогенная свита маастрихтского возраста изучена в верхнем течении р. Вывенка (хр. Майны-Какыйнэ), где расположен ее стратотип, а также на юге Ильпинского полуострова. Свита состоит главным образом из основных и средних эффузивов, их туфов, в меньшей степени ипсилитов, алевролитов, песчаников, аргиллитов. На Ильпинском полуострове верхняя часть свиты сложена кремнистыми породами, песчаниками, гравелитами и конгломератами и может соответствовать лежащей выше инетьваямской свите других районов. Мощность свиты — 1100 м.

Инетываямская туфокремнистая свита (даний) распространена и изучена в хр. Майны-Какыйнэ (верхнее течение р. Вывенка) и в хр. Малиновского на п-ове Говена. Свита представлена конгломератами, туфобрекчиями, гравелитами, в верхней части преобладают алевролиты, туфы, яшмы, кремнистые породы, а в хр. Малиновского появляются маломощные потоки основных эффузивов. Мощность свиты — 175—900 м.

Ивтыгинская кремнисто-вулканогенная свита датско-палеоценового возраста изучалась в ее стратотипе — хр. Майны-Какыйнэ, а также на Ильпинском полуострове и в берегах бух. Лаврова. Ведущая роль в составе свиты принадлежит разнообразным широ-

кластическим породам: туфам, туфо- и лавобрекчиям среднего и основного состава; меньше распространены средние и основные лавы, конгломераты, песчаники и алевролиты. В верхнем течении р. Вывенка увеличивается роль кремнистых и глинистых пород, но исчезают эффузивы. Мощность свиты от 200 м на Ильпинском полуострове до 1600 м в бух. Лаврова.

Фаціальными аналогами ивтыгинской свиты, видимо, являются атаврапельская свита, изученная на западном берегу п-ова Говена и частично вочвинская свита нижнего течения р. Пахача. Атаврапельская существенно туфовая свита (палеоцен?) [102] представлена чередованием туфов основного, среднего и кислого состава, песчаников, алевролитов и аргиллитов, а также редкими горизонтами туфобрекчий и окремненных аргиллитов. Мощность свиты — 1000 м. Вочвинская кремнисто-вулканогенная датско-палеоценовая свита изучена на левобережье р. Пахача. По строению и литологическому составу она довольно уверенно параллелизуется с верхнемеловыми-палеогеновыми отложениями других районов Олюторского прогиба, хотя возраст ее нижней границы неясен: возможно, она соответствует не только ивтыгинской, но и нижележащим хакинской и инетьваямской свитам и тогда нижний возрастной предел ее опустится до маастрихта. В бассейне р. Пахача вочвинская свита представлена туфами, основными и средними лавами, аргиллитами и в подчиненном количестве кремнистыми породами и песчаниками. Мощность свиты — 3000 м.

Общая мощность раннегеосинклинального комплекса — 9100 м.

Позднегеосинклинальный комплекс

Мощная толща терригенных, часто флишевых и глинистых морских эоцен-олигоценых отложений, объединенных в ильпинскую серию, широко развита в южной части изученной территории Олюторского прогиба со стратотипами на полуостровах Ильпинском и Говена и незначительно вдоль северного обрамления прогиба. Максимальная мощность серии вскрывается в береговых обнажениях Ильпинского полуострова и достигает 7000 м.

Серия объединяет иночвиваямскую, такетуирскую, орийскую и собственно ильпинскую свиты, развитые в различных районах прогиба. Иночвиваямская песчано-алевролитовая ранне-среднеэоценовая свита изучена на южной оконечности Ильпинского полуострова и в хр. Майны-Какыйнэ. Свита представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами, иногда флишоидно чередующимися, и содержит редкие прослои туфов. Мощность — 500 м. Такетуирская средне-позднеэоценовая свита хорошо обнажена и изучена вдоль восточного берега Ильпинского полуострова. Свита сложена чередующимися песчаниками и алевроаргиллитами. Чередование в нижней части беспорядочное, флишоидное, преобладают алевроаргиллиты; в верхней части — флишевое с некоторым преобладанием песчаников. Присутствуют редкие горизонты туфов. Песчаные и глинистые породы содержат много конкреций и линз мергелей. Мощность свиты — 1500 м. Орийская флишевая песчано-глинистая свита (ранний-средний олигоцен) обнажается в тех же береговых обрывах Ильпинского полуострова, что и лежащая ниже такетуирская свита. Она состоит из трех толщ, различающихся по соотношению типов пород: в первой и третьей резко преобладают песчаники, а во второй — алевроаргиллиты. В песчаниках многочисленны шаровидные мергельные конкреции. Мощность — 2800 м. Ильпинская вулканогенно-терригенная средне-позднеэоценовая свита изучалась на полуостровах Ильпинском и Говена, а также на берегу бух. Лаврова. Нижняя часть свиты существенно терригенная и представлена чередованием, часто флишевым, песчаников, алевролитов и аргиллитов; довольно много туфов. В алевроаргиллитах часты прослои и конкреции мергелей. В южной части п-ова Говена и в бух. Лаврова нижняя часть свиты представлена монотонной пачкой черных, часто рассланцованных, аргиллитов с редкими конкрециями и прослоями песчаников. Верхняя часть свиты сложена главным образом туфами и туффитами основного и среднего состава. Подчиненное значение имеют пачки песчаников и алевроаргиллитов, иногда флишоидно

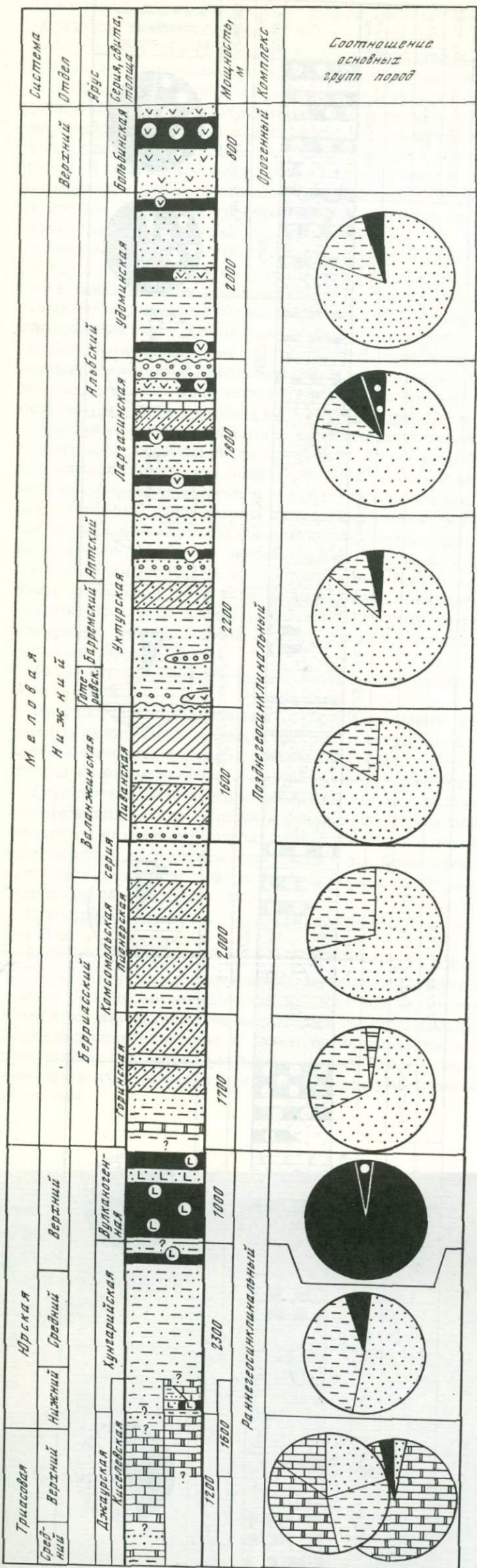


Рис. 8. Сводная литолого-стратиграфическая колонка геосинклинальных образований Северного Сихотэ-Алиня и круговые диаграммы соотношений в них основных групп пород

Условные обозначения см. на рис. 3.

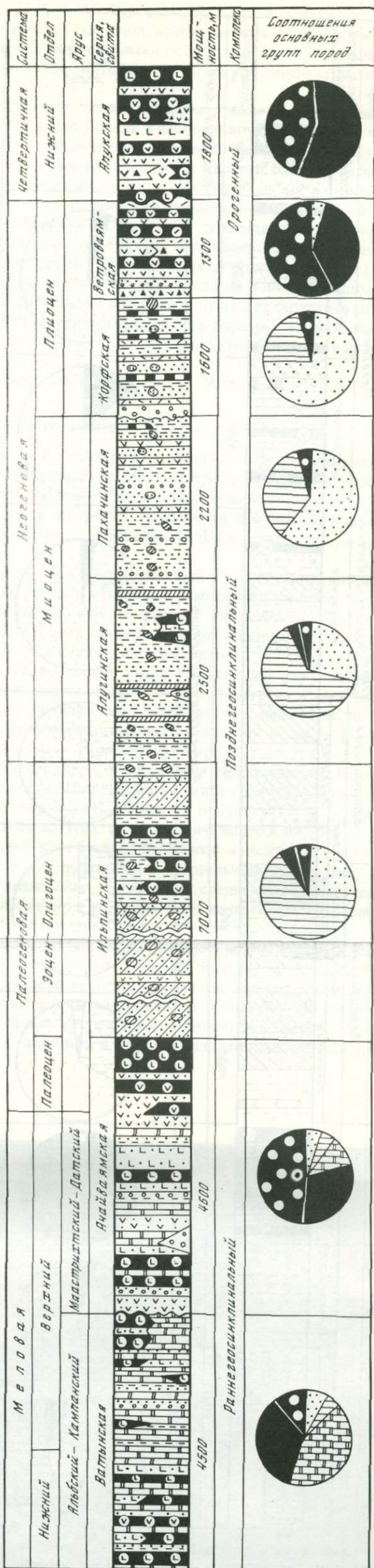


Рис. 15. Сводная литолого-стратиграфическая колонка геосинклинальных образований Олюторского прогиба и круговые диаграммы соотношений в них основных групп пород. Условные обозначения см. на рис. 3.

переслаивающихся. Встречаются редкие, маломощные пласты средних и основных эффузивов. Мощность свиты — 2900 м.

Алугинская нижнемиоценовая свита, относящаяся к морской молассе, широко развита в Олюторском прогибе и изучена в стратотипе на Ильпинском полуострове, на побережье зал. Корфа, в бассейнах рек Вывенка и Пахача. Свита сложена слаболиффицированными алевроаргиллитами с многочисленными линзами и конкрециями мергелей, а также прослоями песчаников, количество которых вверх по разрезу постепенно увеличивается. Довольно мало в составе свиты гравелитов, конгломератов и туфов. В нижнем течении р. Пахача, в верху разреза, среди чередующихся песчаников и алевроаргиллитов обнажается линза мощностью до 400 м существенно вулканогенно-го состава, сложенная туфобрекчиями, основными эффузивами, их туфами, алевролитами и песчаниками. Мощность свиты — 2700 м.

Пахачинская песчано-глинистая средне-верхнемиоценовая свита также относится к морской молассе и развита, как правило, в тех же районах, что и алугинская. В нижней части свита сложена преимущественно слабосцементированными алевроаргиллитами с прослоями и пачками песчаников, гравелитов, конгломератов, а также с множеством линзовидных слоев и конкреций песчаников и мергелей. Верхняя часть свиты значительно более грубообломочна и представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, гравелитами, мелкогалечными конгломератами с многочисленными песчаными конкрециями. Присутствуют также туфы среднего состава. В самом верху свиты появляются тонкие прослои и линзы бурых углей. Мощность свиты — 2200 м.

Корфская свита, относящаяся к раннесреднеплиоценовой континентальной угленосной молассе, изучалась на побережье зал. Корфа и в верховьях рек Вывенка и Пахача. В основании свиты лежит мощный, до 200 м, горизонт мелкогалечных слоистых конгломератов, содержащих прослои и линзы грубозернистых песчаников и гравелитов. Верхней, угленосной части разреза свойственна многокомпонентная цикличность, выраженная в чередовании последовательно сменяющих друг друга грубо- (мощностью 3–25 м) средне- (0,5–10 м) мелкозернистых песчаников (0,3–5 м), алевролитов (0,3–2 м), аргиллитов (0,2–2 м), кислых туфов (0,05–1,5 м), бурых углей (0,03–3,5 м). Внизу угленосной части разреза преобладают песчаные породы, а кверху постепенно увеличивается роль алевроаргиллитов. По всему разрезу рассеяны многочисленные конкреции, конкреционные слои и линзы песчаников и в меньшей мере мергелей. Мощность свиты — 1600 м.

Выше залегает собственно орогенный комплекс, сложенный ветроваямской и апукской свитами.

Вулканогенные образования позднеплиоценовой ветроваямской свиты широко развиты на юго-западе и северо-востоке Олюторского прогиба. В ее строении участвуют андезито-базальты, андезиты, дациты, их туфы и туфобрекчии, иногда песчаники, алевролиты, конгломераты и линзы углистых пород. Мощность свиты — 1300 м.

Туфолововая нижне-среднеплейстоценовая апукская свита, отнесенная к формации платобазальтов, широко развита в восточной и западной частях прогиба, и пространственно тесно связана с ветроваямской свитой. Она лежит почти горизонтально и с резким угловым несогласием перекрывает все более древние дислоцированные отложения. Свита сложена покровами базальтов и андезито-базальтов, их туфами, туфо- и лавобрекчиями. Мощность ее — 1800 м.

Суммарная мощность позднегеосинклиального и орогенного комплексов — 16400 м.

Вулканические породы широко развиты почти во всех толщах Олюторского прогиба (см. рис. 15). Наибольшее количество эффузивов приурочено к раннегеосинклиальному и орогенному комплексам, достигая 30% их объема. В позднегеосинклиальном комплексе лав значительно меньше, их горизонты редки и составляют не более 5%. Пирокластические породы в раннегеосинклиальном и орогенном комплексах распространены еще шире, чем лавы — до 60–70%, а к верхам позднегеосинклиального комплекса их количество, также как и лав, уменьшается до 5% в пахачинской свите.

Состав вулканитов изменяется от базальтового и андезитобазальтового в раннегеосинклинальном комплексе до дацитового в орогенном, а завершают разрез континентальные платобазальты.

ВЫВОДЫ

И в Сихотэ-Алинской складчатой системе и в Корякско-Камчатской складчатой области наши исследования охватили ранне- и позднегеосинклинальные комплексы, составляющие полные геосинклинальные формационные ряды. На Сихотэ-Алине изучены гомологи офиолитовой, аспидной и флишевой формаций, которые и составляют собственно геосинклинальный ряд. В самом верху его, как показано ниже, появляются продукты андезитового вулканизма, увеличивается "граувакковость", заметно упрощаются складчатые дислокации, и эту часть можно считать переходной к орогенным формациям. Этот этап соответствует примерно апту-раннему альбу; в южной части Сихотэ-Алиня он представлен вулканогенно-осадочными образованиями лужкинской свиты. Типичная же континентальная моласса лежит на собственно геосинклинальном комплексе в большинстве случаев резко несогласно, хотя, как будет показано ниже, она тесно с ним связана генетически.

Среди осадочных пород главную массу, особенно в позднегеосинклинальном комплексе, составляют обломочные песчано-глинистые породы. Подчиненную роль и только в раннегеосинклинальном комплексе играют кремнистые и карбонатные породы. Синхронные вулканические образования имеют самостоятельное значение только в верхней части раннегеосинклинального комплекса, где они образуют горизонты лав и подчиненных кластолав, тгалокластитов и туфов, а также в самом верху позднегеосинклинального комплекса, где они проявлены в основном пирокластитами, наиболее широко развитыми на Северном Сихотэ-Алине.

В Корякско-Камчатской области, кроме собственно геосинклинального ряда, формационно сходного с сихотэалинским, изучена и мощная угленосная вулканогенная моласса, которая и структурно, и генетически связана с флишевой формацией, и только самая верхняя, континентальная ее часть лежит резко несогласно на более древних образованиях. Как и на Сихотэ-Алине, среди осадочных пород ведущее место занимают терригенные песчано-глинистые породы, а вулканиты развиты преимущественно в основании и в самом верху геосинклинального разреза.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛАВНЫХ ТИПОВ ПОРОД И ПОРОДНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Как было обосновано во введении, главное внимание уделялось песчаникам и алевролитам, причем в алевролитах изучалась в основном тяжелая фракция. Материалы по составу и условиям образования глинистых, кремнистых и карбонатных пород, а также по микститам использованы как дополнительные.

ПЕСЧАНИКИ И АЛЕВРОЛИТЫ

Чтобы получить наиболее точные и по возможности объективные данные о вещественном составе песчано-алевролитовых пород, мы изучили различные его стороны: порообразующие компоненты, акцессорные обломочные минералы тяжелой фракции (включая и химический состав хромитов-индикаторов источников сноса); минеральный состав (силикатные анализы); распределение микроэлементов.

Ниже освещаются эти параметры вещественного состава, причем каждый из них рассматривается последовательно от фактического материала до его генетической интерпретации в таком же порядке, как и в общей части монографии: от Западного Сихотэ-Алиня до Олюторского прогиба Восточной Камчатки.

Породообразующие компоненты

В геосинклинальных отложениях Бикинской зоны среди песчаников наиболее распространены граувакковые аркозы, меньше — аркозы, полевошпатово-кварцевые, кварцево-полевошпатовые и кварцевые граувакки (рис. 16, а). Только один образец из триасово-позднеюрской толщ, взятый из прослоя песчаников среди основных вулканитов, относится к собственно грауваккам. В целом состав их постоянен, за исключением подавляющей части апт-альбских песчаников, которые отличаются наибольшими содержаниями обломков пород.

Кварца во всех песчаниках от 23 до 55%; наибольшие его количества установлены в валанжинских песчаниках. Среди зерен обломочного кварца по вероятностно-полуколичественной методике, разработанной И.М. Симановичем [103], и с учетом ряда морфологических признаков [56] были выделены три генетические группы кварца: интрузивная, эффузивная и метаморфическая (рис. 16, б).

Наиболее распространен интрузивный кварц — 25–93% от его общего количества. Резко изометричная форма зерен, высокая насыщенность их мельчайшими жидкими или газообразными включениями, а также часто встречаемые включения игольчатого рутила и полевого шпата указывают на гранитоидную природу этой группы кварца. Максимальные количества интрузивного кварца характерны для валанжинских песчаников (табл. 1).

Подчиненное значение имеют кварц кислых эффузивов и метаморфический. Содержание того и другого обычно сильно колеблется. Зерна эффузивного кварца неправильные, как бы оплавленные. Иногда это кристаллы с бипирамидальными гранями. Этот кварц чистый, с редкими включениями вулканического стекла и, как правило, без структурных дефектов. Наибольшее количество эффузивного кварца (до 75%) чаще встречается в берриасских (?) песчаниках. К метаморфическим относятся удлиненные зерна кварца с отношением длины к ширине более двух. В них часты структурные дефекты, большей частью он представлен поликристаллическими зернами с изрезанными "лапчатыми" контурами отдельных кристаллов. Иногда в них присутствуют крупные включения граната, силлиманита, сфена и биотита. Наибольшие количества метаморфического кварца свойственны раннегеосинклинальным песчаникам (см. табл. 1), в которых его содержание иногда достигает 70%.

Кроме указанных генетических групп обломочного кварца, во всех пробах в небольшом количестве — до 3–5% присутствуют хорошо окатанные зерна кварца иногда с остатками регенерационной каемки, которые соответствуют многократно перетолженному кварцу. В апт-альбских песчаниках местами встречается жильный кварц, вероятный источник которого — дислоцированные геосинклинальные толщи [103].

Полевых шпатов в песчаниках Бикинской зоны 5–75%, причем меньше всего их в апт-альбских песчаниках (см. табл. 1). Наиболее распространены плагиоклазы — 40–90% от общего количества полевых шпатов. Они преимущественно кислые: альбит и олигоклаз (до № 20). Кристаллы короткопризматические и таблитчатые, изредка изометричные. В них спорадически развиты чешуйчатые агрегаты хлорита, серицита и карбонаты. В некоторых образцах широко проявлена альбитизация плагиоклазов. Вторичный альбит замещает края зерен, отдельные двойниковые пластины или заполняет трещины. В большинстве песчаников значительная часть обломочных кристаллов кислого плагиоклаза по составу и типоморфным особенностям сходна с порфиоровыми выделениями плагиоклазов в крупных зернах кислых эффузивов, с которыми песчаники встречаются вместе. Основных плагиоклазов немного, и они главным образом присутствуют в раннегеосинклинальных песчаниках, в которых относительно много обломков основных эффузивов.

Содержание калиевых полевых шпатов изредка достигает 60%. Больше всего их в валанжинских и апт-альбских песчаниках. Это преимущественно изометричные зерна ортоклаза, в различной степени пелитизированного; 15–30% от общего количества составляют микропертит и решетчатый микроклин.

Таблица 1
Средние содержания породообразующих компонентов
песчаников Бикинской зоны

Породообразующие компоненты и их характеристика	1 (15)	2 (41)	3 (7)	4 (16)	5 (19)
Породообразующие компоненты в целом:					
Кварц	35	38	33	42	33
Полевые шпаты	40	46	45	36	22
Обломки пород	25	16	22	22	45
Кварц					
Интрузивный	57	54	35	72	62
Эффузивный	17	20	52	15	22
Метаморфический	26	26	13	13	16
Полевые шпаты					
Плагиоклазы	75	72	77	60	63
Калиевые	25	28	23	40	37
Обломки пород					
Осадочных	17	12	15	22	57
Метаморфических	15	21	22	18	13
Изверженных кислых	55	57	50	58	26
Изверженных основных	13	10	13	2	4

Примечание. Породообразующие компоненты в целом (кварц, полевые шпаты и обломки пород) приведены к 100%; 1-5 - толщи: 1 - триасово-позднеюрская, 2 - средние (?) - позднеюрско-раннемеловая, 3 - берриасская (?), 4 - валанжинская, 5 - апт-альбская; в скобках - количество проб.

Количество обломков пород обычно достигает 10-30%, а в апт-альбских песчаниках - 70%. В песчаниках выделено более 20 разновидностей обломков пород, которые объединены в три генетические группы: кислые изверженные породы, средние и основные, осадочные и метаморфические (см. рис. 16, в).

Наиболее распространены обломки кислых изверженных пород - в среднем 50-60%, хотя в апт-альбских песчаниках их количество резко падает (см. табл. 1). Как правило, они хорошо окатаны. Ведущие среди них - микрофельзиты с однородным составом тонкозернистой массы и с точечно-агрегатной поляризацией; они иногда содержат крупные неправильные порфиновые выделения полевого шпата. С микрофельзитами тесно связаны взаимопереходами обломки с микрогранитовой или более раскристаллизованной фельзитовой структурой. Они имеют ясноагрегатное строение с четкими неправильными контурами зерен кварца и полевого шпата. В некоторых песчаниках много обломков с микрогипидиоморфнозернистой структурой, вероятный источник которых субинтрузивные тела или корневые части эффузивов. Они состоят из относительно крупных ксеноморфных зерен полевого шпата и более мелких выделений кварца. Реже и не везде встречаются обломки альбитофинов, аплитов, зерна со сферолитовой и радиально-лучистой структурой. В эту же группу входят обломки гранитоидов, представляющие собой сростки кристаллов кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Их количество редко превышает 5% всех кислых изверженных пород, но в валанжинских песчаниках иногда достигает 20%.

Содержание обломков средних и основных изверженных пород обычно составляет 2-30%, в среднем немного превышая 10%; в валанжинских и апт-альбских песчаниках их меньше. В этой группе присутствуют два типа обломков, различающихся степенью окатанности и составом. К первому типу относятся хорошо- и полуокатанные обломки с пилотакситовой структурой и полнокристаллические породы, состоящие из сближенных идиоморфных кристаллов кислого плагиоклаза, промежуточные меж-

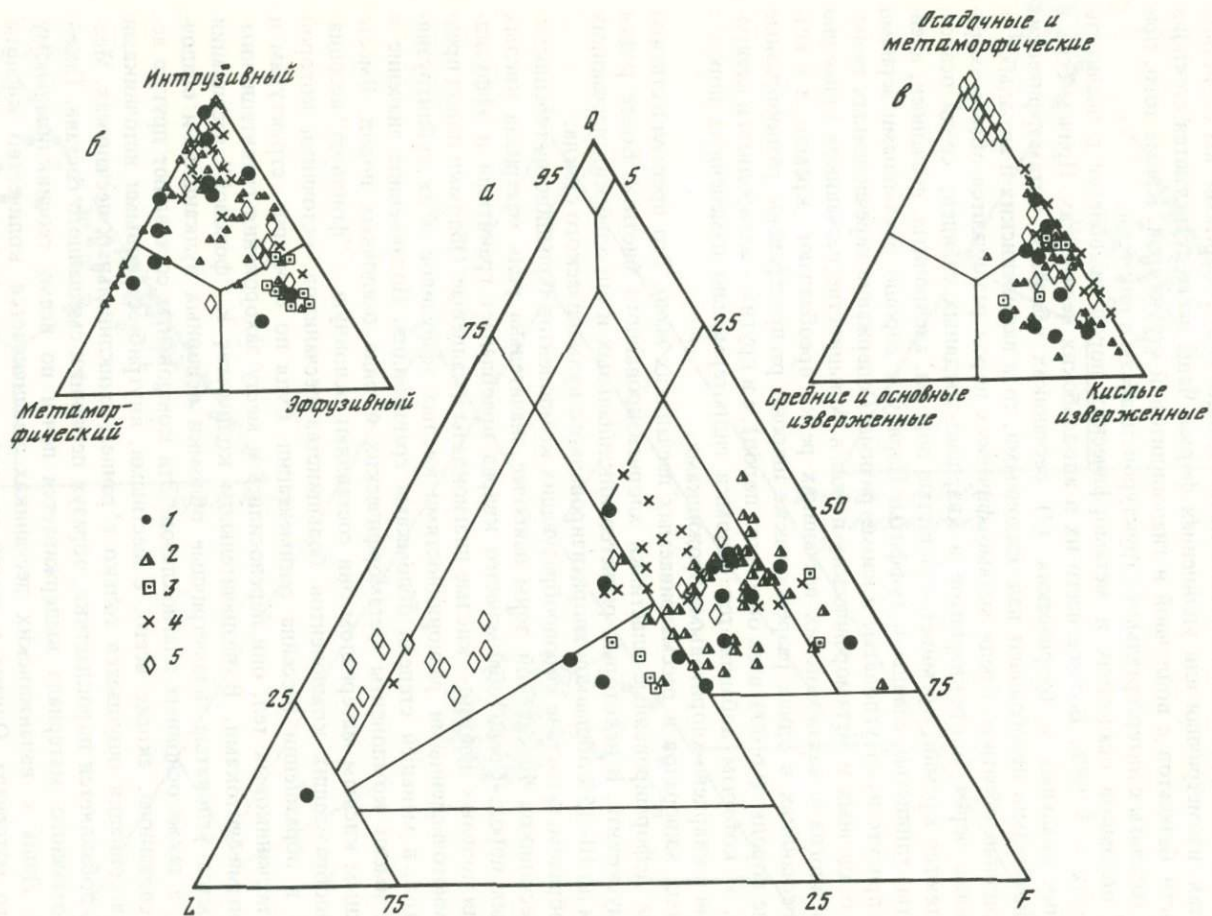


Рис. 16. Породообразующие компоненты песчано-алевритовых пород Бикинской зоны
 а — основной треугольник, б — генетические типы кварца, в — обломки пород. 1—5 — толщи: 1 — триасово-позднеюрская, 2 — средние (%) -позднеюрско-раннемеловая, 3 — берриаская, 4 — валанжинская, 5 — апт-альбская

ду которыми выполнены кварцем и реже хлоритом. По составу эти обломки соответствуют умереннокислым или средним вулканитам и, по-видимому, родственны кислым эффузивам, охарактеризованным выше. Обломки пород первого типа составляют не более 5% всей группы. Обломков второго типа больше, особенно в раннегеосинклинальных песчаниках. Они представлены основными вулканитами, им свойственна угловатая, изометричная или удлинённая форма. Чаще всего встречаются стекловатые разности базальтов с войлочной и гиалопилитовой структурой. Кроме того, присутствуют базальты с интерсертальной структурой, диабазы и пикриты.

Группа обломков осадочных и метаморфических пород колеблется в значительных пределах — 5—98%. Больше всего их в апт-альбских песчаниках. Причем если в раннегеосинклинальных и берриасских (?) песчаниках обломки метаморфических пород незначительно преобладают над осадочными, то в валанжинских и апт-альбских это соотношение обратное. Среди метаморфических пород различаются обычно хорошо окатанные зерна микрокварцитов и кварцево-сланцевых сланцев; среди осадочных выделяются кремни, кремнисто-глинистые породы, алевролиты, песчаники, алевроаргиллиты, глинистые сланцы и туффиты. Наряду с хорошо окатанными зёрнами среди них присутствуют угловатые и изометричные. Содержание перечисленных разновидностей осадочных и метаморфических пород в большинстве песчаников примерно равное, но иногда в валанжинских песчаниках резко преобладают кремни, а в апт-альбских песчаниках в одних разрезах также широко распространены разнообразные кремнистые породы (до 60% всех обломков пород), а в других — алевролиты и алевроаргиллиты, к которым добавляются обломки гидротермально изменённых пород с кварцевыми и кварцево-хлоритовыми прожилками.

Слюдистых минералов в рассматриваемых песчаниках мало. Это преимущественно удлинённые деформированные пластинки хлоритизированного биотита. Более редки чешуйки мусковита. В некоторых раннегеосинклинальных и апт-альбских песчаниках встречается до 10—15% обрывков хлоритизированного вулканического стекла.

Таким образом, в составе породообразующих компонентов большинства геосинклинальных песчаников Бикинской зоны наиболее значительна роль материала кислых изверженных пород. Среди обломочного кварца преобладает гранитный и эффузивный, а среди полевых шпатов — кислые плагиоклазы и калиевые. Обломки пород представлены многочисленными разновидностями кислых эффузивов и их субинтрузивных аналогов, в меньшей степени обломками гранитоидов. Подчинённое значение в песчаниках имеют компоненты метаморфических и ряда осадочных пород. Вместе с изверженным кислым материалом они составляют основную — "фоновую" ассоциацию породообразующих компонентов большинства песчаников, источники которой находились в обрамлении бассейна седиментации. Судя по строению, структурам и текстурным песчаниковых тел, они переносились к месту захоронения гравитационными осадочными потоками. В незначительном количестве к "фоновой" ассоциации примешиваются угловатые, изометричные обломки основных вулканитов и осадочных пород, а также основных плагиоклазов. Эти компоненты составляют другую ассоциацию, связанную, скорее всего, с местными, внутрибассейновыми источниками сноса. Эта ассоциация ощущается только в раннегеосинклинальных песчаниках. Местами к ней добавляется пирокластика, образуя песчаники смешанного состава. Такой состав обломочного материала выдерживается почти по всему геосинклинальному комплексу. Лишь в валанжинских песчаниках увеличивается количество кислого интрузивного материала. Однако в самой верхней апт-альбской части разреза состав песчаников резко меняется, и в некоторых местах основными становятся продукты разрушения осадочных пород, входивших в состав раннегеосинклинальных толщ, выведенных к этому времени на дневную поверхность и, возможно, частично дислоцированных.

В различных свитах ранне- и позднегеосинклинальных комплексов Северного Сихотэ-Алиня песчано-алевролитовые породы характеризуются следующими особенностями (рис. 17).

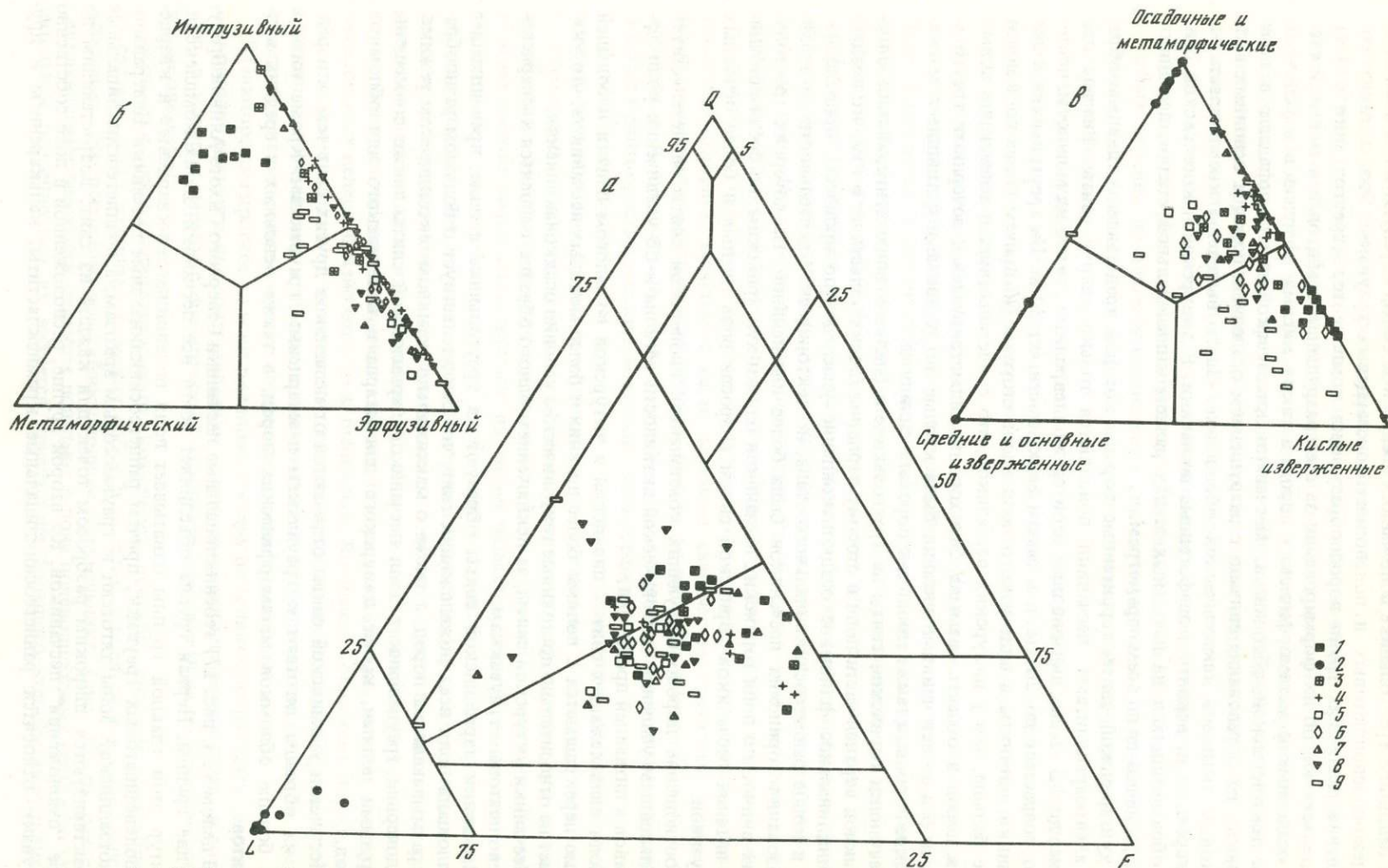


Рис. 17. Породообразующие компоненты песчано-алевритовых пород Северного Сихотэ-Алия

С в и т ы: 1 — джаурская, 2 — киселевская, 3 — хунгарийская, 4 — горинская, 5 — пионерская, 6 — пиванская, 7 — уктурская, 8 — ларгасинская, 9 — удоминская

На основном треугольнике *a* песчаники джаурской свиты образуют локальное поле кварцево-полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых граувакк. Это, а также соотношение различных групп породообразующих компонентов (треугольники *b* и *в*) свидетельствуют об их формировании за счет разрушения гранитов и в меньшей степени осадочных и метаморфических пород, а также кислых эффузивов в условиях вялой тектонической обстановки. Песчаники киселевской свиты попадают в поле граувакк; их образование связано с разрушением осадочных пород и основных вулканитов в активной тектонической обстановке. Здесь выделены кремнекlastиты, калькаренины и, вероятно, эдафогенные песчаники. В джаурской и киселевской свитах, образовавшихся на начальных этапах раннегеосинклинальной стадии, песчаники резко различаются по всем параметрам.

В хунгарийской свите, терригенные породы которой представлены главным образом алевроаргиллитами, песчаники появляются только вверху свиты. Вначале это тонкие, до 1,5–2 см, линзовидные слои среди алевролитов, затем их мощность постепенно возрастает до 20 см, а в самом верху достигает 30 м. На треугольнике *a* эти песчаники вытянуты в виде узкого поля вдоль стороны *QF* причем длина поля почти вдвое больше, чем у джаурских песчаников, что свидетельствует о вовлечении новых типов пород в область размыва. Это хорошо иллюстрируется и дочерними треугольниками *b* и *в*: источниками питания были кислые интрузивные и излившиеся магматические породы, а также глинистые породы и силициты.

Песчаники горинской свиты на треугольнике *a* близки к полю хунгарийских, однако наклон верхней части поля в сторону вершины *L* свидетельствует о том, что позднегеосинклинальное флишевое осадконакопление унаследовало процессы, происходившие в конце раннегеосинклинального этапа, но тектоническая деятельность во время образования горинских песчаников была более интенсивной. На дочерних треугольниках видно, что поля горинских песчаников близки хунгарийским, но среди источников питания песчаников горинской свиты возросла роль кислых и более основных эффузивов.

Соотношение породообразующих компонентов пионерской свиты свидетельствует о дальнейшем усилении тектонической активности региона и об увеличении роли эффузивов в питающей провинции.

Поля вышележащих свит – пиванской и уктурской во многом близки и большей частью перекрываются с полями более древних и более молодых песчаников, что указывает на относительно постоянные тектонические условия осадконакопления.

Песчаники уктурской свиты, за исключением одного образца, относятся к кварцево-полевошпатовым грауваккам.

Песчаники ларгасинской свиты образуют на треугольнике *a* поле, превышающее по площади поля всех нижележащих свит, что свидетельствует о большом разнообразии размываемых пород, а также о максимально активном тектоническом режиме. На дочерних треугольниках поля песчаников ларгасинской свиты также совмещены с другими полями, кроме джаурского для кварца и киселевского для обломков пород.

Песчаники удоминской свиты отличаются от песчаников других свит тем, что редкие их образцы тяготеют к грауваккам и кварцевым грауваккам. Кроме того, в них больше обломков метаморфических пород, а также основных и средних вулканитов.

В целом (см. рис. 17) геосинклинальные песчаники Северного Сихотэ-Алиня образуют две группы. Первая группа объединяет почти все песчаники обоих комплексов. Контур этой главной группы охватывает поля полевошпатово-кварцевых и кварцево-полевошпатовых граувакк, причем раннегеосинклинальные песчаники Центрально-Сихотэалинской зоны тяготеют к граувакковым аркозам, а позднегеосинклинальные характеризуются широким разбросом точек для каждой из свит, возрастающим по мере "омоложения" песчаников. Ко второй группе, расположенной в поле собственно граувакк относятся раннегеосинклинальные кремнекlastиты, калькаренины и дру-

гие лититы — продукты разрушения глинистых пород, филлитов, выделенные только в киселевской свите Амуру-Уссурийской зоны.

Северно-сихотэалинские песчаники сложены обломочными продуктами разрушения гранитно-метаморфической сиалической земной коры, но по сравнению с Западным Сихотэ-Алинем в них больше гранитного и меньше метаморфического вещества. На классификационном треугольнике они занимают крайнее левое положение среди песчаников других районов Сихотэ-Алиня благодаря влиянию автохтонного внутрибассейнового вулканогенного материала основного—среднего состава, "разбавляющего" аллохтонный сиалический гранитно-метаморфический компонент. Наиболее отчетливо этот материал выражен в раннегеосинклинальной киселевской свите, а также в самых верхних позднегеосинклинальных свитах — уктурской, ларгасинской и удоминской, где он становится существенно андезитовым, и уже принадлежит к орогенному вулканизму.

В Амуру-Уссурийской зоне, особенно в окрестностях пос. Киселево, вулканические продукты играли существенную роль на протяжении всей геосинклинальной истории, что доказывается широким развитием здесь лав и пирокластических пород — туфов, туффитов, туфопесчаников.

В раннегеосинклинальном комплексе Таловско-Майнской зоны выделяются два типа песчаных пород. Один из них — это ордовикские тефроиды, в той или иной степени измененные и преобразованные в псаммитовые туфы, которые ассоциируются с кремнистыми породами и спилитами. Другой тип характеризует силурийскую каменноугольную и пермскую системы и представляет собой полимиктовые существенно вулканокластические разности, располагающиеся на классификационном треугольнике во всех полях граувакк, кроме кварцевых, но тяготеют они к типичным грауваккам (рис. 18). Среди породообразующих компонентов этих песчаников, кроме преобладающего фемического—вулканомиктового (плаггиоклазы, обломки андезитов, диабазов, базальтов, среднего и основного вулканического стекла, обильный вторичный хлорит), небольшое место занимают сиалические гранитные элементы — кислые плаггиоклазы, калиевые полевые шпаты, мусковит, а также обломки алевроаргиллитов и алевролитов; кварц нередко с волнистым и мозаичным погасанием, а также криптокристаллический, возможно, метаморфический.

В позднегеосинклинальном комплексе в целом ведущим типом песчаников остаются вулканомиктовые со всеми вариациями, от смешанных в той или иной степени с терригенным, в том числе сиалическим материалом, до тефроидов и туфов, однако преобладает фемический вулканокластический и тефровый компонент. Песчаники обычно состоят почти исключительно из частиц базальтов, андезитов, кристаллов плаггиоклаза, как правило замещенного карбонатом и альбитом, а также вулканического стекла, поэтому они занимают поле собственно граувакк (куда попадают все палеозойские и часть нижнемеловых песчаников) и полевошпатовых граувакк (где расположены только нижнемеловые песчаники). Под микроскопом обнаружилось, что некоторые вулканомиктовые песчаники состоят из хорошо окатанных округлых зерен вулкаников и их целесообразно отнести к тефроидам. Количество обломков пород, таким образом, уменьшается от палеозойских песчаников к нижнемеловым. Кроме вулканомиктовых песчаников, в позднегеосинклинальном комплексе выделяются кремнекласиты и калькарениты, кратко описанные в предыдущем разделе.

В Олюторском прогибе по вещественному составу песчанико-алевроитовых пород целесообразно выделить две зоны: западную — ярко выраженную фемическую, и восточную, в которой наряду с фемическими компонентами заметную роль играют сиалические элементы.

Песчаники раннегеосинклинального комплекса прогиба довольно однообразны по составу, мало различаются между собой и в целом относятся к группе вулканомиктовых. На основном классификационном треугольнике (рис. 19, а) раннегеосинклинальные песчаники целиком попадают в поле полевошпатовых граувакк. Отличительной особенностью их является присутствие большого количества вулканичес-

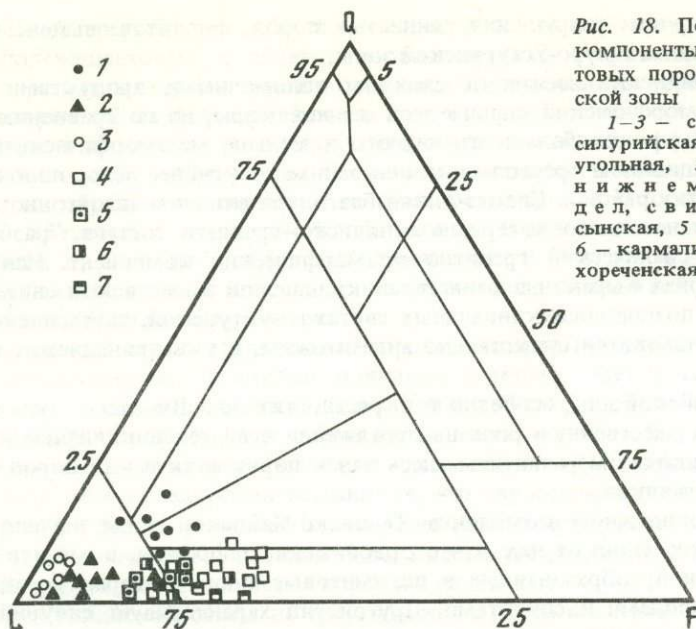


Рис. 18. Породообразующие компоненты песчано-алевритовых пород Таловско-Майнской зоны

1-3 — системы: 1 — силурийская, 2 — каменноугольная, 3 — пермская; нижнемеловой отдел, свиты: 4 — мялекассинская, 5 — тылакрьлская, 6 — кармаливаямская, 7 — тигореченская

кого материала, преобладающая часть которого синхронна осадконакоплению, что доказывается преобладанием в составе песчаников плагиоклазов (до 58% обломков). Присутствие в песчаниках большого количества плагиоклазов, преобладание среди обломков пород основных и средних эффузивов (см. рис. 19, б), а также малые содержания кварца (до 10%) (см. рис. 19, а) и обломков осадочных пород свидетельствуют об интенсивных вулканических процессах на раннегеосинклинальном этапе, о ведущей их роли как источника вещества в системе осадконакопления.

В позднегеосинклинальном комплексе главная роль по-прежнему принадлежит вулканогенной группе песчаников, но они отличаются от раннегеосинклинальных большей примесью кварца (до 17%) и главным образом преобладанием в их составе обломков пород (до 8%), вследствие чего они попадают в поля кварцево-полевошпатовых, полевошпатовых и собственно граувакк (рис. 19, а).

В целом вверх по разрезу увеличивается содержание кварца и обломков пород и возрастает роль продуктов разрушения раннегеосинклинальных комплексов, что могло быть вызвано ослаблением вулканической деятельности к концу позднегеосинклинального этапа. Однако в пахачинское время содержание кварца вновь падает, а количество вулканического материала увеличивается как результат новой фазы вулканизма.

Различие в содержаниях порообразующих компонентов между двумя зонами Олюторского прогиба начинает проявляться с ачайваямского времени. Оно выражается прежде всего содержанием кварца, в среднем большего для Восточной зоны, а также составом обломков пород — в Западной зоне преобладают эффузивы, а в Восточной — кремнистые и терригенные породы. Эти различия объясняются, с одной стороны, большим влиянием вулканических продуктов на осадконакопление в западной зоне, а с другой — более интенсивным поступлением терригенного сиалического материала в восточную зону, хотя и здесь роль процессов вулканизма достаточно заметна.

Кварца в песчаниках Олюторского прогиба от 2 до 17% от общего числа зерен. Наименьшее его количество содержится в ачайваямской серии обеих зон (2-8%), а наибольшее — в ильпинской серии восточной зоны (3-17%). Самый распространенный — эффузивный кварц. Обычно это неправильные, округлые полуокатанные и окатанные чистые зерна почти всегда с волнистым погасанием. Значительно меньше интрузивного, метаморфического и жильного кварца.

Количество полевых шпатов по мере "омоложения" отложений уменьшается от 40–58% в ватынской серии до 18–26% в корфской свите. Это объясняется ослаблением вулканической деятельности с начала позднегеосинклинального этапа, а также процессами "деполевошпатизации" песчаников.

Из полевых шпатов наиболее распространены плагиоклазы, среди которых ведущая роль принадлежит основным, средним и в меньшей степени кислым. Кристаллы плагиоклазов призматические, таблитчатые, часты полисинтетические двойники. Очень широко проявлена альбитизация, часто приводящая к полному замещению плагиоклазов вторичным альбитом. В плагиоклазах обычны включения хлорита, серицита, карбонатов, вулканического стекла.

Калиевые полевые шпаты представлены главным образом ортоклазом, обычно сильно пелитизированным, значительно реже микроклином.

Обломки пород вверх по разрезу занимают все более заметное место, составляя 36–48% от общего количества зерен в ватынской серии, до 66–81% – в корфской. Преобладание в песчаниках обломков пород, особенно на позднегеосинклинальном этапе, – свидетельство активного тектонического режима и сильно расчлененной вулканической области питания, малой "зрелости" исходных пород, слабой переработки больших масс поступающего обломочного материала в процессе транспортировки благодаря коротким путям и времени его переноса от материнских пород до мест захоронения. Роль обломков пород в общем балансе породообразующих компонентов несколько преувеличена из-за общей крупнозернистости песчаников, которая также увеличивается вверх по разрезу.

Среди обломков пород выделены три генетические группы: эффузивы, кремнистые и терригенные (см. рис. 19, б).

Наиболее распространены терригенные породы – в среднем они составляют 40–50% и их больше всего в Восточной зоне. К этой группе относятся алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, песчаники, редко метаморфические породы.

В группу эффузивов, содержание которых сильно колеблется – от 10 до 75%, – входят основные, средние, реже кислые эффузивы и их туфы, вулканическое стекло, а изредка различные интрузивные и субинтрузивные породы. При общей широкой распространенности обломков эффузивов в Олюторских песчаниках наибольшее количество их отмечено в Восточной зоне, а также в раннегеосинклинальном комплексе Западной зоны.

Среди кремнистых пород, содержание которых колеблется от 5 до 50%, выделяют обычно хорошо окатанные, изометричные зерна кремней и кремнисто-глинистых пород. Наибольшее количество кремнистых пород в песчаниках Восточной зоны прогиба.

Таким образом, в составе породообразующих компонентов песчаных пород Олюторского прогиба наибольшая роль принадлежит материалу эффузивных вулканических пород, создающему вместе с обломочным материалом ультраосновных и основных интрузивных пород основной "фемический фон". Подчиненное, но все же важное значение имеют осадочные – терригенные и кремнистые породы, вместе с компонентами метаморфических и кислых интрузивных пород, накладывающие на "фемический фон" определенную "сиалическую" нагрузку, особенно заметную в Восточной зоне прогиба.

Совместное рассмотрение точек на диаграмме кварц–полевые шпаты–обломки пород (рис. 20, $Q - F - L$) показывает направленное изменение состава песчаников. Это выражается в "переходе" песчаников от кварцевых и полевошпатово-кварцевых собственно аркозов в Южном Сихотэ-Алине к аркозам (собственно аркозам и граувакковым) и грауваккам (полевошпатово-кварцевым, кварцево-полевошпатовым и кварцевым) Западного Сихотэ-Алиня, далее к грауваккам (полевошпатово-кварцевым и кварцево-полевошпатовым) Северного Сихотэ-Алиня через граувакки (полевошпатово-кварцевые, кварцево-полевошпатовые, полевошпатовые) Олюторского прогиба к собственно грауваккам Таловско-Маинской зоны. В этом же "литическом" углу

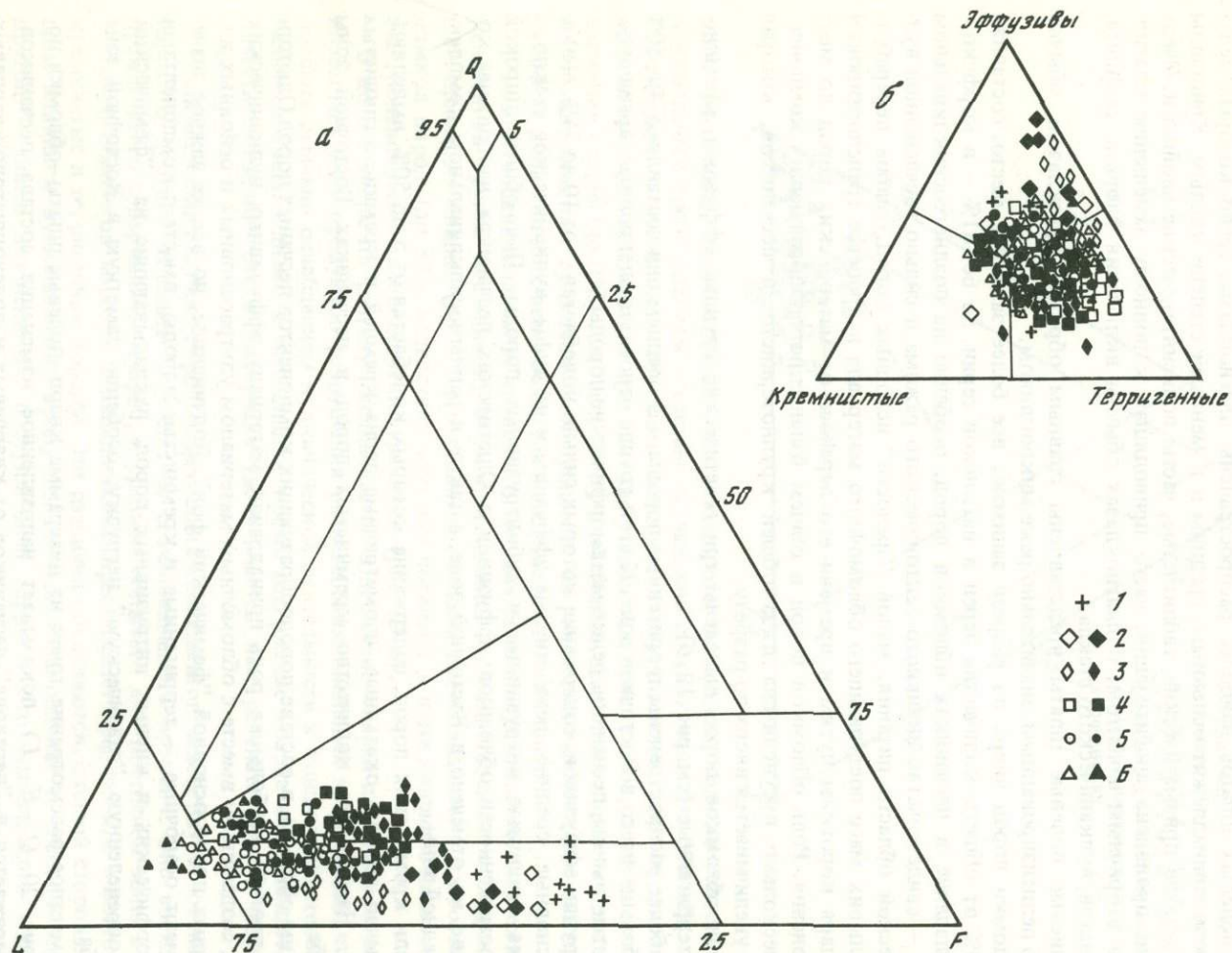


Рис. 19. Породообразующие компоненты песчано-алевритовых пород Олюторской зоны

a – основной треугольник, *б* – обломки пород. С е р и и: 1 – ватынская, 2 – ачайвайямская, 3 – ильпинская; с в и т ы: 4 – алу-гинская, 5 – пахачинская, 6 – корфская; черные значки – Восточная зона, белые – Западная зона

классификационного треугольника находятся и песчаники киселевской свиты, которые представлены кремнекласитами и калькаренитами, сходными с такими же типами пород Таловско-Маинской зоны.

Согласно В.Д. Шутову [138], у вершины треугольника, представленной обломками пород, концентрируются песчаники, возникшие в результате разрушения комплекса эффузивных пород, а если эти собственно вулканогеннообломочные песчаники не "разбавлены" терригенным материалом, то они располагаются вдоль нижней стороны ($L - F$) треугольника, являющейся как бы потенциальным концентратом различного вулканогенного материала. К этим песчаникам (вулканомиктовым), в различной степени "разбавленным" терригенным материалом другого состава, относятся олюторские и таловско-маинские песчаники.

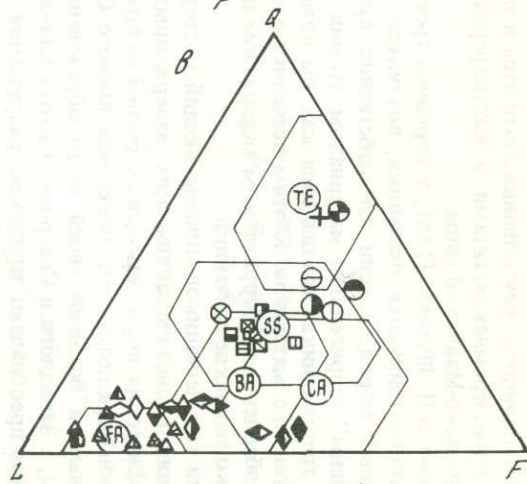
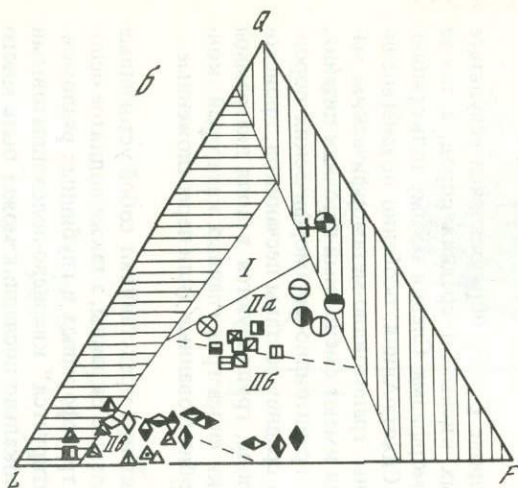
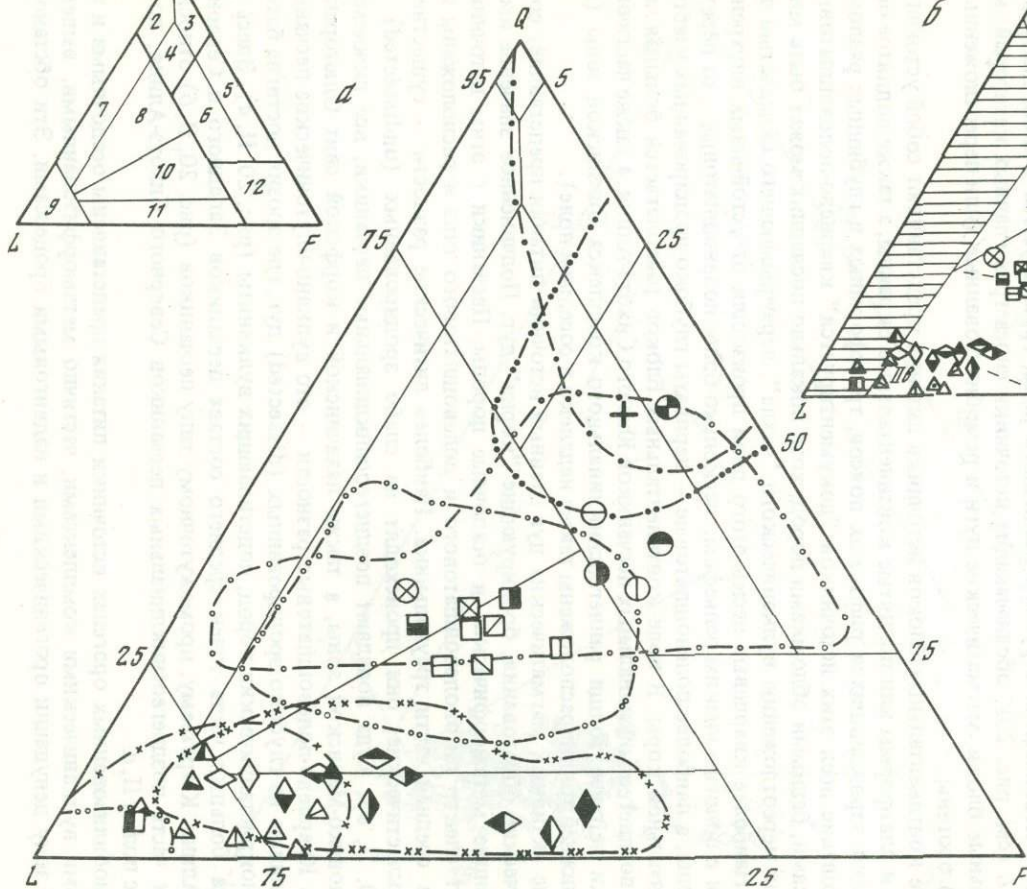
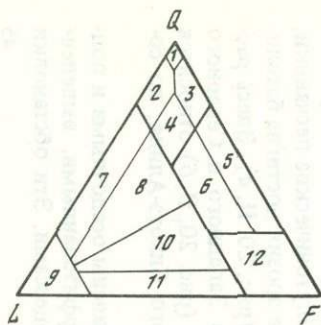
Другой тип песчаников, примыкающий к стороне $Q - F$, образовался в результате разрушения полнокристаллических изверженных кислых и средних пород, а также метаморфических пород высоких степеней метаморфизма. Следуя такому толкованию, мы должны заключить, что песчаники Южного Сихотэ-Алиня, особенно позднегеосинклинальные, в большей своей части образованы гранитоидно-метаморфическим материалом, а Западного и Северного Сихотэ-Алиня имеют смешанный источник питания, в котором преобладают продукты разрушения гранитоидно-метаморфических пород.

В. Дикинсон и К. Сучек [159] показали, что средние составы песчаников, происходящих из тектонических структур различного рода, группируются в поля диаграммы $Q - F - L$ (см. рис. 20), обозначающие источники сноса трех главных категорий: континентальные блоки, магматические дуги и ремобилизованные (или переотложенные — recycled) орогены.

В поле континентальных блоков источники питания представляют собой устойчивые шельфы и платформы или поднятые континентальные окраины, а также поднятое основание вдоль зарождавшихся рифтовых поясов, трансформных и глубинных разломов. Существование всех этих источников "документируется" кварцево-полевошпатовыми песчаниками, бедными обломками пород, хотя локально последних может быть много благодаря переотложению вулканического "чехла", перекрывающего складчатый фундамент. Наиболее кварцевые пески этого поля произошли от устойчивых внутренних кратонов с пологим низким рельефом; несколько более полевошпатовые — от переходной группы, а наиболее полевошпатовые — дериваты глубоко эродированных участков континентальной коры. В поле континентальных блоков располагается большая часть ранне- и позднегеосинклинальных песчаников Южного Сихотэ-Алиня, а также частично — песчаники верхней толщи раннегеосинклинального комплекса Бикинской зоны (песчаники нижней толщи расположены также недалеко в соседнем поле).

В поле активных магматических дуг главный источник питания представляет собой вулканические образования, бронирующие "корни" дуг. Подчиненное значение имеют окружающие метаморфические и осадочные породы. Песчаники с этим источником образуют спектр литополевошпатового и полевошпатового типа и расположены примерно в средней части треугольника. Наиболее литические разности — существенно вулканокластические, они происходят из слабо эродированных (undissected) дуг (рис. 20, II, а), куда попадают позднегеосинклинальные песчаники, все нижнемеловые Таловско-Маинской зоны, а также пахачинской и корфской свит Олюторского прогиба. Кварцево-полевошпатовые разности — это вулканоплутонические песчаники, происходящие из глубоко эродированных (dissected) дуг, где эрозия достигла батолитов полнокристаллических пород, подстилающих вулканы (рис. 20, II, а). Здесь расположена большая часть точек среднего состава песчаников Западного и Северного Сихотэ-Алиня. К третьему, промежуточному типу песчаников (рис. 20, II, б) относятся ранне- и часть позднегеосинклинальных песчаников Северного Сихотэ-Алиня, по соседству с полем II, а.

В ремобилизованных орогенах источники питания представлены осадочными и подчиненными вулканическими комплексами, частично метаморфизованными, выведенными в зону денудации орогеническими и надвиговыми процессами. Эти обстановки



- 1 ● 2 ◐ 3 ⊖ 4 ⊕ 5 ⊗ 6 ⦶ 7 □ 8 ▣ 9 ▤ 10 ▥ 11 ▦ 12 ▧ 13 ▨ 14 ▩ 15 □ 16 ⊕ 17 ⊗ 18 ⊗ 19 ▲ 20
 ▲ 21 ▲ 22 ▲ 23 ▲ 24 ▲ 25 ▲ 26 ▲ 27 ▲ 28 ⊕ 29 ◆ 30 ◆ 31 ◆ 32 ◆ 33 ◆ 34 ◆ 35 ◆ 36 ◆ 37 ◆ 38 ◆ 39 ◆ 40

включают субдукционные комплексы орогенов и тонко чешуйчатые форланды вдоль них, а также вдоль фронтальной части дуг. Песчаники, происходящие из этих обстановок, в общем бедны полевыми штатами, поскольку магматические породы уже не являются первостепенным источником. К этой группе относятся существенно вулканомиктовые раннегеосинклинальные песчаники, а также кремнекласти и калькарениды позднегеосинклинального комплекса Северного Сихотэ-Алиня и Таловско-Маинской зоны. Их расположение вблизи угла *L* во многом объясняется тем, что они — результат размыва эвгеосинклинальных поясов, содержащих радиоляриевые кремни и извествяки.

Исследования вещественного состава, в том числе соотношений породообразующих компонентов, осадков современных морских бассейнов, соседствующих с определенными тектоническими макроструктурами, так же как и анализ древних обстановок, позволяют установить определенную корреляцию между осадками и источниками сноса.

Ж. Мейнард и его соавторы [177] на основании изучения современных песков предлагают классификацию седиментационных бассейнов, изображенную на рис. 20, в, и выделяют две главные группы обстановок осадконакопления — пассивные и активные.

К пассивным обстановкам (рис. 20, в — *TE* — *traying edge*) отнесены внутрикратонные рифты типа восточно-африканских; неудавшиеся или незавершенные (*failed*) рифты или авлакогены и межконтинентальные рифты раннего (Красное море) и позднего (Атлантический океан) развития. В этом поле оказываются только южно-сихотэалинские ранне- и позднегеосинклинальные песчаники и песчаники валанжинской толщи позднегеосинклинального комплекса Бикинской зоны. Довольно близко от поля *TE* расположены и раннегеосинклинальные бикинские песчаники. Состав южно-сихотэалинских песчаников также близко совпадает с составом песков Аденского залива [155, 193], являющегося открытым продолжением красноморского рифта в Индийский океан и представляющего собой бассейн, питающийся исключительно сиалическим континентальным материалом.

Рис. 20. Породообразующие компоненты песчано-алевритовых пород Сихотэ-Алинской системы и Корьякско-Камчатской области

К л а с с и ф и к а ц и о н н ы е т р е у г о л ь н и к и: треугольник слева сверху — значения полей на треугольнике *a* [138]. 1–4 — кварцевые песчаники: 1 — мономиктовые кварцевые, 2 — кремнекластито-кварцевые, 3 — полевошпатово-кварцевые, 4 — мезомиктовые кварцевые; 5, 6 — аркозы: 5 — собственно аркозы, 6 — полевошпатовые аркозы; 7–11 — граувакки: 7 — кварцевые, 8 — полевошпатово-кварцевые, 9 — собственно граувакки, 10 — кварцево-полевошпатовые, 11 — полевошпатовые; 12 — кристаллотуфовые накопления. *б* — по Дикинсону и др. [161] типы источников питания. Вертикальная штриховка — континентальные блоки; горизонтальная штриховка — ремобилизованные орогены; не за штриховано: островные дуги — 1 — смешанные, *IIa* — расчлененные, глубоко эродированные, *IIб* — переходные, *IIв* — нерасчлененные слабо эродированные. *в* — по Мейнарду и др. [177], типы бассейновых обстановок. П а с с и в н ы е о б с т а н о в к и: *TE* (*traying edge*) — интерконтинентальные, интракратонные рифты и авлакогены (*failed rifts*); активные обстановки: *SS* (*strike-slip fault related*) — сопряженные со сдвиговыми дислокациями, *CA* (*continental margin magmatic arcs*) — окраинноконтинентальные магматические дуги; бассейны внутриокеанических магматических дуг: *FA* (*forearc*) — преддуговые, *BA* (*backarc*) — задуговые. *Q* — кварц монокристаллический. 1–35 — средние соотношения *Q-F-L* песчаников. Сихотэ-Алинская система, 1–6 — Западный Сихотэ-Алинь: 1 — общий контур, 2–6 — толщи: 2 — триасово-позднеюрская, 3 — среднепозднеюрско-раннемеловая, 4 — берриасская, 5 — валанжинская, 6 — апт-альбская; 7–16 — Северный Сихотэ-Алинь: 7 — общий контур, 8–16 — свиты: 8 — джаурская, 9 — киселевская, 10 — хунгарийская, 11 — горинская, 12 — пионерская, 13 — пиванская, 14 — уктурская, 15 — ларгасинская, 16 — удоминская; 17, 18 — Южный Сихотэ-Алинь; комплекс: 17 — раннегеосинклинальный, 18 — позднегеосинклинальный. 19–35 — Корьякско-Камчатская область. 19–23 — Таловско-Маинская зона: 19 — общий контур, 20–23 — системы: 20 — ордовикская, 21 — силурийская, 22 — каменноугольная, 23 — пермская, 24–28 — нижнемеловой отдел, свиты: 24 — мялекасынская, 25 — тылакрыльская, 26 — кармаливайская, 27 — тихореченская, 28 — среднее по нижнемеловому отделу; 29–40 — Олюторский прогиб. 29 — общий контур, 30 — ватынская серия. 31–35 — Западная зона, серии: 31 — ачайвайская, 32 — ильпинская, свиты — 33 — алугинская, 34 — пахачинская, 35 — корфская; 36–40 — Восточная зона, серии: 36 — ачайвайская, 37 — ильпинская, свиты: 38 — алугинская, 39 — пахачинская, 40 — корфская

Среди активных обстановок эти же авторы различают бассейны: сопряженные со сдвиговыми дислокациями типа Калифорнийского залива (рис. 20, в, *SS* — strike-slip); в зонах субдукции вблизи окраинно-континентальных дуг (*CA* — continental arcs); расположенные вблизи океанических дуг типа Японских и Алеутских, которые подразделяются на преддуговые (*FA* — forearc) и задуговые (*BA* — backarc) бассейны. На рис. 20, в видно, что среди выделенных типов четко обособляются продукты пассивных окраин (*TE*), содержащие более 40% кварца, и их антипод — пески преддуговых океанических бассейнов (*FA*), сложенные почти полностью фрагментами вулканических пород. Остальные поля (*SS*, *CA* и *BA*) частично перекрывают друг друга и для точной индентификации каждого из них необходима более разносторонняя информация о вещественном составе песков. Наши западно- и северосихотэалинские песчаники не выходят за пределы этих трех полей, но наиболее близки они к среднему значению песков из бассейнов, сопряженных со сдвиговыми дислокациями — *SS* типа Калифорнийского залива. Песчаники Корякско-Камчатской области занимают два поля, обозначающих бассейны, сопряженные с внутриокеаническими островными дугами, а именно: олюторские относятся к задуговым (*BA*), а таловско-маинские — к преддуговым (*FA*), при их частичном взаимном перекрытии.

Из конкретных современных морских осадков раннегеосинклинальный комплекс Западного Сихотэ-Алиня сходен с песками Аденского залива и частично впадины Хонсю Японского моря, а корякско-камчатские в большинстве своем соответствуют большей части песков впадин Хонсю и Филиппинской (ее северо-западной части) [166].

Положение песчаников на основном классификационном треугольнике определяется, по мнению В.Д. Шутова [139], интенсивностью тектонического режима области седиментации, согласно которому сихотэалинские песчаники фиксируют разнообразные режимы платформ и складчатых областей (пассивные обстановки в терминах тектоники плит), а корякско-камчатские — интенсивный тектонический режим в складчатых областях (активные континентальные окраины).

Суммируя интерпретацию пороодообразующих компонентов песчаников Сихотэ-Алиня и Корякско-Камчатской складчатой области мы приходим к следующим палеогеологическим и палеотектоническим выводам.

1. Исходными продуктами, от которых происходят сихотэалинские аркозовые песчаники, являются породы, слагавшие земную кору континентального типа, по минеральному составу соответствовавшую граниту, метаморфическим и осадочным породам кислого состава. Граувакковые песчаники Корякско-Камчатской области произошли в результате разрушения пород основного—среднего состава, главным образом вулканических, при малом участии сиалического материала, подобного сихотэалинскому.

2. Обстановки осадконакопления на Сихотэ-Алине, реконструируемые по пороодообразующим компонентам, могут быть отнесены к бассейнам, сопряженным с активными континентальными окраинами, осложненными крупными разрывными дислокациями, в том числе процессами рифтогенеза при относительно малой роли вулканизма (континентальные вулканические дуги). Корякско-камчатские граувакковые песчаники были связаны с различными вариациями бассейнов, связанных с внутриокеаническими островодужными системами, в которых главным "поставщиком" осадочного фемического материала служили мощные вулканические процессы.

Акцессорные минералы тяжелой фракции

Тяжелая фракция песчано-алевритовых пород изучалась во фракции 0,01–0,25 мм под биноклем и в иммерсионных препаратах под микроскопом. При подсчетах процентных соотношений компонентов учитывались лишь обломочные минералы, а аутигенные исключались с тем, чтобы максимально выявить состав и относительную роль источников питания.

В Западном Сихотэ-Алине содержание тяжелой фракции в песчаниках составляет 0,01–0,6%, в редких пробах достигает 2,7%. Минеральный состав тяжелой фракции почти не меняется по геосинклинальному разрезу (табл. 2; рис. 21, 22).

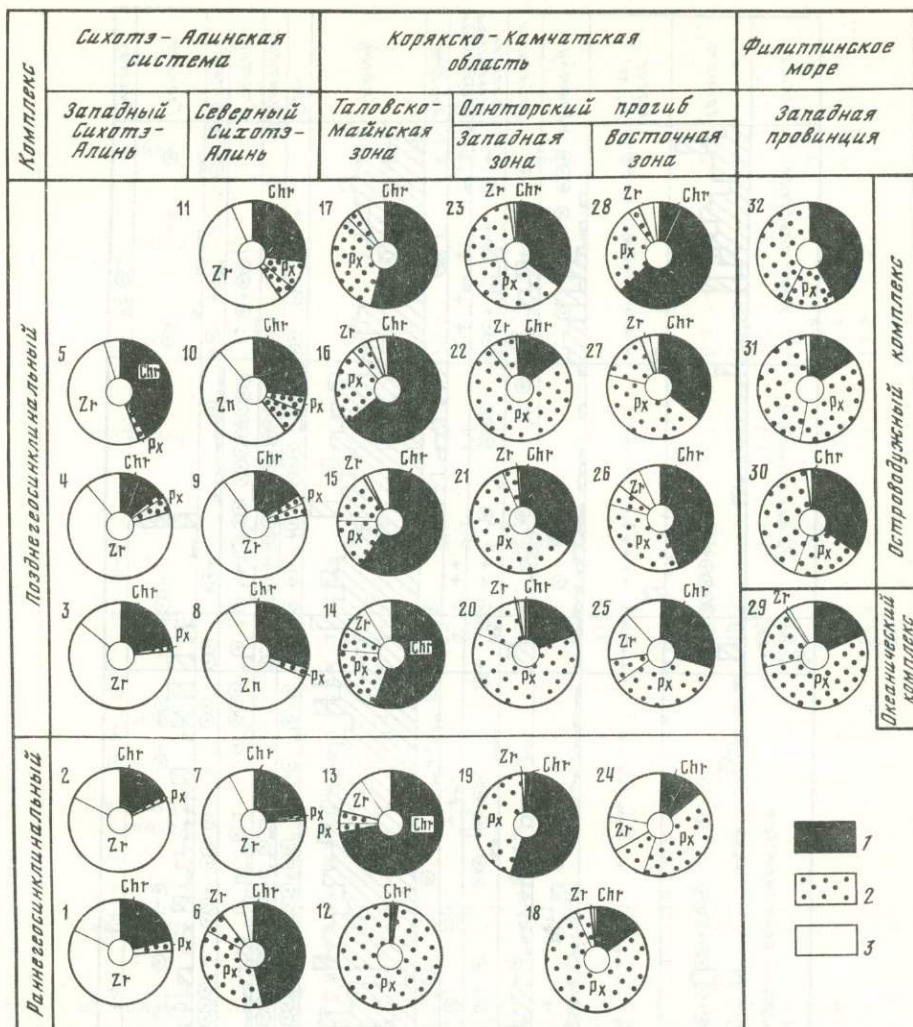


Рис. 21. Минеральный состав тяжелой фракции песчано-алевритовых пород Сихотэ-Алинской системы, Корякско-Камчатской области и Филиппинского моря

Цифры на рисунке: 1–11 – Сихотэ-Алинская система. 1–5 – Западный Сихотэ-Алинь, толщи: 1 – триасово-позднеюрская, 2 – средне (?) -позднеюрско-раннемеловая, 3 – берриасская, 4 – валанжинская, 5 – ап-альбская, 6–11 – Северный Сихотэ-Алинь, свиты: 6 – киселевская, 7 – джаурская и хунгарийская, 8 – горинская, пионерская и пиванская, 9 – уктурская, 10 – ларгасинская, 11 – удоминская; 12–28 – Корякско-Камчатская область. 12–17 – Таловско-Майнская зона, 12–15 – системы: 12 – ордовикская, 13 – сиурирская, 14 – каменноугольная, 15 – пермская, 16, 17 – нижнемеловой отдел, свиты: 16 – мялекасынская, 17 – тихореченская; 18–28 – Олюторский прогиб: 18 – ватынская серия для обеих зон, 19–23 – западная зона, 19–20 – серии: 19 – ачайваямская, 20 – ильпинская; 21–23 – свиты: 21 – алугинская, 22 – пахачинская, 23 – корфская; 24–28 – восточная зона, 24–25 – серии: 24 – ачайваямская, 25 – ильпинская; 26–28 – свиты: 26 – алугинская, 27 – пахачинская, 28 – корфская, 29–32 – Филиппинское море, западная часть, песчаники: 29 – нижнеэоценовые, ст. 446, 30 – среднеэоценовые, ст. 445; 31 – нижнемиоценовые, ст. 445; 32 – верхнеплиоцен-четвертичные глинистые пелагические осадки полигона 2. Условные обозначения, минералы: 1 – фемические: Chr, Mt, Pm, Lks; 2 – переходные: Px, Nb, Ep; 3 – сиалические: Zr, Sph, Tu, Ap, Ru, Ga

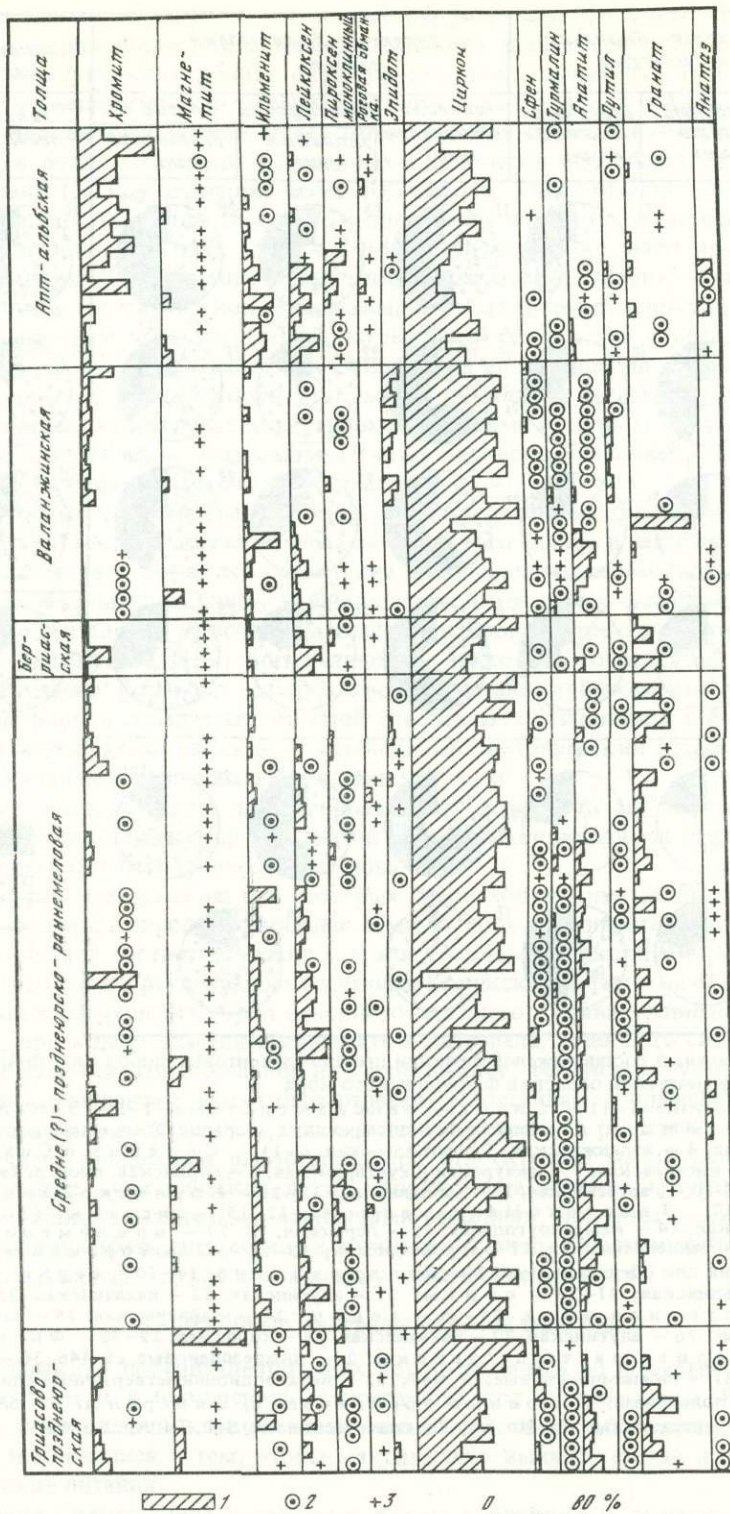


Рис. 22. Гистограмма содержаний минералов тяжелой фракции песчано-алевритовых пород Бикинской зоны

1, 2 - весовые содержания: 1 - больше 2%, 2 - до 2%; 3 - знаки

Таблица 2
 Минеральный состав тяжелой фракции
 песчано-алевритовых пород Бикинской зоны (%)

Номер пробы	Хромит	Магнетит	Ильменит	Лейкоксен	Пироксен моноклин- ный	Роговая обманка	Эпидот	Циркон	Сфен	Турмалин	Апатит	Рутил	Гранат	Анагаз
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Раннегеосинклинальный комплекс														
Триасово-позднеюрская толща														
299/3	15,6	4,5	+	+	0,8	-	-	55	3,4	1,5	17,2	1,2	+	0,8
435/2	8,2	8,6	1,6	6,6	3,3	+	3,3	37,2	3,3	1,6	6,6	0,8	18,1	0,8
441/1	7,4	9,2	-	-	0,6	-	-	62,6	0,6	1,2	9,2	1,8	7,4	-
521/1	+	+	16,6	12,5	0,6	-	-	53	0,7	1,0	10,2	0,3	4,5	0,6
542/2	0,8	+	1,1	1,1	0,6	0,3	-	59	0,3	1,1	5,0	-	30,3	-
544	2,1	4,9	2,0	9,7	2,0	-	-	52,2	9,3	1,1	1,1	-	15,6	-
563	8,5	2,1	1,7	7,7	12,0	+	-	62,0	4,3	-	2,6	-	+	-
754	10,8	+	-	1,4	4,7	0,7	-	72,3	0,7	-	2,7	1,3	4,7	0,7
720	-	+	+	5,0	-	-	-	92,5	2,5	+	-	-	-	+
722/1	-	62,1	1,4	1,5	3,6	-	+	31,4	-	-	-	-	-	-
Среднее по толще	5,3	9,0	2,5	4,6	2,8	0,1	0,3	57,7	2,5	0,8	5,5	0,5	8,1	0,3
Средне (?) -позднеюрско-раннемеловая толща														
502,1	1,8	+	2,9	9,1	7,3	-	-	73,8	1,4	1,1	0,4	0,7	1,5	-
503/1	-	+	14,1	2,1	0,6	-	-	79,2	-	0,6	3,4	+	-	+
512/1	-	+	4,5	23,2	+	+	-	62,7	1,1	1,7	5,7	1,1	-	-
525	-	+	0,6	4,6	0,3	-	+	87,0	0,3	1,9	1,9	-	3,4	-
529/2	0,3	2,3	4,3	8,0	0,3	-	-	65,8	0,5	0,8	14,8	-	2,3	0,6
636/1	-	+	4,0	2,8	+	-	+	68,9	-	0,8	17,5	-	6,0	-
658	2,0	-	7,8	4,4	7,5	-	+	64,4	-	0,7	13,2	-	-	-
657/2	1,0	2,6	9,3	11,0	8,9	-	-	40,2	-	2,1	24,9	-	+	-
661/1	5,7	+	7,4	0,7	3,4	4,4	-	63,8	-	1,7	12,4	0,6	-	-
662/1	1,3	3,7	7,9	2,8	0,2	0,2	-	78,8	-	0,9	5,0	+	+	-

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
663/2	2,0	+	3,3	4,0	11,5	+	-	51,8	0,3	2,0	24,4	-	0,7	-
663/4	3,9	25,9	13,3	18,4	1,3	0,2	-	30,2	0,4	0,6	5,6	-	0,2	-
778/1	1,4	-	2,0	-	-	-	-	95,8	-	0,8	-	-	-	-
812/5	7,0	+	3,4	-	-	-	-	81,1	0,8	0,8	3,5	0,8	-	2,6
826/3	4,2	-	-	-	-	-	-	80,8	4,2	1,7	-	2,5	3,3	3,3
268/3	25,8	+	+	+	4,5	-	-	58,4	-	2,3	6,8	2,2	+	-
271/5	5,5	+	2,8	4,1	3,3	+	0,9	59,3	3,7	3,7	5,6	+	1,8	9,3
274/1	0,7	10,7	3,2	5,4	2,5	0,5	-	56,6	-	0,7	3,0	0,5	16,2	-
250	2,1	17,8	1,4	2,8	1,4	-	-	69,5	-	1,4	3,6	-	+	-
285	+	+	1,6	27,6	0,3	-	-	62,2	-	1,3	4,7	-	2,3	-
334/1	0,3	+	10,3	32,0	0,3	-	1,0	33,7	6,3	0,7	3,3	0,7	10,7	0,7
366	0,3	+	3,9	6,4	-	-	-	84,4	0,3	1,4	2,8	0,5	-	-
366-A	-	-	3,6	12,5	0,3	0,3	-	54,8	0,3	1,3	3,3	0,6	23,0	-
369/1	0,5	+	4,4	18,2	+	-	-	58,6	1,5	4,4	6,4	1,0	4,0	1,0
373/2	43,8	+	9,1	14,1	-	-	1,7	8,1	0,2	1,0	9,8	-	12,2	-
376	1,0	+	5,7	0,8	0,5	-	-	88,5	0,2	0,5	2,5	+	0,3	-
549	0,3	+	2,2	3,3	-	-	-	75,4	0,3	0,6	10,5	-	7,4	-
552	+	-	1,6	8,1	-	-	-	80,1	+	1,3	2,2	-	6,7	+
594	0,6	+	7,4	9,4	-	0,5	-	73,0	0,3	2,0	4,6	1,1	1,1	+
655/13	0,3	-	21,8	6,7	-	-	-	62,5	1,0	1,6	4,2	+	1,9	+
599	1,6	+	7,5	6,2	-	+	-	58,2	0,3	1,6	6,5	0,3	17,8	+
320/1	-	-	-	1,2	1,1	-	1,1	80,5	+	+	13,8	-	2,3	-
665/1	3,3	+	1,3	+	1,3	-	-	71,5	1,3	4,6	2,7	0,7	13,3	-
669	5,3	-	-	+	4,4	-	-	72,1	1,7	1,7	5,3	0,8	8,7	-
671	4,2	+	+	+	+	-	-	83,9	-	3,4	1,7	-	6,8	-
688/2	1,0	+	1,1	7,3	1,1	+	-	83,3	-	+	-	1,0	5,2	-
692/1	-	+	2,9	8,8	-	+	+	82,4	-	-	-	-	5,9	-
692/3	-	-	3,8	7,4	0,7	5,9	-	75,6	0,7	-	-	-	5,9	-
693	0,7	+	2,0	4,0	1,3	+	3,9	67,7	+	-	-	-	20,4	-
699	21,7	+	1,7	1,6	-	-	+	70,9	0,8	-	-	-	1,6	1,7
703	12,8	+	2,1	7,4	2,1	-	+	74,5	-	-	1,1	-	+	-
817/2	8,0	+	-	-	2,5	-	5,9	62,2	2,5	-	7,6	-	10,5	0,8
817/4	2,3	-	4,0	-	-	-	2,9	56,1	0,6	-	1,1	1,2	31,8	-

827/2	5,8	-	2,7	-	-	-	-	88,9	-	-	0,5	0,5	1,6	-
828/1	4,0	-	3,2	-	-	-	1,7	65,3	0,4	-	0,8	-	23,8	0,8
843/2	9,2	+	-	-	1,0	-	-	89,8	-	-	-	-	-	-
Среднее по толще	4,2	1,4	4,3	6,2	1,5	0,3	0,4	68,1	0,7	1,2	5,3	0,4	5,6	0,4
Среднее по комплексу	4,8	5,2	3,4	5,4	2,1	0,2	0,3	62,9	1,6	1,0	5,4	0,5	6,9	0,3

Позднегеосинклинальный комплекс

Берриасская (?) толща

246	2,1	+	2,1	15,2	+	-	-	46,4	-	1,3	8,9	0,4	23,6	-
762/1	23,0	+	-	20,8	-	-	-	52,5	0,5	-	1,1	0,5	1,6	-
765	4,2	+	4,2	8,2	4,2	+	-	62,5	-	-	-	-	16,7	-
791/2	3,4	+	3,4	-	-	-	-	89,8	-	-	-	-	3,4	-
Среднее по толще	8,2	+	2,5	11,1	1,0	+	-	62,8	1,0	0,3	2,5	0,2	11,3	-

Валанжинская толща

566	0,9	+	6,6	14,2	0,6	+	0,3	72,4	0,3	3,1	0,3	-	1,3	-
568/1	0,3	17,4	6,3	5,8	-	-	-	65,5	-	0,8	2,6	+	1,3	-
570	0,3	+	1,0	3,1	+	+	-	84,3	0,2	+	10,7	0,2	+	0,2
570/3	0,3	+	4,8	13,9	+	+	-	69,3	+	+	11,7	-	-	+
572	+	+	6,8	7,2	-	-	-	63,9	-	+	19,0	-	3,1	+
573	-	+	29,2	4,9	-	-	-	58,6	+	0,3	7,0	-	-	-
576/1	-	+	3,0	2,7	-	-	-	38,3	0,2	0,3	1,1	-	54,4	-
577/1	-	+	2,0	1,5	0,3	-	-	94,7	-	+	1,2	-	0,3	-
734/2	11,7	-	-	-	-	-	-	8,5	68,1	-	3,2	2,1	6,4	-
735	6,0	4,8	4,3	-	4,3	-	-	13,6	57,9	1,7	1,7	1,4	4,3	-
735/1	6,5	+	2,9	-	-	-	-	85,6	0,7	0,7	1,4	2,2	-	-
736/1	5,1	-	2,0	-	-	-	-	6,3	79,0	0,6	1,3	1,3	4,4	-
737/2	7,3	+	-	-	0,5	-	-	6,9	79,4	-	0,5	1,0	4,4	-
738/1	10,1	+	-	-	1,1	-	-	10,6	69,8	2,1	0,5	1,6	4,2	-
741/1	8,7	-	5,2	1,3	0,6	-	-	78,7	0,6	0,7	1,3	1,9	-	-
741/2	7,6	-	-	-	-	-	-	12,1	75,8	0,7	-	1,3	2,5	-
741/3	7,0	-	-	1,0	-	-	-	7,6	81,4	0,5	-	0,5	2,0	-
741/4	29,1	-	5,8	-	-	-	-	13,6	46,6	2,9	-	-	2,0	-
Среднее по толще	5,7	1,2	4,4	3,1	0,4	+	4,4	70,5	0,6	0,7	3,6	1,9	3,5	+

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Апт-альбская толща														
445	8,0	9,5	16,2	9,5	+	—	—	51,5	0,3	—	5,0	+	—	+
457	7,1	2,2	19,8	26,2	1,4	—	—	35,5	0,7	1,4	4,3	0,7	0,7	—
458	2,7	+	16,6	3,6	0,9	+	—	73,1	—	0,4	2,2	—	0,5	—
728/3	12,7	+	1,1	9,4	+	—	—	58,0	—	—	0,6	—	6,1	12,1
729	—	6,7	26,7	18,1	3,8	+	—	42,9	0,9	—	+	+	—	0,9
729/1	41,7	+	5,1	8,3	10,9	5,1	—	26,3	—	—	0,6	0,7	—	1,3
729/4	8,2	+	13,4	19,6	3,1	—	1,0	29,9	—	—	1,0	3,1	5,2	15,5
835	26,0	+	8,0	+	28,0	+	+	38,0	—	—	—	—	—	—
835/3	46,0	+	2,0	—	+	—	—	50,0	—	—	—	—	2,0	—
836	27,7	+	3,7	1,9	+	—	—	66,7	—	—	—	—	+	—
836/2	44,2	4,0	1,3	2,5	—	—	—	48,0	+	—	—	—	—	—
838	34,9	+	4,6	—	—	—	—	60,5	—	—	—	—	—	—
838/5	18,1	+	1,0	—	1,9	3,0	—	74,3	—	0,9	—	—	—	—
839/1	34,2	+	1,3	1,3	—	+	—	59,2	—	—	—	1,3	2,7	—
841	37,3	0,6	1,3	2,6	+	+	—	57,6	—	—	—	+	0,6	—
842	68,7	+	—	+	—	—	—	31,3	—	—	—	—	—	—
845/1	23,2	+	+	—	—	—	—	75,8	—	0,5	—	0,5	—	—
Среднее по толще	25,9	1,4	7,2	6,0	2,9	0,5	0,1	51,7	0,1	0,2	0,8	0,4	1,0	1,8
Среднее по комплексу	13,3	0,9	4,7	6,7	1,4	0,3	—	61,7	0,3	0,4	2,3	0,8	5,2	0,6

Примечание. Здесь и далее в таблицах 1–25 приняты общие условные обозначения: + — знаки; — (прочерк) — не обнаружено; Н.о. — не определялось; = — нет сведений (табл. 13 и 24).

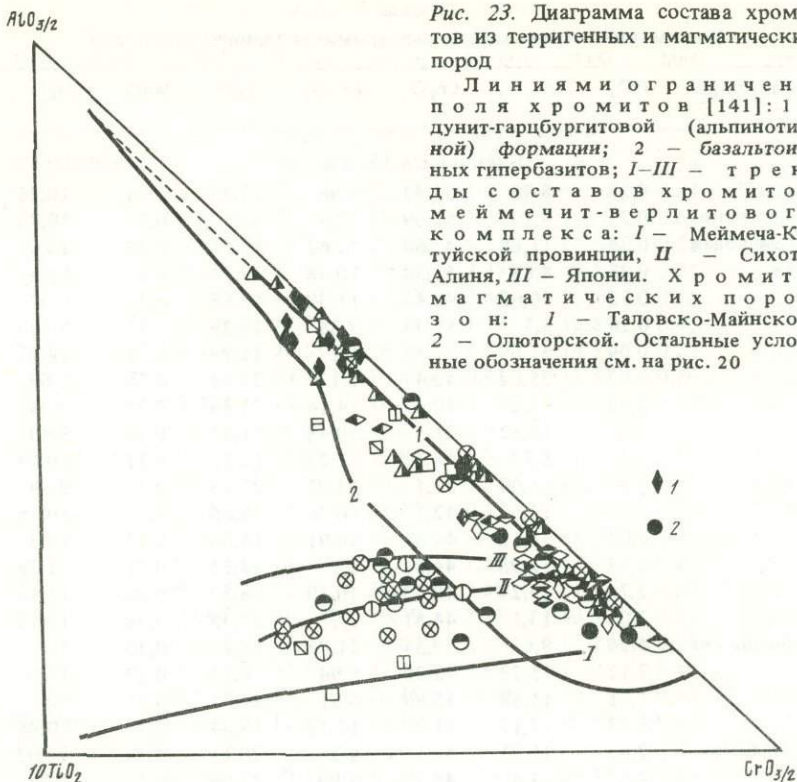


Рис. 23. Диаграмма состава хромитов из терригенных и магматических пород

Линиями ограничены поля хромитов [141]: 1 — дунит-гарцбургитовой (альпинотипной) формации; 2 — базальтоидных гипербазитов; I—III — тренды составов хромитов меймечит-верлитового комплекса: I — Меймеча-Котуйской провинции, II — Сихотэ-Алиня, III — Японии. Хромиты магматических пород зон: 1 — Таловско-Майнской, 2 — Олюторской. Остальные условные обозначения см. на рис. 20

Наиболее распространена сиалическая ассоциация минералов, которая связана с разрушением кислых изверженных и метаморфических пород: циркон, апатит, гранат, сфен, турмалин, рутил. Суммарно они составляют в среднем 56–82% всех аксессуарных минералов. Ведущую роль в этой ассоциации играет циркон, содержание которого в некоторых образцах достигает 95%. Циркон представлен в основном призматическими кристаллами "цирконового" и "гиацинтового" типа — бесцветными или слабоокрашенными умеренноудлиненными кристаллами с коэффициентом удлинения 1,5–2,5, содержащими мелкие, возможно, газово-жидкие включения, а иногда мельчайшие кристаллы циркона. Такими типоморфными особенностями характеризуются цирконы гранитных пород [166], которые обычно составляют 80–85% всех цирконов. В небольшом количестве присутствуют мелкие, игольчатые цирконы с коэффициентом удлинения 4–5 и короткопризматические кристаллы, а также изометричные, оскольчатые и округлые зерна.

Другая, менее распространенная ассоциация, объединяет фемические минералы — хромит, магнетит, ильменит и лейкоксен, связанные с ультраосновными и основными породами, а также моноклинный пироксен, роговую обманку и эпидот, большей частью вулканические. Она составляет 18–44% тяжелой фракции. Ее роль несколько повышена в нижней и особенно верхней части геосинклиального разреза. Наибольшие количества этих минералов в раннегеосинклиальных песчаниках содержатся в смешанных песчаниках и связаны с увеличением роли обломков основных эффузивов. В апт-альбских песчаниках повышено количество хромита: в среднем 25,9%, а в некоторых пробах до 68% (см. рис. 22). Химический анализ хромитов из этой толщи показал, что они большей частью очень близки хромитам раннегеосинклиального меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алиня (табл. 3, 4; рис. 23).

Состав тяжелой фракции песчаников соответствует гранитно-метаморфическому спектру породообразующих компонентов этих пород. Обогащение фемическими ак-

Таблица 3
Химический состав аксессуарных хромитов терригенных пород

Номер пробы	Свита, толща	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма	
Бикинская зона										
373/2	Средне (?) - позднеюрско- раннемеловая	0,28	8,96	52,42	9,96	17,45	0,34	10,26	99,68	
		0,25	9,77	51,09	10,9	17,5	0,3	10,43	100,23	
		0,34	11,89	47,68	11,61	17,51	0,33	10,6	99,96	
661/1	То же	0,25	8,88	51,38	10,48	19,2	0,37	9,05	99,61	
		0,32	10,62	48,42	11,38	19,55	0,33	9,07	99,69	
669	"	0,26	8,3	53,33	9,88	19,29	0,35	9,16	100,56	
		0,04	31,69	37,63	1,1	11,99	0,28	14,27	99,97	
699	"	0,02	25,62	42,47	1,13	22,81	0,38	8,63	100,88	
		3,09	11,29	40,41	14,14	21,59	0,37	9,54	100,42	
		2,41	13,82	41,5	10,48	21,14	0,34	9,49	99,19	
		2,48	8,53	48,42	11,23	19,12	0,31	10,64	100,73	
		4,12	13,06	37,1	13,02	22,78	0,33	9,48	99,9	
812/5	"	3,0	12,62	42,59	10,46	20,65	0,32	10,18	99,83	
		2,02	12,12	44,85	10,91	15,95	0,32	12,35	98,53	
		2,52	12,98	44,31	8,7	18,15	0,31	11,26	98,24	
		2,75	14,24	40,53	10,19	18,57	0,26	11,15	97,69	
		2,0	13,1	44,81	7,9	17,35	0,39	11,12	96,67	
741/4	Валанжинская	4,94	9,63	39,54	11,06	28,7	0,36	5,76	99,99	
		2,12	15,28	43,20	8,94	16,13	0,27	12,69	98,63	
		1,71	11,48	45,86	8,81	24,65	0,37	6,6	99,46	
729/1	Апт-альбская	3,23	12,12	41,7	12,13	19,64	0,3	10,98	100,11	
		2,83	16,21	41,14	9,2	20,11	0,34	11,02	100,84	
		2,52	14,4	41,77	8,99	23,66	0,4	8,08	99,82	
		0,59	18,29	40,95	7,86	26,3	0,48	5,64	100,11	
		4,85	11,3	31,95	20,82	22,33	0,28	10,4	101,94	
835/3	То же	0,08	9,89	55,03	4,53	18,43	0,42	9,1	97,31	
		2,59	9,5	44,51	12,12	18,8	0,34	10,49	98,35	
		0,1	12,24	54,5	3,56	17,17	0,36	10,44	98,39	
		5,23	9,98	32,45	20,63	18,38	0,3	12,55	99,52	
		2,14	13,22	45,23	9,86	15,61	0,24	12,96	99,25	
		3,3	14,91	39,47	11,08	19,82	0,29	11,2	100,07	
838		"	2,27	12,07	46,32	7,08	19,36	0,3	10,09	97,5
			2,67	13,39	42,51	11,77	14,05	0,24	14,21	98,84
841	"	4,85	11,25	38,14	13,42	22,32	0,36	10,31	101,15	
		0,07	16,31	50,57	3,67	12,64	0,37	11,53	98,76	
		3,76	11,98	40,48	12,59	18,55	0,29	11,87	99,52	
		4,04	12,46	40,38	16,62	15,34	0,3	11,09	100,22	
842	"	0,03	21,03	45,04	4,58	15,7	0,29	12,47	99,14	
		3,34	9,62	41,94	13,46	22,2	0,34	9,94	99,94	
		2,8	13,36	42,86	11,78	18,8	0,32	11,72	101,65	
Северный Сихотэ-Алинь										
340	Горинская	0,29	25,55	41,1	3,59	17,71	0,33	12,06	100,63	
		3,85	7,82	48,15	9,71	20,54	0,31	10,49	100,87	
317	Пионерская	1,43	26,6	33,39	6,6	15,55	0,27	13,6	97,44	
355		Уктурская	5,37	10,48	39,0	13,08	21,16	0,33	11,14	100,57
	0,86		21,74	37,0	10,85	21,53	0,3	9,77	102,04	
	0,2		34,12	33,41	3,75	15,96	0,21	14,42	102,06	
502	Ларгасин- ская	0,22	27,14	34,49	6,28	20,08	0,4	10,18	98,8	
383		Удоминская	0,21	20,9	48,39	3,01	16,03	0,36	12,87	101,77
	5,26		5,37	37,48	18,4	28,57	0,43	5,74	101,25	
	0,53		19,87	42,26	9,15	19,42	0,35	10,81	102,39	

Таблица 3 (продолжение)

Номер пробы	Свита, толща	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма
Таловско-Майнская зона									
П-19-Б	Силурийская	0,15	29,52	33,21	5,43	18,54	0,29	11,43	98,57
		0,06	20,32	48,21	1,07	17,55	0,35	11,1	98,66
П-19-Д	То же	0,31	7,9	47,57	12,87	25,65	0,67	4,53	99,5
		0,28	36,99	25,17	6,71	17,54	0,28	13,27	100,24
П-18-Д	"	0,28	33,52	34,36	2,39	15,57	0,25	14,37	100,74
		0,03	10,34	53,33	3,84	22,74	0,46	6,74	99,47
		0,1	11,23	57,61	1,52	16,89	0,41	10,49	98,15
		0,37	30,55	36,79	1,64	14,59	0,27	14,28	98,49
		0,32	29,31	100,98	0,81	15,37	0,26	14,21	101,26
В-16-4	"	0,08	19,97	46,99	3,2	19,52	0,37	10,08	100,21
		0,02	16,2	53,4	1,03	18,8	0,38	10,08	99,91
		0,14	10,87	56,66	5,3	17,06	0,4	11,0	101,43
		0,01	8,91	60,57	0,51	18,72	0,4	8,99	98,11
		0,04	20,85	49,72	0,37	17,73	0,32	11,43	100,43
В-16-2	"	0,03	12,34	57,29	0,91	18,93	0,39	9,49	99,38
		0,00	25,36	42,25	1,36	17,66	0,27	11,51	98,42
В-16-1	"	0,79	21,56	38,5	7,36	21,27	0,39	9,23	99,1
		0,08	31,22	30,79	7,75	13,52	0,21	14,84	98,41
		0,7	21,46	42,89	7,15	13,21	0,26	14,81	100,48
П-16-Б	"	0,12	37,43	29,05	3,49	17,01	0,19	13,85	101,14
		0,8	18,67	36,46	14,45	20,77	0,33	9,66	101,14
		0,22	11,15	49,11	10,1	19,37	0,39	9,11	99,45
П-12-К	Каменно- угольная	0,22	11,15	49,11	10,1	19,37	0,39	9,11	99,45
П-13-Д		То же	0,16	10,35	60,16	1,74	14,85	0,34	12,12
			0,72	26,32	29,86	13,84	18,02	0,25	12,29
Олюторский прогиб									
Восточная зона									
2010	Ачайваам- ская	0,58	24,25	39,27	3,77	15,99	0,33	12,38	96,58
		0,35	10,77	55,9	5,76	16,52	0,36	11,19	100,44
2016	"	0,38	14,71	45,12	8,59	19,64	0,41	9,08	97,93
		0,8	24,12	34,96	5,34	27,23	1,21	5,0	98,65
		0,29	8,29	56,86	5,67	16,91	0,31	10,42	98,75
		0,61	12,15	50,48	8,35	15,47	0,31	12,06	99,43
2031-А	Ильпинская	0,61	12,15	50,48	8,35	15,47	0,31	12,06	99,43
2301		Алугинская	0,21	10,01	54,92	5,41	22,04	0,5	7,45
	0,63		16,29	45,35	7,56	20,4	0,38	9,35	99,97
	0,05		7,44	62,2	1,5	17,78	0,39	9,67	99,03
3285-А	То же	0,33	20,94	45,58	3,21	15,77	0,34	12,17	98,63
		0,45	9,37	42,51	21,37	15,59	0,34	11,88	101,51
3289-А	"	0,28	15,22	48,74	5,56	23,85	0,42	7,0	101,07
		0,17	12,8	53,39	4,09	21,36	0,25	8,36	100,32
		0,6	9,24	46,91	15,41	18,76	0,38	9,85	101,15
3346	То же	0,72	10,55	49,93	9,30	16,85	0,25	12,45	100,05
3321		"	0,62	8,29	47,82	15,43	17,33	0,33	10,57
3247-А	"		0,84	16,57	49,41	3,71	15,78	0,33	13,41
3113		Корфская	0,68	9,58	41,64	19,82	20,39	0,4	8,85
	0,54		12,51	49,3	8,98	13,25	0,28	13,23	98,09
3125	То же	0,12	12,64	54,0	4,1	20,82	0,48	8,52	100,68
		0,56	14,9	49,21	5,07	17,12	0,36	10,97	98,19
		0,21	9,15	56,33	6,43	18,71	0,37	9,68	100,88
		0,46	21,46	42,16	4,51	19,06	0,34	10,38	98,37
3133-А		"	0,69	9,66	50,32	11,73	17,12	0,33	10,85

Таблица 3 (окончание)

Номер пробы	Свита, толща	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма
З а п а д н а я з о н а									
2671	Алугинская	0,18	7,89	53,81	9,45	16,49	0,43	10,46	98,71
2630-А	Корфская	0,25	10,44	55,92	5,76	16,52	0,36	11,19	100,44
2634-В	То же	0,36	9,18	58,01	3,04	15,47	0,28	12,89	99,23
2634-В	"	0,67	16,41	45,90	7,74	16,69	0,25	12,31	99,97
2634-В	"	0,41	11,23	54,86	4,18	17,18	0,32	11,48	99,66

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5A в ДВГИ. Содержания Fe₂O₃ и FeO пересчитаны на стехиометрический состав.

Таблица 4
Химический состав хромитов магматических пород

Номер пробы	Порода, место взятия	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма
Т а л о в с к о - М а й н с к а я з о н а									
17/1	Дунит (?), Ганьчаланский массив, верховья р. Харитони	0,48	30,25	27,44	10,76	19,74	0,32	11,18	100,17
		0,43	30,6	26,39	11,31	17,79	0,6	12,06	99,18
17/2	Гарцбургит (?), там же	0,54	30,06	33,75	3,23	22,39	0,35	9,43	99,75
		0,06	35,81	30,1	1,06	22,95	0,44	9,34	99,77
17,4	Базальт, там же	0,22	32,28	33,13	2,22	21,94	0,37	9,81	99,97
		0,34	29,84	34,27	3,34	23,18	0,36	8,85	100,16
18/2	Дунит (?), Лоинойский массив, бассейн р. Упупкин	0,66	35,37	32,21	0,18	15,66	0,26	14,3	98,64
		0,08	36,08	31,44	0,76	15,64	0,24	13,96	98,21
20/8	То же, Куюльский массив, бассейн р. Таловки	0,09	20,73	45,51	3,74	19,56	0,36	10,12	100,1
		0,11	20,44	44,64	4,9	18,6	0,35	10,63	99,67
		0,02	30,33	34,29	3,57	20,3	0,36	10,41	99,28
		0,05	30,23	35,91	1,85	19,66	0,32	10,78	98,8
О л ю т о р с к а я з о н а									
2251	Габбро, Вывенско-ватинский офиолитовый пояс, верховья р. Вывенка	0,29	7,74	58,65	4,65	18,88	0,39	9,26	99,86
1	Пикрит, там же	0,58	7,00	49,53	13,73	19,06	0,36	9,07	99,33
2	Гипербазит, там же	0,51	12,67	40,94	15,42	22,98	0,6	7,07	100,16

Примечание. Пробы 1 и 2 — материалы А.Г. Грановского.

пессориями самой верхней толщи — свидетельство усиления в это время роли основных пород раннегеосинклинального комплекса как источника сноса. Кроме того, участие в составе апт-альбской толщи туфового материала и средних вулканитов может указывать на то, что в конце позднегеосинклинального этапа усилились вулканические процессы, явившиеся предвестником орогенного позднемелового-кайнозойско-

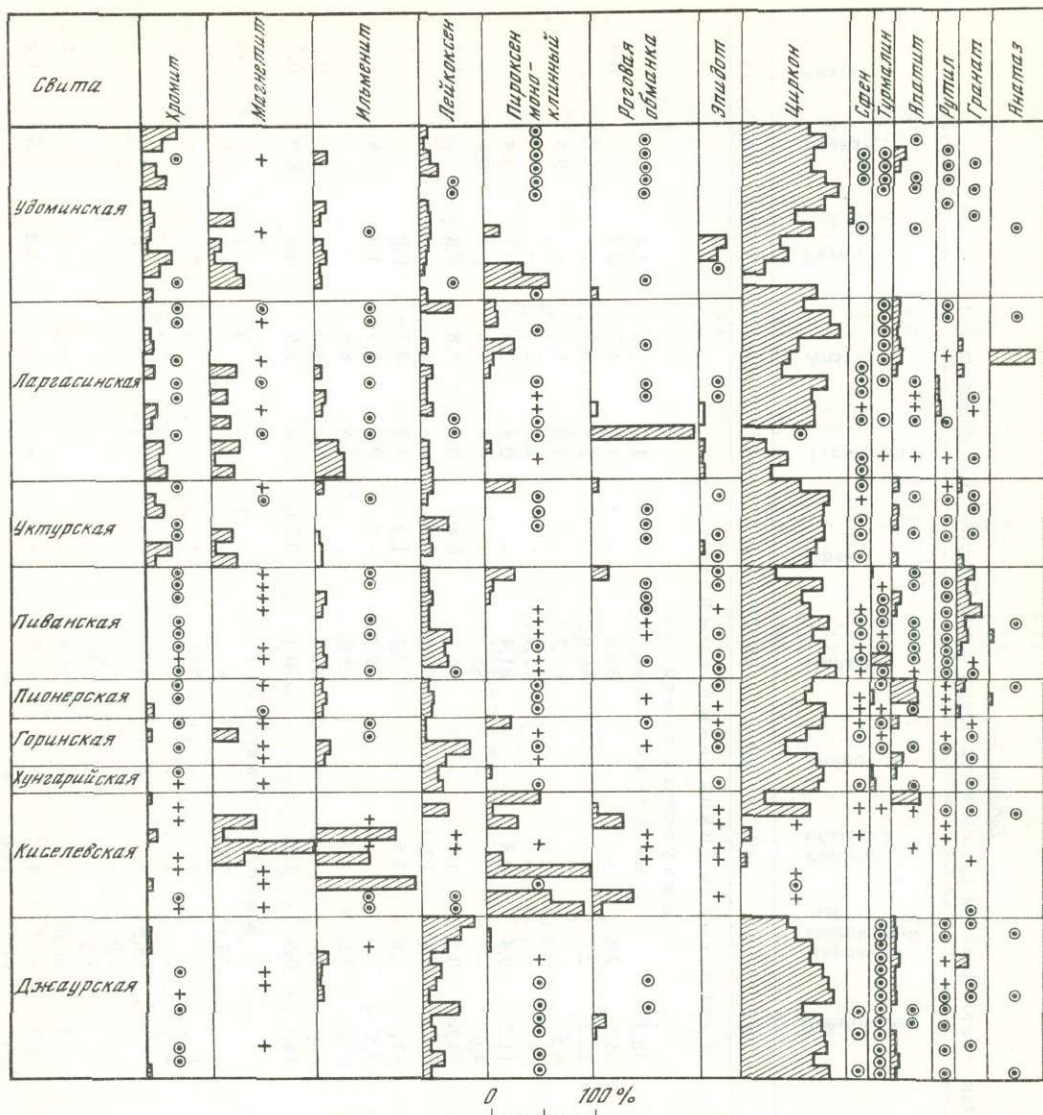


Рис. 24. Гистограмма содержаний минералов тяжелой фракции песчано-алевритовых пород Северного Сихотэ-Алиня

Условные обозначения см. на рис. 22

го вулканизма. Влияние вулканической деятельности на осадконакопление ярко проявлено и в соседней Алчанской зоне Западного Сихотэ-Алиня [118].

Среди песчано-алевритовых пород Северного Сихотэ-Алиня по минеральному составу тяжелой фракции различаются три группы (табл. 5; рис. 21, 24). В первую группу объединяются песчаники джаурской и хунгарийской свит, а также комсомольской серии. В них преобладает цирконовая ассоциация, куда, кроме циркона, входят сфен, турмалин, апатит, рутил, гранат и анатаз. Вторая группа сложена песчаниками киселевской свиты, характеризующимися пестрым минеральным составом, происходящими главным образом из основных вулкано-плутонических комплексов. Третью, переходящую, группу образуют уктурские, ларгасинские и удоминские песчаники. В этой группе при ведущей роли минералов цирконовой ассоциации по сравнению с первой группой рез-

Таблица 5
 Минеральный состав тяжелой фракции песчано-алевритовых пород Северного Сихотэ-Алиня (%)

Номер пробы	Хромит	Магнетит	Ильменит	Лейкоксен	Пироксен моноклин- ный	Роговая обманка	Эпидот	Циркон	Сфец	Турмалин	Апатит	Рутил	Гранат	Анастаз
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Раннегеосинклинальный комплекс														
Джаурская свита														
439	-	-	-	48,3	-	-	-	44,7	-	1,7	2,6	1,8	0,9	-
440	3,1	-	-	35,5	2,6	-	-	50,8	-	1,5	4,7	0,9	-	0,9
445	3,3	-	0,02	22,2	2,1	-	-	66,9	-	2,1	3,3	-	-	-
447	-	-	9,5	6,5	+	-	-	67,3	-	1,0	6,0	+	9,5	-
448	0,8	+	3,0	16,7	-	-	-	75,7	+	1,5	2,3	-	-	-
449	-	+	2,1	11,2	0,4	0,8	-	81,4	-	0,8	2,9	+	0,4	-
451	+	-	4,6	4,6	-	-	-	85,1	-	0,4	4,6	0,4	0,4	-
452	2,1	-	-	34,6	0,8	1,7	-	56,9	0,4	0,4	0,8	0,8	-	1,3
453	-	-	-	9,1	1,1	12,0	-	76,1	-	0,5	1,1	-	-	-
454	-	-	-	11,1	1,8	2,5	-	77,1	1,2	1,2	4,1	0,9	-	-
456	0,3	+	5,4	7,5	-	-	-	79,8	-	0,9	3,9	1,5	0,6	-
457	0,9	-	-	19,8	2,6	-	-	68,7	-	1,4	6,6	-	-	-
458	2,7	-	-	8,0	0,6	-	-	82,5	0,9	0,3	4,0	0,6	-	0,3
Среднее по свите	1,0	+	1,9	18,1	0,9	1,3	-	70,3	0,20	1,0	3,6	0,5	0,9	0,2
Киселевская свита														
110	+	43,04	+	-	28,5	28,5	+	+	-	-	-	+	-	-
111	8,6	9,63	73,1	+	-	+	-	8,6	+	-	-	+	-	-
119	-	99,99	+	+	+	+	+	-	-	-	+	-	-	-
126	+	30,84	49,4	-	15,8	+	+	3,9	-	-	-	-	-	-
130	+	+	+	-	1,0	-	-	+	-	-	-	-	+	-
142	3,0	+	93,7	-	1,5	-	-	1,9	-	-	-	-	-	-
215	3,3	-	-	-	50,0	-	-	20,0	-	-	26,7	-	-	-
216	+	-	-	25,3	5,7	4,1	+	62,9	+	+	+	0,8	0,4	0,8
421	0,33	-	0,6	2,3	59,7	37,0	+	+	-	-	-	-	-	-
422	+	+	0,3	0,3	91,0	8,1	-	-	-	-	-	-	0,3	-
Среднее по свите	1,2	18,45	21,8	2,8	35,3	7,8	+	9,8	+	+	2,67	0,1	0,1	0,1
Хунгарийская свита														
243	+	+	-	17,4	1,9	-	0,12	72,3	1,0	4,47	2,2	0,2	0,33	0,09
261	0,89	-	-	13,4	3,6	-	-	75,0	-	2,68	4,3	-	-	-
Среднее по свите	0,44	+	-	15,4	2,7	-	0,1	73,7	0,50	3,6	3,3	0,1	0,16	0,05
Среднее по комплексу	0,9	6,1	7,9	12,1	13,0	3,0	+	51,3	0,2	1,5	3,2	0,2	0,38	0,1
Позднегеосинклинальный комплекс														
Горинская свита														
340	1,6	+	0,3	2,3	12,6	0,7	+	75,7	+	0,6	6,1	-	+	-
344	4,4	26,3	1,4	2,9	+	-	2,2	60,0	1,4	+	-	+	1,45	-
345	0,4	+	11,5	43,9	0,8	+	0,4	39,5	-	1,6	1,2	0,7	-	-
338	-	+	7,0	10,5	+	-	-	70,2	-	-	10,5	-	1,75	-
Среднее по свите	1,6	6,6	5,1	14,9	3,3	0,2	0,6	61,3	0,4	0,5	4,5	0,2	0,80	-
Пионерская свита														
313	0,8	+	5,0	5,7	1,5	-	0,4	63,6	-	1,5	12,3	+	7,66	1,5
317	1,0	-	7,7	10,0	1,0	+	-	59,9	+	4,5	13,8	+	-	2,1
318	3,0	0,02	4,6	7,6	1,5	-	+	78,7	+	+	1,5	+	3,04	-
Среднее по свите	1,6	+	5,7	7,8	1,4	+	0,1	67,4	+	2,0	9,2	+	3,57	1,2
Пиванская свита														
301	1,3	+	0,9	4,8	26,7	13,9	0,7	29,8	-	2,5	2,6	-	16,78	-
305	0,3	+	2,0	4,4	4,7	1,7	1,7	73,7	-	+	0,7	1,3	9,43	-
306	0,4	+	7,0	8,2	2,9	1,6	-	55,7	-	1,6	8,6	1,2	12,70	-
307-A	-	+	3,7	4,3	+	0,3	+	62,7	+	0,6	4,3	1,8	22,34	-
308	0,5	-	1,8	4,4	+	+	-	80,3	0,5	0,8	1,6	1,0	7,53	1,6
319	1,0	-	1,7	15,7	+	+	0,3	65,9	0,3	+	1,0	1,0	10,37	2,7
322	0,3	+	5,0	10,2	0,3	-	-	75,9	+	0,3	1,6	1,6	4,62	-
325	+	+	7,5	11,7	+	0,3	0,6	72,6	0,3	11,9	1,6	2,8	+	-
332	2,7	-	1,1	0,03	+	-	2,7	88,8	+	1,1	+	2,1	1,60	-
Среднее по свите	0,7	+	3,4	7,1	3,8	2,0	0,7	66,3	0,1	2,1	2,4	1,4	9,48	0,5
Уктурская свита														
284	1,2	+	6,1	7,7	14,7	4,1	-	53,9	0,8	1,2	6,5	+	3,67	-
355	5,3	1,5	1,5	3,2	1,5	-	2,2	79,4	+	+	1,5	2,3	1,52	-
357	16,3	-	-	-	1,4	0,7	-	74,8	-	-	5,4	-	1,36	-
358	1,5	-	-	13,7	1,2	0,8	-	74,7	1,2	0,8	4,7	1,5	-	-
399	1,1	10,7	2,1	5,4	-	0,5	0,5	76,4	0,5	-	0,5	1,1	1,07	-

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
403	11,5	3,84	3,8	7,7	—	—	3,8	69,3	—	—	—	—	—	—
408	5,4	12,8	3,4	—	—	—	2,0	64,2	1,3	—	6,1	—	4,7	—
Среднее по свите	6,7	4,1	2,4	5,4	2,7	0,9	1,2	70,4	0,5	0,3	3,5	0,7	1,8	—
Ларгасинская свита														
352	1,4	2,3	2,1	29,9	8,8	—	—	49,0	—	0,9	5,1	0,5	—	—
358	0,6	+	0,9	—	10,1	—	—	81,3	—	0,3	3,7	1,5	—	1,5
364	3,4	—	—	—	0,8	—	—	90,6	—	2,1	3,0	—	—	—
365	4,6	—	—	4,6	25,8	2,0	—	51,7	—	2,0	6,7	—	2,6	—
390	0,9	+	0,6	—	7,4	—	—	43,7	—	0,6	6,6	+	—	40,1
426	8,1	25,8	3,2	9,7	3,2	—	—	38,8	1,6	—	4,8	—	4,8	—
427	0,8	1,6	1,6	4,7	1,6	0,8	0,2	80,2	2,5	0,8	1,6	3,3	—	—
428	1,8	15,9	5,3	4,4	+	1,8	0,2	65,5	0,8	—	+	2,6	1,8	—
429	10,4	+	4,2	9,4	+	3,1	2,1	67,7	+	—	+	3,1	+	—
502	4,2	17,7	1,6	2,6	0,5	—	2,1	68,3	0,5	0,5	0,5	1,6	—	—
505	0,1	1,5	0,5	0,9	0,4	96,5	—	0,02	—	—	—	—	—	—
511	17,9	25,8	20,1	5,0	3,6	—	3,9	23,7	—	—	—	—	—	—
512	16,3	3,8	26,6	4,9	+	—	2,2	42,9	1,6	+	+	+	1,6	—
513	18,9	22,6	26,4	7,5	—	—	3,8	15,1	1,9	—	3,8	—	—	—
Среднее по свите	6,4	8,4	6,7	6,0	4,4	7,4	1,0	51,3	0,6	0,5	2,6	0,9	0,8	3,0
Удоминская свита														
269	30,7	—	—	5,3	2,3	—	—	61,6	—	—	—	—	—	—
274	15,7	—	—	2,9	1,5	1,7	—	77,6	—	—	0,6	—	—	—
278	0,3	+	10,1	9,3	0,8	1,3	—	64,2	0,3	0,3	11,4	2,1	—	—
370	10,6	—	—	15,1	1,1	1,4	—	61,1	1,4	1,1	5,7	0,7	1,1	—
371	20,6	—	—	0,5	0,2	—	—	75,9	0,3	0,5	1,1	0,8	—	—
378	—	—	—	2,5	3,4	1,3	—	89,4	—	1,7	1,3	—	0,4	—
378-A	4,8	—	9,5	7,1	—	—	—	76,2	—	—	—	2,4	—	—
379	8,7	23,9	4,3	8,7	—	—	—	47,8	4,3	—	—	—	2,2	—
383	8,4	+	2,8	8,4	11,9	—	—	65,0	0,7	—	2,1	—	—	0,7
516	6,4	12,8	8,5	6,4	—	—	23,4	34,1	4,2	2,1	2,1	—	—	—
519	25,9	3,0	9,9	3,05	—	—	14,5	42,0	—	—	—	1,5	—	—
526	14,1	26,4	4,2	1,17	33,2	—	1,4	19,3	—	—	—	—	—	—
528	2,4	31,7	4,6	—	58,5	2,4	—	—	—	—	—	—	—	—
532	6,6	—	—	5,33	2,6	4,4	—	69,1	—	2,6	3,9	—	5,3	—
Среднее по свите	11,1	7,00	3,9	5,42	8,2	0,9	2,8	56,0	0,8	0,6	2,0	0,6	0,5	0,05
Среднее по комплексу	6,2	5,4	4,4	6,69	4,5	2,5	1,4	60,7	0,5	0,7	3,4	0,7	1,9	3,0

ко возрастает количество минералов хромитовой ассоциации. Кроме того, некоторые пробы резко обогащены пироксеном и роговой обманкой.

Следовательно, на Северном Сихотэ-Алине выявляется схожая минералогическая картина — основная часть разреза такая же, как и в его западной части: в разрезе резко преобладают *сиалические минералы*, в особенности циркон. Также в целом невелика роль фемических компонентов, включая пироксен, хотя их количество заметно увеличивается в верхней части геосинклинального разреза в ларгасинской и удоминской свитах, подстилающих орогенный вулканический пояс. Кроме того, одна из свит раннегеосинклинального комплекса этого региона киселевская, накапливалась под явным влиянием вулканических продуктов — моноклинного пироксена в ней 35%, а сумма фемических минералов вместе с роговой обманкой достигает 85%.

Таким образом, тяжелая фракция песчаников Сихотэ-Алиня дважды отражает влияние вулканических процессов. Впервые — только на Северном Сихотэ-Алине, локально — в самом низу раннегеосинклинального комплекса, где она входит в состав *кремнисто-вулканогенных толщ*. Во второй раз — повсеместно, в самом верху позднегеосинклинального комплекса, накопление которого предшествовало образованию вулканогенной молассы. Это подтверждает наши прежние данные по альбской лужкинской свите Южного Сихотэ-Алиня, в кемском разрезе которого выделена вулканогенная фация раннемелового флища [69], а также согласуется с результатами работ С.В. Коваленко, который описал в позднегеосинклинальном комплексе Восточного Сихотэ-Алиня (в бассейнах рек Самарга, Единка и Кабанья) вулканогенные формации: флишоидную — апт-альбскую и молассоидную — позднеальбскую, переходные к орогенному комплексу [54]. Отсюда становится ясным, что в конце раннего мела в терригенных отложениях позднегеосинклинальных комплексов Сихотэ-Алиня зафиксировано начало вулканической деятельности, которая предшествовала мощному и продолжительному орогенному вулканизму позднего мела — кайнозоя, создавшему грандиозный Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс.

Минеральный состав тяжелой фракции песчаных пород Корякско-Камчатской складчатой области принципиально иной.

В Таловско-Маинской зоне удалось изучить изменение минерального состава в большом временном диапазоне и проследить его изменения от ордовика до нижнего мела (табл. 6; см. рис. 21; рис. 25).

Ордовикские песчаники, которые представляют собой тефроиды, близкие к туфам, имеют бедный состав тяжелой фракции, за редкими исключениями сложеной только пироксенами. По существу, это *тяжелые минералы вулканитов, синхронных осадконакоплению*. В этот период других источников, питающих седиментационный бассейн обломочным материалом в ощутимых количествах, по-видимому, не было.

В силурийских и более молодых песчаниках содержатся две главные группы тяжелых минералов: 1) фемическая, куда входят хромит, магнетит, ильменит, лейкоксен, пироксены и роговые обманки, а также эпидот, 2) сиалическая, объединяющая циркон, сфен, турмалин, апатит, рутил и гранат. Состав источников питания, таким образом, начиная с силура нужно признать двойственным: фемическим и сиалическим.

Соотношение двух групп тяжелых минералов, а также компонентов внутри них и возникающие при этом ассоциации определялись характером, составом и взаимным расположением источников питания, существовавших в различные геологические времена, хотя сразу же можно заметить, что во всем разрезе от ордовика до нижнего мела преобладающим остается фемический компонент тяжелой фракции.

На ранних стадиях, силурийской и каменноугольной (верх ранне- и низ позднегеосинклинальных комплексов), судя по преобладанию в тяжелой фракции хромита, магнетита, ильменита и лейкоксена, ассоциации, характеризующей почти исключительно ультраосновные материнские породы при относительно малой роли пироксенов — индикаторов вулканических процессов, главным поставщиком обломочного материала были невулканические поднятия, сложенные

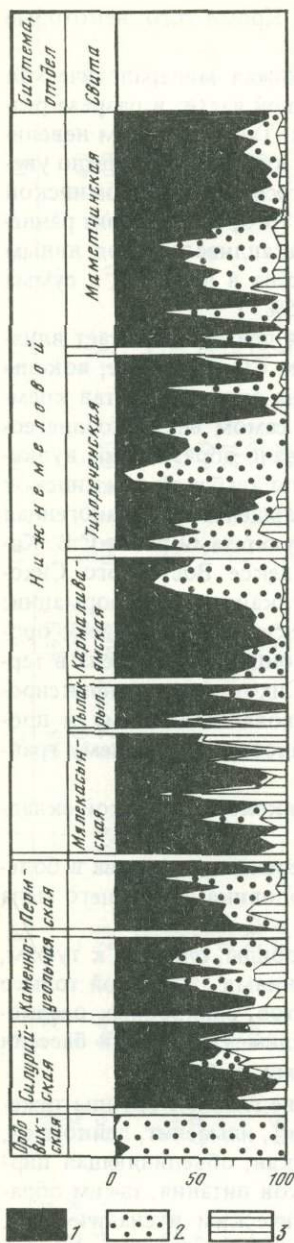


Рис. 25. Диаграмма содержаний главных групп минералов тяжелой фракции песчано-алевритовых пород Таловско-Майнской зоны

М и н е р а л ы: 1 — фемические; 2 — переходные; 3 — силические

магматическими ультраосновными породами. Начиная с перми, и особенно в раннем меле, роль хромита резко снижается в пользу ильменита и (или) магнетита. Это может указывать на то, что размывались уже в основном габброиды. К концу раннего мела суммарное участие фемических минералов ультраосновного-основного ряда уменьшается, тогда как вся оставшаяся часть фемического минерального спектра занята пироксеном, который на самых ранних этапах, напомним, составлял в ордовике почти всю тяжелую фракцию, а в силуре лишь 4% ее веса. Таким образом, в конце раннего мела наряду с источником сноса, сложенным основными породами, важным поставщиком обломочного материала песчаников стали процессы вулканизма. Можно предполагать, что это был вулканизм островодужного типа среднеосновного состава, извержения были преимущественно субаэральными и имели эксплозивный характер: в осадках содержатся как вулканомиктовый, так и субсинхронный осадконакоплению туфовый материал.

Все перечисленные выше изменения внутри фемической группы тяжелых минералов Таловско-Майнской зоны происходили на фоне все уменьшавшегося с силура до перми и почти не ощущавшегося к концу раннего мела влияния силических материнских пород и их относительной роли в общем балансе обломочного вещества, поступавшего в бассейн. Это хорошо видно по соответствующему убыванию в этом направлении силической группы минералов.

Одной из задач минералогических исследований было выяснить, не являются ли выступающие в современном эрозионном срезе ультраосновные и основные магматические породы (габбро-серпентинитовый меланж Таловского хребта) реликтами палеисточников сноса, о котором шла речь при анализе тяжелой фракции. Сравнение химического состава хромитов из магматических пород и из силурийских песчаников показывает их сходство, а иногда полное тождество (см. табл. 3, 4; рис. 23). Учитывая сильно изменчивый состав хромитов вообще, эти данные — убедительное доказательство, что именно указанные массивы служили источником хотя бы части хромитов песчаников и, следовательно, габбро-серпентинитовые породы древнее всего осадочно-вулканогенного комплекса Таловско-Майнской зоны.

В Олюторском прогибе целесообразно выделить две минералогические провинции. Первая, главная и наиболее типичная, приурочена к западной и центральной, осевой части этой структуры. Она расположена на п-ове Ильпинском, во всем бассейне р. Вывенка, на западном берегу зал. Корфа, и частично в бассейне р. Пахача. Вторая характеризует южную и восточную окраины прогиба, граничащие с Беринговым морем: п-ов Говена, район бух. Лаврова и часть бассейна р. Пахача (табл. 7; рис. 26).

Западная минералогическая провинция ярко выраженная фемическая. Доля ассоциации фемических минералов не опускается в ней ниже 95%, а как правило, она выше, оставляя силической ничтожно малое место. Ее главными компонентами являются

Таблица 6
 Минеральный состав тяжелой фракции песчано-алевритовых пород Таловско-Майнской зоны (%)

Номер пробы	Хромит	Магнетит	Ильменит	Лейкоксен	Пироксен	Роговая обманка	Эпидот	Циркон	Сфен	Турмалин	Апатит	Рутил	Гранат
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Раннегеосинклинальный комплекс													
Ордовикская система													
14-11	-	-	+	-	100,0	-	-	+	-	-	-	-	-
14-13	2,4	-	3,6	+	93,0	+	+	-	-	+	-	-	-
14-21	+	-	+	-	100,0	+	-	-	-	-	-	-	-
14-25	+	-	-	-	100,0	-	-	-	-	-	-	-	-
Среднее по системе	0,6	-	0,9	+	98,5	+	+	+	-	+	-	-	+
Силурийская система													
16-1	79,0	+	1,6	1,4	0,3	-	-	16,4	0,3	0,3	+	0,6	-
16-2	67,0	-	1,0	1,0	+	-	-	30,0	-	-	-	1,5	-
16-4	65,0	21,5	4,0	1,5	1,0	-	-	6,0	-	-	-	1,0	-
17-1	93,0	+	0,7	1,3	1,3	-	-	4,0	-	-	-	-	-
16-Б	29,2	41,0	3,3	1,0	15,3	-	1,1	7,1	-	-	1,4	0,5	0,25
18-А	4,2	18,3	12,2	4,6	2,1	4,6	26,1	15,2	-	2,1	8,8	0,9	0,9
18-Б	41,8	9,6	1,6	3,9	19,4	3,2	+	14,6	-	1,0	4,5	0,3	-
18-Д	55,0	6,2	0,6	0,9	-	+	0,3	18,3	+	1,6	15,2	1,9	-
19-В	7,9	4,4	18,8	17,3	0,5	2,0	-	3,5	4,5	0,5	45,0	-	-
19-Д	66,2	8,4	1,5	3,6	0,3	-	-	14,8	0,3	0,9	3,9	+	-
Среднее по системе	50,8	10,5	4,5	3,6	4,0	1,0	2,7	13,0	0,5	0,6	7,9	0,7	+
Среднее по комплексу	25,7	5,3	2,7	1,8	51,3	0,5	1,4	6,5	0,3	0,3	3,9	0,3	-
Позднегеосинклинальный комплекс													
Каменноугольная система													
4-В	22,2	12,2	7,6	4,5	1,5	1,0	+	21,7	+	2,0	12,6	-	14,6
5-А	77,7	1,3	2,0	1,3	4,6	-	+	10,5	-	0,7	1,3	-	+
13-В	83,9	-	-	+	6,5	1,3	-	6,5	-	-	-	-	2,0

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
13-Д	48,9	+	-	-	27,4	-	22,9	-	-	-	-	-	0,9
13-Е	19,7	+	3,4	-	33,9	-	25,3	3,0	-	11,2	1,7	-	1,7
14-Б	77,5	+	+	+	1,0	1,0	1,4	14,4	0,5	11,5	2,9	-	-
15-Б	24,3	+	2,1	4,3	57,2	-	2,1	2,1	1,4	-	-	2,1	4,3
10	11,8	23,0	12,3	1,4	43,9	12,0	2,1	1,1	+	-	2,1	-	0,4
12-К	27,9	19,5	1,0	0,3	36,6	12,1	1,0	1,0	-	-	0,4	-	0,4
12-Д	38,7	31,0	4,1	-	9,8	1,3	-	12,1	-	1,3	1,0	-	0,8
Среднее по системе	42,2	8,0	3,3	1,2	22,2	2,9	5,6	7,4	0,1	1,8	2,2	0,2	2,5
Пермская система													
22	2,4	8,7	80,5	2,0	1,0	-	2,4	1,0	0,3	-	1,7	-	-
23-Г	2,7	6,3	56,5	-	30,0	+	0,9	0,3	-	+	1,2	-	+
24-Ж	5,6	5,2	45,4	4,7	1,2	0,3	14,4	1,5	-	+	20,6	0,3	0,9
24-З	2,0	3,1	53,8	6,0	1,0	0,3	17,2	0,7	+	+	15,6	-	0,3
24-И	10,0	+	17,0	5,5	0,3	1,0	65,0	0,6	-	+	+	0,3	0,3
24-К	37,3	6,3	2,5	15,6	2,2	-	30,4	4,0	-	+	1,1	0,3	0,4
26-Д	1,8	18,0	0,6	-	78,1	-	-	-	-	-	0,7	-	-
27-Б	23,7	8,4	63,3	-	1,7	-	-	0,9	-	-	0,9	-	+
Среднее по системе	10,7	7,0	40,2	4,2	14,4	0,2	16,3	1,1	+	+	5,2	0,1	0,2
Нижнемеловой отдел: Мялекасынская свита													
35-Б	4,0	27,3	46,5	6,0	1,0	-	+	13,1	1,0	-	+	-	1,0
35-В	23,2	23,7	48,1	0,4	+	-	-	3,5	-	-	0,4	-	0,7
35-Г	7,0	18,5	53,5	3,5	0,5	-	-	14,5	-	-	1,0	-	1,5
37	1,6	46,3	50,5	-	-	-	-	-	-	-	1,6	-	+
37-А	+	40,0	+	5,0	40,0	-	+	5,0	-	-	10,0	-	+
38-А	2,0	19,0	50,2	-	18,0	-	0,6	5,2	-	-	2,6	-	1,8
38-Б	3,0	1,8	77,0	-	6,1	-	-	4,0	-	-	2,0	-	6,1
38-Г	7,2	2,0	8,7	-	10,1	-	-	27,4	2,9	-	11,3	5,8	24,5
38-Д	2,1	-	72,8	4,2	3,1	-	2,1	9,0	0,5	-	1,0	-	5,2
38-Е	-	15,0	71,7	2,2	4,4	-	2,2	2,2	-	-	+	-	2,2
38-И	0,4	64,8	12,0	-	22,1	-	0,3	0,1	-	-	0,1	-	0,2
38-М	-	34,8	6,7	-	57,4	+	0,4	0,2	-	-	0,4	-	-
39-А	-	61,5	37,3	0,2	-	-	0,2	0,9	-	-	-	-	-
39-В	-	5,1	40,4	-	53,2	-	-	-	-	-	1,1	-	-
38-В	3,9	23,6	9,4	15,5	+	-	0,6	33,8	+	-	1,1	1,1	11,0
Среднее по свите	3,6	25,0	39,0	2,5	14,0	-	0,4	8,0	0,3	-	2,2	0,5	3,6
Тылакрыльская свита													
40-Б	5,6	0,4	50,9	17,0	14,7	-	-	4,5	-	-	-	-	6,8
40-Г	4,3	+	6,5	15,2	2,2	+	3,2	13,0	+	-	+	3,3	52,2
49-А	1,0	3,2	87,1	-	6,2	-	1,5	-	-	-	1,0	-	-
49-В	0,8	4,3	93,1	0,4	-	+	0,9	0,4	-	-	+	-	+
49-Е	6,1	23,6	6,1	9,2	55,0	-	-	-	-	-	-	-	-
50-Г	3,9	6,9	83,3	-	4,5	-	-	-	-	-	1,3	-	-
Среднее по свите	3,6	6,4	55,0	7,0	14,0	-	1,0	3,0	-	-	0,4	0,5	10,0
Кармаливаямская свита													
41-А	0,3	41,7	25,1	0,1	15,6	0,6	16,1	0,4	-	-	+	-	+
41-Б	0,6	48,2	33,0	+	16,5	0,5	1,1	+	-	-	-	-	+
41-В	0,9	52,5	30,7	0,4	11,8	1,0	2,2	0,6	-	-	+	-	+
41-Г	+	51,6	20,8	+	26,6	0,5	0,3	0,3	-	-	+	-	+
41-Д	0,1	92,2	2,5	+	4,9	0,1	0,1	0,1	-	-	+	-	+
41-Е	+	80,4	6,0	0,3	12,7	0,3	0,2	0,1	-	-	-	-	0,1
41-Ж	1,7	56,1	22,0	0,8	15,3	-	2,0	0,3	-	-	0,9	-	0,8
41-И	+	50,8	28,7	3,6	11,7	-	4,8	0,4	-	-	-	-	+
41-К	0,5	65,9	11,4	1,5	9,9	-	9,4	1,0	-	-	+	-	0,5
41-Л	0,3	60,4	7,2	1,0	19,5	-	10,6	0,3	0,3	-	-	-	0,3
51-В	+	31,9	4,7	-	63,4	+	-	+	-	-	+	-	+
51-Г	0,5	6,8	11,3	1,4	77,4	-	1,1	-	-	-	1,1	-	0,2
52-А	2,1	23,6	0,4	0,6	72,4	-	-	-	-	-	0,7	-	-
52-Б	0,5	12,3	1,0	-	53,6	0,5	1,6	0,5	-	-	+	-	-
51-А	30,3	16,3	-	-	19,6	7,2	16,0	-	-	-	1,8	-	8,9
Среднее по свите	2,5	48,0	14,0	0,7	29,0	0,7	4,4	0,3	0,02	-	0,3	-	0,7
Тихореченская свита													
29-А	+	42,4	0,6	-	56,7	0,3	-	-	-	-	-	-	-
29-В	-	7,5	-	3,8	75,4	12,7	-	-	-	-	0,6	-	-
29-Г	10,1	+	39,9	-	27,8	-	7,0	8,2	-	-	6,9	-	-

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
30-В	4,6	13,3	10,0	—	10,7	—	48,5	4,6	—	—	5,7	—	2,5
31-Г	0,6	48,6	15,6	4,3	8,1	—	16,4	2,3	0,6	0,6	1,2	—	1,7
31-Д	+	73,7	10,8	0,9	5,3	0,4	5,8	3,0	+	—	0,1	—	+
31-Е	0,3	63,0	14,0	2,5	0,7	0,3	14,5	3,8	+	+	0,8	—	+
31-Ж	—	15,9	77,8	2,6	3,7	+	—	0,5	—	—	+	—	—
32-А	+	4,0	6,2	—	88,3	1,5	—	—	—	—	—	—	—
32-В	—	1,0	0,5	+	97,4	1,0	+	—	—	+	—	—	—
32-Д	+	18,0	+	—	82,0	+	—	—	—	—	—	—	—
33-А	+	36,0	1,0	—	63,0	+	—	—	—	—	—	—	+
33-Г	0,2	43,8	0,2	—	53,0	2,8	—	—	—	—	—	—	—
34-Б	21,3	20,3	—	58,3	+	—	—	—	—	—	—	—	—
34-В	—	9,1	6,2	—	84,0	0,6	+	—	—	—	+	—	—
34-Д	+	42,1	7,1	—	50,9	+	—	—	—	—	—	—	+
42-А	+	88,7	5,7	—	5,7	—	—	—	—	—	+	—	+
42-Г	17,7	87,9	31,0	—	2,2	—	2,2	6,7	+	—	—	—	2,2
42-Д	+	20,7	68,9	—	3,5	—	1,7	3,5	—	—	1,7	—	—
42-Д	5,0	—	10,0	—	80,0	—	5,0	—	—	—	+	—	—
42-О	2,1	1,6	83,1	—	7,2	—	2,9	1,1	—	—	0,5	—	—
43-Б	4,0	20,2	59,7	3,4	10,3	—	0,6	1,2	—	—	0,6	—	+
43-В	1,7	19,0	39,4	2,6	37,2	—	—	—	—	—	—	—	—
53-В	2,0	10,1	27,0	—	2,1	—	—	30,1	—	1,6	1,0	2,6	21,8
Среднее по свите	2,0	27,0	22,0	0,8	38,0	0,8	4,3	0,03	—	2,7	0,8	0,1	1,2
Маметчинская свита													
56-В	0,6	80,1	10,9	0,4	0,6	+	4,8	1,7	0,2	+	0,2	—	0,4
56-Д	—	20,0	20,0	+	45,0	—	10,0	—	—	—	5,0	—	—
56-Е	—	100,0	—	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—
56-Ж	40,2	13,0	13,0	0,5	1,8	—	34,4	3,4	—	—	0,8	—	4,5
56-З	5,3	4,0	9,4	—	58,8	8,6	12,7	—	—	—	1,2	—	—
56-И	77,2	13,1	—	—	4,8	4,8	—	—	—	—	—	—	—
56-К	10,5	86,8	—	—	2,6	—	—	—	—	—	—	—	—
56-Л	1,9	49,5	—	—	11,6	—	16,5	7,8	—	—	3,9	—	8,7
56-М	0,4	47,9	2,9	0,8	0,2	0,2	43,0	2,1	—	0,4	0,6	—	1,4
56-Н	47,8	15,4	—	—	22,1	—	7,4	—	—	—	3,7	—	3,7
56-О	0,3	17,3	13,7	5,7	0,3	3,0	56,6	2,0	—	—	0,3	—	0,7
56-П	0,3	33,6	13,4	3,6	0,3	8,0	39,2	1,4	—	—	—	—	0,3
56-Р	+	11,9	5,1	2,6	+	5,4	71,8	1,7	—	—	0,8	—	0,6
58-Б	8,7	51,4	—	—	8,7	6,9	19,1	—	—	—	3,5	—	1,7
58-Д	12,9	26,3	14,4	1,2	5,3	1,6	30,7	1,9	—	—	2,2	—	3,5
59-В	7,9	69,1	15,4	2,9	0,2	—	2,9	1,1	—	—	—	—	0,5
60-А	1,5	84,8	11,9	0,1	—	0,1	0,5	0,9	—	—	—	—	0,1
60-В	0,6	59,0	21,1	0,6	14,2	1,6	2,3	0,4	—	—	0,2	—	—
60-Г	0,3	60,5	17,9	0,1	16,3	0,9	4,0	+	—	—	+	—	—
61-Д	2,2	64,1	25,2	0,3	—	0,8	3,6	0,6	0,3	—	—	—	2,9
61-Е	+	63,9	23,3	0,3	1,8	3,0	4,3	0,4	—	—	+	—	3,0
61-Г	1,6	81,8	9,9	—	—	1,0	4,2	1,0	—	—	—	—	0,6
62-А	0,3	72,3	12,4	0,2	2,0	1,8	10,0	0,5	—	—	0,2	—	0,2
62-Б	3,8	52,3	17,5	—	4,0	8,6	11,9	0,8	—	—	0,8	—	0,2
62-В	—	50,8	3,4	—	3,1	2,7	7,0	2,4	0,3	—	—	—	—
62-Г	—	51,8	5,6	—	12,0	4,1	11,5	2,5	—	—	1,0	1,5	—
64-А	1,6	51,7	27,7	—	5,8	2,3	8,9	0,7	—	—	0,5	—	0,7
64-Б	5,8	88,6	—	—	4,4	0,5	0,5	0,1	—	—	0,2	—	—
64-В	8,5	44,4	36,1	—	5,2	—	3,3	1,4	—	—	1,0	—	—
Среднее по свите	10,0	50,0	12,0	2,0	8,0	2,3	14,0	1,2	0,02	0,01	0,7	0,05	1,2
Среднее по ниж-немеловому отделу	4,5	36,8	28,2	1,2	20,6	0,8	5,1	2,5	0,1	—	1,2	0,2	3,3
Среднее по комплексу	19,1	17,3	23,9	2,2	18,2	1,3	9,0	3,7	0,1	0,6	2,9	0,2	2,0

Таблица 7
 Минеральный состав тяжелой фракции
 песчано-алевритовых пород Олюторского прогиба (%)

Номер пробы	Хромит	Магнетит	Ильменит	Лейкоксен	Пироксен ромбический	Пироксен моноклиный	Роговая обманка	Эпидот	Циркон	Сфен	Турмалин	Апатит	Рутил	Гранат	Флюорит	Везувиан	Корунд
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Западная зона																	
Раннегеосинклиальный комплекс																	
Ватынская серия																	
2555-Б	4,0	4,0	14,7	8,8	—	39,0	—	8,8	6,0	10,4	—	+	—	4,4	—	—	—
2558	0,2	8,8	0,1	—	0,1	91,1	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2561	2,5	11,9	0,6	2,5	1,9	77,6	2,5	+	—	0,6	—	+	—	—	—	—	—
2562	1,9	29,5	1,9	—	1,2	63,1	2,4	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
2564	+	9,0	—	—	—	85,6	0,4	5,0	+	—	—	+	—	—	—	—	—
2568-А	—	23,7	+	—	—	76,3	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2569	0,5	13,1	2,7	0,9	+	81,9	0,5	0,5	—	—	—	+	—	—	—	—	—
2574	2,7	+	8,4	—	—	63,3	1,4	24,4	+	—	—	+	—	—	—	—	—
2574-А	+	0,2	0,5	—	—	96,5	1,0	1,5	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—
2575-А	—	12,6	1,1	1,1	—	83,0	2,2	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2580-А	0,8	0,8	—	0,7	—	96,0	+	1,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Среднее по серии	1,1	10,3	2,7	1,3	0,3	77,6	0,9	3,8	0,6	1,0	—	+	—	0,4	—	—	—
Ачайваямская серия																	
2663	+	52,6	3,7	1,4	—	41,0	0,9	+	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—
2618-Б	—	+	—	—	—	99,8	0,1	0,1	+	—	—	—	—	—	—	—	—
2622-А	0,2	7,5	—	—	—	88,0	4,3	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2623	7,1	63,6	—	—	—	28,8	+	0,1	0,4	—	—	—	—	+	—	—	—
2625	1,0	84,5	—	—	—	13,4	+	0,8	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—
2641	+	44,0	1,6	—	+	49,6	+	4,0	—	—	—	+	—	—	—	—	—
2233-Б	2,5	56,4	—	—	+	39,9	+	+	+	—	—	1,2	—	+	—	—	—
2243	+	46,5	5,7	—	—	47,8	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2256	+	73,5	+	—	—	26,5	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2263	2,6	85,4	9,0	—	—	2,7	—	—	0,1	—	—	—	—	0,1	—	—	—
Среднее по серии	1,3	51,4	2,0	0,1	+	43,8	0,5	0,5	0,1	—	—	0,2	—	+	—	—	—
Среднее по комплексу	1,2	30,9	2,4	0,7	0,1	60,7	0,7	2,2	0,4	0,5	—	0,1	—	0,2	—	—	—
Позднегеосинклиальный комплекс																	
Ильпинская серия																	
1400	4,5	—	1,0	—	—	25,3	3,3	39,7	10,9	1,0	2,3	9,8	—	2,3	—	—	—
1436-Д	0,8	—	+	—	—	84,1	5,2	7,2	—	—	—	0,11	—	2,6	—	—	—
1437-Е	0,3	+	0,2	—	—	84,6	4,7	8,6	0,1	+	—	1,6	—	+	—	—	—
1438-Г	+	+	+	—	—	93,8	0,7	5,0	+	—	—	0,5	—	+	—	—	—
1438-Е	0,5	+	0,1	—	—	89,2	2,4	7,5	+	—	—	0,3	—	+	—	—	—
1459-Б	+	+	—	—	—	92,2	1,8	6,0	—	—	—	+	—	+	—	—	—
1459-В	0,7	+	—	+	+	90,2	0,8	7,2	—	+	—	1,1	+	+	—	—	—
1473-А	0,3	+	—	—	—	66,6	+	28,9	+	+	+	4,2	—	+	—	—	—
1473-В	0,8	+	+	—	—	8,1	+	89,7	+	+	—	1,3	—	+	—	—	—
1475-Б	0,2	+	—	—	—	14,6	+	59,2	—	+	—	26,0	—	+	—	—	—
1527	—	+	+	—	—	97,9	—	—	—	—	—	2,1	—	+	—	—	—
2642	—	51,0	1,8	—	1,5	44,7	0,5	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2642-А	0,1	43,8	0,5	—	+	43,9	11,5	0,1	—	—	—	+	—	+	—	—	—
2646	+	20,9	+	—	+	76,3	2,8	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—
2648	+	41,6	+	—	+	5,3	2,9	0,2	—	—	—	+	—	—	—	—	—
2648-Б	+	22,5	+	—	—	66,0	11,5	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2650	+	1,1	+	—	+	98,9	+	+	+	—	—	+	—	—	—	—	—
2652-Б	+	33,8	+	—	—	45,6	20,6	+	—	—	—	+	—	+	—	—	—
Среднее по серии	+	19,0	0,2	+	0,1	61,4	4,4	11,8	0,5	+	0,1	2,2	+	0,2	—	—	—
Алугинская свита																	
2671	1,1	31,4	3,7	1,3	—	59,1	+	1,5	0,2	0,3	—	1,0	0,2	0,3	—	—	—
2677	—	19,0	+	—	—	79,0	2,0	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2684	0,9	5,2	0,9	+	—	83,6	8,5	—	—	—	—	0,9	—	+	—	—	—
2686	0,1	22,0	3,8	—	—	74,1	+	—	0,1	—	—	0,1	—	0,1	—	—	—
2688-Б	+	76,4	5,3	—	—	7,3	0,1	10,2	0,7	—	—	+	—	+	—	—	—
2693-А	2,3	40,7	20,9	+	+	12,9	4,6	8,4	9,2	—	—	+	—	1,2	—	—	+
2694	+	59,7	6,8	2,2	+	22,5	+	4,4	2,2	+	+	2,2	+	+	—	—	—
2694-А	+	71,8	8,2	—	+	9,6	2,6	6,4	1,5	—	—	—	—	+	—	—	—
2158-Б	—	6,6	+	—	—	87,8	5,6	+	—	—	—	+	—	—	—	—	—
3072	1,1	41,8	0,8	—	0,5	51,1	2,2	1,9	—	—	—	0,6	0,2	0,3	—	—	—
3078	0,3	1,7	0,8	+	—	92,5	1,4	2,5	0,3	+	—	+	+	+	—	—	—
3074	2,0	7,9	2,0	0,6	—	87,3	+	1,4	0,2	0,3	—	+	+	+	—	—	—
3071	0,5	8,1	1,2	0,5	—	84,9	2,1	2,6	—	+	—	—	—	—	—	—	—
3068	1,2	29,5	3,4	0,6	1,2	59,4	2,0	1,7	0,7	—	—	+	—	0,3	—	—	—
Среднее по свите	0,8	28,4	3,8	0,4	0,1	60,4	2,2	2,8	0,9	0,1	+	0,3	+	0,1	—	—	+

Таблица 7 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Пахачинская свита																	
2145-A	+	5,3	3,5	0,2	-	85,9	2,3	1,8	0,6	-	-	0,3	-	+	-	-	-
2145-Б	+	5,9	5,2	2,3	0,9	73,2	1,6	8,9	1,0	-	-	0,6	0,1	0,1	-	0,3	-
2146	+	2,0	3,8	1,6	-	82,8	2,9	6,1	0,5	+	-	0,4	-	0,2	-	-	+
2147-A	+	9,3	0,9	+	-	86,7	1,5	1,5	+	-	-	+	-	+	-	-	-
2147-Б	+	0,3	2,7	+	-	94,2	1,9	0,6	0,2	-	-	0,2	-	+	-	-	-
2148-A	+	0,3	4,4	6,0	0,3	76,0	1,2	10,7	0,5	0,3	-	0,2	0,1	0,1	+	-	-
2148-Б	+	1,1	4,4	8,3	+	72,6	3,5	4,4	1,1	0,1	-	0,4	+	0,3	-	+	+
2149	+	2,8	5,4	7,9	0,8	58,6	4,3	7,6	1,8	0,1	-	0,2	0,2	+	-	+	-
2150-Б	+	3,5	1,5	4,4	0,1	79,5	0,7	10,2	+	-	-	+	-	-	-	-	-
2151	+	3,4	1,8	8,0	0,7	77,3	1,1	7,1	0,1	0,2	-	0,2	-	-	-	-	-
2152-Б	-	0,8	3,2	7,6	0,7	63,9	0,7	22,3	0,1	-	-	0,9	-	+	-	-	-
2152-В	0,2	0,4	0,2	+	+	97,3	1,8	0,2	+	-	-	0,2	+	+	-	-	-
3019	4,9	2,1	18,0	+	-	69,3	2,5	0,6	1,3	-	-	+	-	1,3	-	-	-
3021	21,3	5,6	8,7	-	-	51,9	3,8	1,1	7,6	-	-	+	-	-	-	-	-
3022	11,0	43,7	4,7	-	-	34,6	+	3,7	0,8	-	-	-	-	1,6	-	-	-
3024	20,0	5,5	16,1	-	2,6	35,4	0,4	4,4	3,6	0,4	-	10,2	0,4	1,1	-	-	-
3026-A	14,2	3,5	+	-	-	78,6	1,4	0,7	+	+	-	0,7	-	-	-	-	-
3027	+	+	20,6	+	-	63,4	+	15,0	+	-	-	0,9	-	-	-	-	-
2707	0,1	12,5	1,6	+	-	67,2	3,7	15,0	+	-	-	-	+	-	-	-	-
2712	0,1	2,5	2,0	1,9	1,3	86,2	1,9	4,3	0,1	+	-	-	-	-	-	-	-
2717-A	+	0,6	1,4	+	0,7	88,3	3,9	5,3	+	+	-	-	-	+	-	-	-
2583	+	24,1	2,4	+	-	62,7	0,6	10,1	+	-	-	0,1	-	+	-	-	-
2584-Б	0,5	1,4	-	-	-	98,1	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2584-Г	0,2	3,0	0,5	+	-	95,8	+	0,7	+	-	-	-	+	-	-	-	-
2585-A	+	1,4	1,0	-	-	97,6	+	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-
2585-Б	0,1	42,3	6,0	-	-	47,5	3,5	+	0,7	-	-	0,1	-	+	-	-	-
2585-В	1,0	42,0	0,7	0,2	+	50,0	1,9	4,2	+	-	-	-	-	-	-	-	-
3144	0,4	43,8	7,6	+	-	45,2	1,0	1,7	0,2	-	-	+	0,2	+	-	-	-
3152	0,1	16,3	4,6	-	-	76,5	0,8	1,7	+	+	-	+	-	+	-	-	-
3165	+	5,7	1,2	-	-	89,5	0,8	2,9	+	+	-	+	-	+	-	-	-
3172-A	0,1	0,2	1,4	-	0,2	89,8	0,1	2,1	0,1	-	-	-	-	+	-	-	-
3176	0,2	15,6	3,0	+	1,4	76,5	1,7	1,2	0,2	0,2	-	0,2	+	+	-	-	-
3183	0,1	0,7	0,8	-	+	92,8	0,6	5,0	+	+	-	-	-	+	-	-	-
3188	0,3	21,1	2,1	-	0,3	69,6	2,7	3,9	0,2	-	-	+	+	+	-	-	-
3193	0,1	6,9	0,9	-	0,1	84,5	0,7	6,8	+	+	-	-	-	+	-	-	-
3198	0,3	11,7	2,0	0,8	1,8	76,6	1,0	5,2	0,3	-	-	-	-	0,4	-	-	-
3205	+	0,6	2,3	+	1,1	87,7	3,9	4,2	0,2	-	-	+	+	0,3	-	-	-
3213	0,2	16,8	2,4	+	0,3	69,2	5,8	4,5	0,5	+	-	0,3	+	+	-	-	-
3219-A	2,2	11,9	2,2	-	-	53,1	26,1	3,5	0,2	-	-	0,3	-	0,3	-	-	-
3225	+	1,7	+	-	0,1	37,1	61,0	+	0,1	-	-	+	-	+	-	-	-
3227	0,9	9,1	7,7	1,8	-	0,6	2,7	74,7	0,5	+	-	1,3	-	0,5	-	-	-
3231	0,1	1,3	0,8	-	-	95,3	1,3	1,3	+	-	-	+	+	+	-	-	-
3240	0,4	8,3	1,0	0,1	0,7	83,9	1,5	4,1	+	+	-	+	-	+	-	-	-
Среднее по свите	1,2	10,0	2,9	0,9	0,3	74,6	3,3	6,1	0,4	+	+	0,3	+	0,1	+	+	+
Корфская свита																	
2630-A	+	1,2	0,5	0,1	0,1	86,6	6,3	5,2	0,1	-	-	+	-	-	-	-	-
2630-В	0,7	5,3	0,5	1,5	-	10,1	0,7	81,1	+	-	-	-	-	+	-	-	-
2631-A	0,2	31,6	4,2	-	-	62,4	1,5	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2632	0,1	66,6	9,8	+	-	7,7	15,2	0,1	0,1	-	-	+	-	-	-	-	-
2736	+	0,7	2,4	+	+	75,5	4,4	17,0	0,1	-	-	-	-	+	-	-	-
2740	+	0,6	2,6	+	-	46,5	0,1	50,3	0,1	-	-	+	-	+	-	-	-
2169-A	+	41,8	42,0	0,3	0,2	3,3	8,1	0,8	1,4	0,2	-	2,0	+	-	-	-	+
2170-A	+	41,2	44,6	6,1	+	1,8	0,3	2,1	1,8	-	-	2,0	+	0,1	-	-	-
2170-Б	-	40,4	17,5	2,3	1,4	30,8	0,9	6,7	+	-	-	+	-	-	-	-	+
2170-В	0,2	7,8	7,1	10,4	+	2,1	52,5	19,1	0,3	0,1	-	0,3	+	+	-	-	-
2171-A	1,0	13,7	27,6	8,1	-	15,6	+	21,9	7,9	+	0,2	2,7	0,6	0,8	-	-	-
2172-Г	+	11,5	14,1	1,0	+	59,9	+	12,0	0,5	-	+	1,0	+	+	-	-	-
2173	0,4	11,5	21,3	9,8	+	24,8	0,4	18,0	4,5	1,2	+	6,1	+	1,6	-	-	-
2181	0,3	41,9	36,3	6,8	+	0,2	0,5	7,8	2,1	-	-	3,9	0,1	0,4	-	-	-
2785	+	53,4	46,6	+	-	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-
2805	16,7	3,2	50,1	4,6	-	3,2	+	+	19,1	-	-	-	-	3,2	-	-	-
2811	13,5	1,2	51,4	4,5	-	1,5	+	+	16,5	1,5	-	-	-	-	-	-	-
2830	22,3	8,0	29,6	8,0	4,1	15,8	7,3	3,6	1,9	-	-	0,6	-	1,3	-	-	-
2633-A	3,7	46,3	24,1	-	-	9,3	+	2,0	13,7	-	-	-	-	0,9	-	-	-
2634-В	1,1	47,0	3,1	-	-	47,1	1,0	0,7	0,1	-	-	-	-	+	-	-	-
2636	+	0,9	0,3	1,7	-	0,1	1,5	95,2	0,3	-	-	-	-	+	-	-	-
2636-A	0,9	2,0	3,2	3,3	-	4,0	1,0	85,4	0,1	-	-	+	+	+	-	-	-
2637	0,6	40,3	3,2	3,0	-	11,9	3,6	33,5	3,9	-	-	+	+	0,2	-	-	-
2154-A	0,2	4,5	0,4	+	0,2	87,8	3,8	3,1	+	-	-	-	-	-	-	-	+
2154-Б	0,1	0,8	4,7	0,1	+	82,8	6,7	4,8	0,1	+	-	+	-	0,1	-	-	-
2154-Г	+	4,1	3,8	6,3	2,7	74,9	1,7	6,4	0,1	+	-	0,1	+	-	-	-	+
3017-Б	0,1	9,6	5,8	+	+	62,9	0,6	1,5	+	-	-	+	-	-	-	-	-

Таблица 7 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
3018	+	2,1	2,5	7,6	—	71,8	9,3	5,9	0,2	0,2	—	0,2	—	0,2	+	—	—
2178-Б	0,1	5,5	0,3	2,6	0,1	59,0	13,8	18,0	0,2	—	—	0,2	—	+	—	—	+
2722	0,1	1,7	13,9	1,4	+	72,0	4,8	5,5	0,2	—	—	0,1	—	0,7	—	—	—
2726-А	1,9	6,3	25,8	+	+	33,0	6,8	26,1	0,1	—	—	+	—	+	—	—	—
2729	2,4	7,6	4,8	1,9	4,4	62,0	6,2	9,6	0,5	+	—	+	—	0,5	—	—	—
2840	1,7	14,9	13,9	3,3	61,3	+	1,7	+	—	—	+	—	—	—	—	—	—
2847-В	+	20,7	9,6	2,8	17,7	45,0	4,3	+	+	—	—	—	+	—	—	—	—
2866-Г	+	21,0	55,8	+	+	11,0	+	5,6	6,6	—	—	+	—	—	—	—	—
2885	0,3	14,0	11,0	0,2	—	20,0	31,4	23,1	0,2	—	—	—	+	—	—	—	—
2897	2,1	24,6	9,3	5,7	+	39,8	1,4	10,1	2,1	—	—	—	—	5,0	—	—	—
2980-А	2,2	68,2	1,0	5,2	+	16,7	2,2	+	4,4	—	—	—	—	—	—	—	—
2995	39,6	38,3	9,5	0,9	+	4,3	0,9	1,7	3,0	0,3	—	0,6	0,3	0,9	—	—	—
Среднее по свите	1,7	20,8	10,4	2,4	0,6	40,8	4,6	16,4	1,7	0,1	+	0,3	+	0,3	+	—	+
Среднее по комплексу	0,9	19,6	4,3	0,8	0,3	59,3	3,6	0,3	0,9	+	+	0,8	+	0,2	+	+	+
Восточная зона																	
Раннегеосинклиналиальный комплекс																	
Ачайваямская серия																	
2004	+	4,1	5,9	+	—	52,1	+	3,9	3,8	—	—	20,3	—	10,0	—	—	—
2005	+	9,0	+	—	—	69,7	5,1	+	+	—	—	16,2	—	+	—	—	—
2007	+	1,0	—	—	—	26,3	+	3,9	3,9	—	—	64,9	+	+	—	—	—
2010	49,7	4,7	0,9	+	—	15,1	+	10,7	+	—	—	19,0	—	+	—	—	—
2014	+	+	—	—	—	+	+	+	68,6	—	—	16,5	—	14,8	—	—	—
2016	1,3	15,4	+	—	—	70,7	+	12,6	+	—	—	+	—	+	—	—	—
2023	2,2	2,9	1,1	1,1	—	30,3	10,7	35,7	+	—	—	14,0	—	0,1	—	—	2,2
Среднее по серии и комплексу	7,6	5,3	1,1	0,2	—	37,7	2,3	0,5	10,9	—	—	21,6	+	3,5	—	—	0,3
Позднегеосинклиналиальный комплекс																	
Ильпинская серия																	
2100	9,2	8,4	—	—	—	40,9	—	—	28,2	—	—	—	5,9	6,6	—	—	—
2098	26,2	16,9	13,3	3,5	—	13,3	—	10,7	16,4	—	—	—	—	—	—	—	—
2031-А	13,6	0,2	2,5	2,5	—	49,9	—	+	28,8	0,8	—	+	—	1,7	—	—	—
2032	9,4	3,9	—	—	—	63,1	+	8,6	7,9	0,4	—	4,7	—	2,0	—	—	—
2033-А	0,6	0,1	0,3	0,2	+	98,1	0,1	—	1,1	—	—	+	—	+	—	—	—
2038-А	8,8	13,5	15,8	2,6	—	15,8	1,8	1,7	17,7	—	+	13,2	—	8,8	—	—	—
Алугинская свита																	
2039-А	17,4	1,6	+	+	—	7,7	+	4,3	27,1	—	0,8	31,3	0,8	5,9	—	2,5	—
2040-А	7,0	75,3	1,3	0,3	—	5,0	+	4,2	6,0	—	—	+	—	1,0	—	—	—
2042-А	39,1	14,5	2,0	2,6	—	9,5	—	14,1	13,0	—	—	2,0	—	3,2	—	—	—
2044-А	14,8	+	4,4	2,1	+	64,8	1,1	3,2	8,5	—	—	1,1	—	+	—	—	—
2066	2,9	6,9	5,2	3,3	—	6,7	9,2	3,2	9,4	—	—	40,8	—	4,6	—	—	7,9
2066-А	4,1	+	3,5	5,5	—	7,3	1,4	35,6	4,1	—	—	35,8	—	2,7	—	—	—
2066-Б	6,6	6,2	4,9	1,2	—	20,9	+	2,4	17,1	—	+	37,4	—	3,6	—	—	—
2067	10,3	34,3	2,1	2,1	—	3,2	+	+	43,9	—	—	4,2	—	+	—	—	—
2051-А	23,6	21,8	1,0	2,0	—	11,6	—	22,6	8,1	—	—	5,1	+	4,1	—	—	—
2052-А	24,3	5,8	+	+	—	3,0	0,5	26,4	16,4	0,5	+	18,4	0,5	4,0	—	—	—
2053-Б	0,5	0,2	—	0,3	—	89,4	1,0	0,8	3,1	—	—	4,4	—	0,3	—	—	—
2065-А	0,9	16,1	0,3	0,3	—	23,3	0,9	4,0	26,2	—	—	27,0	—	0,9	—	—	—
2056	12,6	3,8	4,6	+	—	6,3	—	—	72,7	—	—	+	—	+	—	—	—
2071	53,3	0,3	+	+	—	10,6	+	4,6	23,6	—	—	1,6	+	2,3	3,8	—	—
2075	6,9	11,7	19,1	9,0	—	15,6	—	2,5	25,6	—	+	4,8	0,7	4,1	—	—	—
2076-А	0,4	2,1	3,4	0,5	—	88,9	—	2,3	2,0	0,1	—	+	0,1	0,3	—	—	—
2076-Б	1,0	9,1	7,1	4,9	—	62,0	0,4	3,5	1,6	0,2	+	3,0	0,2	1,0	—	—	+
2078-А	1,1	1,4	9,0	2,5	—	61,2	0,4	5,9	11,0	—	+	3,4	0,3	3,7	—	—	—
2078-Б	1,0	9,9	4,9	2,4	—	74,2	0,2	1,2	5,0	+	—	+	+	1,0	—	—	—
2079	1,4	0,5	0,7	0,4	+	92,4	+	3,6	1,1	—	+	+	+	—	—	—	—
2082-А	12,1	11,4	0,9	2,2	—	6,7	+	47,0	16,8	0,4	+	1,3	+	1,3	—	—	—
2093-А	53,2	4,4	+	+	—	9,6	+	+	14,1	1,4	—	+	0,9	7,9	—	—	—
2094	36,1	1,7	14,2	2,8	—	16,2	—	10,5	15,6	—	—	+	—	2,8	—	—	—
2095-А	0,7	20,7	7,1	7,4	—	26,7	0,3	1,1	2,9	1,3	0,3	29,8	+	1,6	—	—	—
2095-Б	3,3	1,8	8,3	7,4	—	40,4	2,1	0,8	22,3	0,8	+	6,1	0,4	5,7	—	—	—
2096	6,0	47,0	+	+	—	5,7	+	+	30,5	0,6	—	7,7	—	2,5	—	—	—
Среднее по серии	12,5	10,5	4,5	2,3	+	36,0	0,5	7,0	15,4	0,2	+	8,0	0,4	2,6	—	+	0,2
2290	5,5	26,5	18,4	4,6	—	30,4	+	1,4	9,0	+	—	1,6	0,2	1,4	—	—	—
2290-А	2,1	9,1	9,1	4,4	—	63,5	0,4	4,1	4,6	0,3	—	0,8	+	1,4	—	—	0,2
2291	4,9	17,5	1,6	1,6	—	56,2	3,3	3,3	9,9	—	—	+	+	1,6	—	—	—
2291-Б	1,1	12,1	7,4	3,4	0,7	66,1	+	4,1	2,8	0,2	—	0,1	0,4	1,6	—	—	—
2292	2,0	3,2	12,5	27,3	0,5	26,8	1,5	19,0	1,7	1,0	—	1,7	0,5	2,3	—	—	—
2293-В	23,2	11,7	22,0	9,3	0,2	1,1	0,2	2,1	16,6	1,1	—	2,8	+	9,9	—	—	—
2293-Г	1,7	0,9	13,7	30,7	—	20,6	1,7	+	6,8	—	3,4	10,2	—	10,2	—	—	—
2295	13,0	14,8	25,2	5,8	—	17,0	1,9	3,9	11,8	0,4	—	1,1	+	6,9	—	—	—
2296	3,8	17,4	19,9	4,6	—	37,8	0,4	4,2	4,2	0,4	0,4	0,7	0,4	6,0	—	—	—
2301	39,6	24,2	3,8	+	—	12,1	3,4	+	5,7	—	+	0,8	1,8	10,4	—	—	—

Таблица 7 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
2302	6,0	0,8	38,3	16,8	0,8	4,2	2,1	23,3	0,8	0,1	-	1,7	-	5,0	-	-	-
3281	0,9	19,0	10,6	+	-	60,2	3,8	4,7	0,3	0,3	-	-	-	0,3	-	0,1	-
3285-А	22,2	+	25,2	7,5	+	22,2	+	+	20,0	-	-	+	-	3,0	-	-	-
3289-А	6,7	2,7	46,9	+	3,3	30,4	+	6,7	+	-	-	+	-	3,3	-	-	-
3299	4,0	11,4	9,4	17,0	-	38,6	1,4	+	12,3	-	-	+	1,4	4,5	-	-	-
3304-В	1,7	72,2	11,9	0,6	+	5,7	0,6	3,4	3,3	+	-	0,2	+	0,6	-	-	-
2341-А	1,8	10,4	13,3	15,0	0,3	17,0	0,3	13,6	14,6	1,8	0,2	3,3	3,8	4,6	-	-	-
2341-Б	7,5	14,5	15,3	12,6	0,1	16,3	0,3	0,9	14,6	0,8	-	2,9	0,9	12,6	-	-	-
2342-Б	5,5	7,9	8,1	12,2	0,9	19,5	2,3	12,3	16,8	1,8	1,7	2,9	0,9	6,5	-	-	-
2343	0,8	25,8	2,3	11,5	+	41,2	+	11,5	2,3	0,8	-	2,3	+	1,6	-	-	-
2343-А	1,3	20,9	4,0	13,3	+	39,9	+	+	7,3	0,6	+	3,3	-	9,3	-	-	-
2345	1,6	20,8	24,5	0,8	-	33,7	2,4	+	14,2	-	0,3	0,8	+	1,0	-	-	-
2347	0,5	2,1	4,7	4,1	0,7	80,0	0,9	4,9	1,2	0,3	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1	-	-
3307-Б	1,2	1,2	2,8	+	-	87,7	2,1	1,6	1,6	0,3	0,3	0,6	0,3	0,3	-	-	-
Среднее по свите	6,6	14,5	14,6	8,5	0,3	34,5	1,2	5,2	7,6	0,4	0,3	1,6	0,4	4,4	+	+	+
Пахачинская свита																	
3247-А	+	11,6	0,1	+	0,7	85,5	1,5	0,5	+	-	-	0,1	-	+	-	-	-
3248	0,3	6,8	1,4	0,1	+	78,5	11,8	0,7	0,1	+	-	0,1	-	0,2	-	-	-
3250	3,2	61,3	7,2	3,4	0,7	1,5	0,5	16,0	3,7	0,3	-	+	0,2	2,1	-	-	-
3251-А	7,1	48,7	1,5	+	+	40,0	1,0	0,4	0,1	0,4	-	0,6	0,1	0,4	-	-	-
3252	0,6	13,1	0,4	-	3,2	76,8	3,4	1,6	+	0,2	-	0,3	-	0,2	-	-	-
3252-А	+	2,1	+	+	0,7	88,1	5,2	3,3	+	+	-	+	+	0,5	-	-	-
3252-Б	+	5,5	+	+	-	93,1	2,4	1,0	+	+	-	+	-	+	-	-	-
3253	+	30,0	-	0,4	+	58,4	4,7	3,0	1,9	0,4	-	1,1	-	+	-	-	-
3253-А	3,0	33,6	1,5	+	-	53,6	4,2	1,2	0,4	0,4	-	1,1	0,4	0,7	-	-	-
3253-Б	0,4	31,6	+	+	-	64,1	2,5	1,0	+	-	-	0,3	-	+	-	-	-
3314	24,2	9,5	25,3	8,4	-	4,7	+	5,3	12,6	1,6	-	1,1	-	6,3	-	-	-
3317-Г	6,1	7,0	16,3	+	-	32,6	1,9	32,0	0,6	+	-	0,2	+	3,3	-	-	-
3319	20,7	2,1	5,8	+	1,1	9,7	2,6	42,6	5,8	0,6	-	5,2	-	3,9	-	-	-
3321	21,2	4,4	11,5	5,7	+	20,3	+	8,8	24,7	-	-	0,8	-	2,5	-	-	-
3324	14,2	2,0	57,7	+	0,4	2,6	+	8,9	11,5	-	-	1,5	0,6	2,6	-	-	-
3331	1,9	0,8	3,3	1,3	0,3	11,6	5,7	68,5	3,9	0,6	0,3	4,6	-	2,9	-	-	-
3333-Б	3,3	83,6	7,2	-	-	2,4	1,0	2,0	0,4	+	-	0,2	+	+	-	-	-
333-Г	10,8	24,1	7,0	-	-	4,8	4,8	39,7	4,0	0,9	-	4,8	0,3	3,7	-	-	-
3335	11,1	6,5	7,6	-	1,1	43,3	11,6	14,3	1,9	0,2	-	0,8	0,5	1,1	-	-	-
3337	7,1	56,6	23,1	-	-	8,6	+	1,6	3,0	+	-	+	-	+	-	-	-
3338	9,5	15,0	19,6	+	-	13,4	+	35,0	1,5	1,2	-	1,5	0,6	2,6	-	-	-
3341	14,7	2,9	7,8	1,1	0,2	10,4	2,2	53,6	1,5	0,5	0,5	2,2	0,8	1,6	-	-	-
3344	5,6	12,2	8,4	+	-	70,0	1,7	1,2	0,8	+	-	0,1	-	+	-	-	-
3346	20,5	2,1	11,0	0,2	1,7	11,0	+	43,4	1,0	3,2	-	2,9	0,1	2,8	-	-	-
3349	1,4	44,2	5,4	+	-	2,7	+	45,5	+	0,7	-	+	+	+	-	-	-
2265-А	4,1	15,9	16,3	11,7	0,3	1,2	0,3	34,5	9,5	1,3	-	3,2	0,8	1,2	-	-	-
2266	1,5	18,8	5,4	0,4	+	58,7	10,5	2,2	1,7	-	-	0,2	0,2	0,5	-	-	-
2267	0,6	8,9	0,9	0,8	+	63,4	0,4	21,5	2,1	-	0,2	0,6	+	0,3	-	-	-
2269	2,2	29,2	8,8	5,2	0,4	39,8	0,8	9,3	2,1	0,4	-	0,4	0,2	0,8	0,4	-	-
2270	0,7	2,0	1,8	1,7	0,4	86,1	+	6,0	0,5	-	-	0,5	+	0,4	-	-	-
2271	0,9	2,3	2,4	0,7	+	83,9	1,5	2,9	3,4	0,2	0,3	1,4	+	0,5	-	-	-
2272	4,8	9,4	18,8	22,1	0,3	23,4	0,3	5,2	9,5	1,0	-	2,5	0,3	2,1	-	0,3	-
2273	2,7	19,7	17,0	17,0	+	26,6	+	7,5	4,7	1,4	-	3,4	-	+	-	-	-
3258	4,1	7,0	6,6	+	+	60,9	1,5	11,7	4,6	0,6	-	0,9	0,9	-	-	-	-
3265-А	4,6	23,8	20,3	5,1	+	30,5	5,1	4,6	4,6	-	-	-	-	1,5	-	-	-
3268	0,8	1,3	1,3	2,2	10,8	78,2	3,6	1,1	+	-	-	0,4	-	0,4	-	-	-
3274	4,7	24,5	18,9	12,9	+	10,6	0,9	9,4	10,6	-	0,9	2,8	+	3,8	-	-	-
3278	1,8	47,6	0,6	+	+	44,9	3,7	0,6	0,3	+	-	0,3	-	0,3	-	-	-
Среднее по свите	5,2	19,5	8,4	2,5	0,6	42,4	2,7	12,7	3,2	0,4	0,1	1,1	0,2	1,2	-	-	-
Корфская свита																	
3100-Б	6,1	57,6	24,2	+	-	12,1	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-
3100-В	3,8	55,5	7,9	1,4	-	26,2	+	+	+	-	-	5,2	+	+	-	-	-
3102	0,5	0,5	0,9	-	+	66,1	+	4,2	15,8	0,1	-	8,5	-	3,5	-	-	-
3113	10,2	78,6	4,6	+	-	4,3	-	1,6	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-
3117	4,5	66,8	8,0	1,0	-	17,0	+	+	1,0	+	-	0,5	-	1,0	-	-	-
3125	16,7	7,5	35,5	+	-	9,1	+	6,3	19,9	0,9	-	1,9	0,5	1,9	-	-	-
3128	2,4	20,4	4,1	+	+	67,9	0,9	3,6	0,2	0,1	-	0,2	-	0,2	-	-	-
3133	10,4	55,3	12,6	+	-	11,6	+	9,5	0,5	+	-	+	+	+	-	-	-
Среднее по свите	6,8	42,8	12,2	0,3	-	26,8	0,1	3,2	4,8	0,1	-	2,0	1,0	0,8	-	-	-
Среднее по комплексу	7,8	21,5	9,9	3,4	0,2	34,9	1,1	7,0	7,8	0,3	0,1	3,2	0,5	2,3	+	+	+

Примечание. Кроме того, были обнаружены: в Западной зоне: анатаз: 3072 — знаки, ортит: 3026-А — 0,9, 2643-В — знаки, брукит: 2637 — знаки; в Восточной зоне: анатаз: 2290 — 0,5, 2341-Б — 0,3, 2342-Б — 0,5, 3314 — 1,1, 2065-А — 0,3, 2095-Б — знаки, ортит: 2341-Б — 0,5, 2342-Б — 0,2, 2095-Б — 0,4, 3258 — 1,2, 2290-А, 2345, 3250, 3252-А — знаки, брукит: 3251-А — знаки, андалузит: 3247-А, 3253-А, 3324, 3338, 3258 — знаки, ставролит: 3247-А, 3250, 3252-А, 3338 — знаки, силлиманит: 3247-А, 3252-А, 3253-А, 3317-Г, 3278 — знаки, оливин: 3352 — 0,2, 3253-Б — 0,1, 3247-А, 3252-Б, 3253, 3258 — знаки.

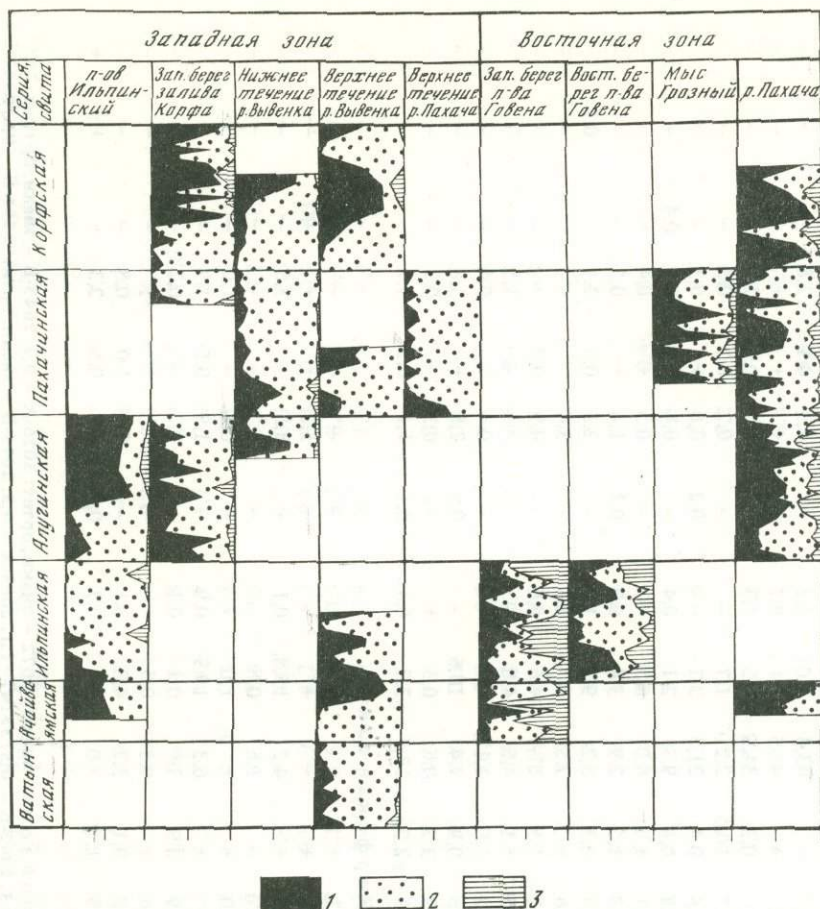


Рис. 26. Диаграмма содержаний главных групп минералов тяжелой фракции песчано-алевритовых пород Олюторского прогиба

Условные обозначения см. на рис. 25

магнетит и моноклинный пироксен, а небольшую часть занимают ильменит, роговая обманка и эпидот. Отметим, что роговой обманки здесь больше, чем в любом другом из изученных регионов. Эта ассоциация типично вулканическая: она характеризует, так же как и в Таловско-Маинской зоне, островодужный андезитобазальтовый, субаэральный, эксплозивный тип вулканических извержений, который подтверждается и породообразующими компонентами песчаных пород Западной зоны. То, что их тяжелая фракция состоит почти целиком из вулканических минералов, — доказательство определяющей роли вулканизма островных дуг в питании седиментационных бассейнов обломочным тефровым и пепловым материалом на протяжении всей геологической истории этой части Олюторского прогиба от раннегеосинклиального офиолитового типа до позднегеосинклиального молассового. Описанная западная ассоциация прогиба представляет собой крайний вулканический антипод сихотэалинской ассоциации, которая в большей своей части почти лишена вулканических продуктов.

Восточная минералогическая провинция явилась для нас в известной мере неожиданностью, несмотря на ее положение, наиболее близкое к океану, в ней наряду с фемической группой, по-прежнему ведущей и отражающей большую роль вулканизма, более заметное место, чем в Западной провинции, занимает сиалическая — до 40% тяжелой фракции. Кроме того, по сравнению с предыдущей фемической ассоциацией среди ее

минералов заметное место занимает хромит, а роль магнетита значительно скромнее. Между тем почти не меняется количество вулканических моноклинных пироксенов. В сиалической ассоциации, кроме обычных ведущих циркона, апатита, рутила и граната, происходящих из смешанных гранитно-осадочно-метаморфических комплексов, появились корунд, силлиманит, андалузит, брукит, ортит и флюорит. Их источником могли быть только метаморфические породы и грейзены, местонахождение которых весьма проблематично. Единственным предположением может быть существование в геологическом прошлом участков сиалической суши на месте современного Берингова моря [127].

М.Ю. Хотин [126] выделил на п-ове Камчатского мыса терригенную субаркозовую формацию, где наряду с фемическими компонентами присутствуют обломочные породообразующие и акцессорные минералы, происхождение которых связано с гранитно-метаморфическими источниками питания. К ним относятся кварц (25–40%), калиевые полевые шпаты (до 15%), микропегматит, мусковит, сфен, апатит, циркон, гранат, ставролит. Среди обломков пород резко преобладают метаморфические породы фации зеленых сланцев. Отмечены кварциты, слюдястые, кварцево-сланцевые, кварц-полевошпатово-сланцевые и зеленые сланцы; часто встречаются агрегаты кварцевых зерен, типичные для метаморфических пород. Автор приходит к выводу, что основным источником материала были плагиогнейсы, хотя довольно многочисленные обломки слабо метаморфизованных пород свидетельствуют, что, вероятнее всего, размывался более сложный метаморфический комплекс пород.

Ближайший возможный источник питания этой формации – Срединный Камчатский массив, но замещение песчаного материала глинистым в западной части Камчатского мыса исключает возможность переноса материала с запада. Таким образом, источник сноса должен был располагаться в акватории современного Берингова моря. Однако, основываясь на том, что аналогов этой формации в пределах Восточной Камчатки нет, а более грубообломочные фации могут быть погребены под более молодыми отложениями западнее поля развития формации, источники питания на западе не исключаются. Если же субаркозовая формация образовалась несколько раньше, чем африканская серия, то поступление аркозового материала из западных районов пра-Камчатки вполне допустимо – крупной областью сноса мог служить массив метаморфических пород, останцом которого является Хавывенский метаморфический блок п-ова Озерного.

Возвращаясь к акцессорным хромитам терригенных пород, следует подчеркнуть их важное значение в установлении типов источников питания Сихотэ-Алинских и Корякско-Камчатских геосинклинальных бассейнов. Присутствие хромшпинелидов обычно указывает на участие в строении источников сноса интрузивных и вулканических пород ультраосновного ряда. Изучение химического состава хромитов обломочных пород показало, что источниками питания аркозов Сихотэ-Алиня и граувакк Корякско-Камчатского региона были разные типы основных магматических пород (см. табл. 3,4; см. рис. 23).

Акцессорные хромиты Сихотэ-Алиня по химическому составу разделяются на два типа, в одних, наиболее распространенных, повышены содержания TiO_2 (2–3%). Они соответствуют акцессорным хромитам вулканических и интрузивных пород меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алиня (см. рис. 23), которые рассматриваются как щелочной аналог офиолитов, сформировавшихся на сиалической коре континентального типа и содержащих высокотитанистые шпинели [141]. Другие, менее распространенные – низкотитанистые; источниками их, по всей вероятности, были позднепалеозойские толеитовые комплексы Сихотэ-Алинской геосинклинали [21]. Наибольшее количество хромитов в Бикинской зоне Сихоте-Алиня выделено из апт-альбских отложений, которые фиксируют самые поздние предорогенные этапы геосинклинального развития региона, когда в область денудации попали наиболее глубокие – офиолитовые горизонты разреза.

В обломочных породах Таловско-Майнской и Олюторской зон Корякско-Камчатской области высокотитанистые хромиты не обнаружены; все они расположены в

полях дунит-гарцбургитовой формации и базальтоидных гипербазитов, формировавшихся в условиях маломощной океанической коры. При этом часть таловско-майнских хромитов идентична хромитам из так называемого "серпентинитового меланжа", слагающего Куюльский, Ганычаланский и другие массивы. Это позволяет заключить, что эти массивы служили источниками питания геосинклинального прогиба Таловско-Майнской зоны. Источниками олюторских обломочных хромитов были ультраосновные тела Вывенско-Ватынского офиолитового пояса (см. табл. 3,4; см. рис. 23).

Состав тяжелой фракции песчано-алевритовых пород подтверждает, что геосинклинальная сихотэалинская седиментация в фанерозое происходила под решающим влиянием сиалических областей сноса при относительно небольшой роли вулканических процессов; вулканизм слабо проявился в раннегеосинклинальной стадии и несколько сильнее в конце позднегеосинклинальной. В Корякско-Камчатской области осадконакопление определялось большей частью или почти целиком фемическими источниками питания и решающим фактором в формировании минерального состава осадочных толщ были вулканические островодужные процессы, непрерывно протекающие на протяжении всей геосинклинальной истории этого региона.

Минеральный состав дисперсной фракции

Минералы дисперсной фракции песчано-алевритовых и глинистых пород Бикинской зоны представлены гидрослюдой, хлоритом и дефектным хлоритом (табл. 8). Основным минералом — гидрослюда (до 90%), вероятно, связанная с изменением биотита. В некоторых образцах повышено содержание дефектного хлорита, смешаннослойного минерала хлорит-сметитового типа, в котором преобладают хлоритовые пакеты при разноупорядоченном чередовании. Дисперсная фракция песчаников Северного Сихотэ-Алиня имеет близкий минеральный состав.

В Таловско-Майнской зоне глинистые минералы песчаников и алевроаргиллитов одинаково однообразны в силуре и карбоне и представлены гидрослюда-хлоритовой ассоциацией с преобладанием хлорита. В пермских отложениях состав глинистой фракции усложняется: наряду с гидрослюдой и хлоритом там обнаружены смектит и смешаннослойный минерал хлорит-сметитового типа, а в нижнемеловых отложениях ведущее положение занимает смектит. Таким образом, смектит-хлорит-гидрослюдистая ассоциация глинистых минералов характерна для вулканомиктовых граувакк верхней части разреза. В более древних граувакках смектита нет, но очень высоко содержание хлорита. Вероятно, в условиях эпигенеза смектит трансформировался в хлорит [30].

В Олюторском прогибе по глинистым минералам, так же как по аксессуарным и по химическому составу, отчетливо обособляются Западная и Восточная зоны. В Западной, наиболее фемической зоне среди глинистых минералов преобладают хлорит и смектит (в сумме в среднем до 80%) — результат преобразования вулканического материала среднего и основного состава. Породам Восточной зоны свойственно резкое преобладание хлорит-гидрослюдистой ассоциации (гидрослюды в среднем до 55%). Это согласуется с предположением, что в строении источников питания этой зоны наряду с типичными — фемическими — компонентами участвовали и сиалические.

По стратиграфическому разрезу глинистые минералы распределяются также в определенной закономерности. В обеих зонах снизу вверх по разрезу уменьшается содержание гидрослюды и менее отчетливо хлорита. При этом смектита соответственно становится больше. Наиболее резкое изменение минерального состава происходит на границе алугинской и пахачинской свит, что обусловлено, вероятно, переходом от морских к прибрежно-морским и континентальным условиям седиментации.

Таким образом, минеральный состав дисперсной фракции песчаников подтверждает в целом существование двух источников питания — существенно сиалического для Сихотэ-Алиня и фемического (с некоторыми отклонениями) для Корякско-Камчатской области.

Таблица 8

Содержания дисперсных минералов фракции менее 1 мкм
в терригенных породах Сихотэ-Алинской системы
и Корякско-Камчатской области

Проба, №	Порода	Серия, свита, толща	Гидро- слюда	Хлорит	Смектит
1	2	3	4	5	6
Сихотэ-Алинская система; Бикинская зона					
435/2	Песчаник	Триасово-позднеюрская	91	9*	—
438/1	То же	То же	80	20**	—
722/1	"	"	87	13	—
273/1	"	Средне (?) -позднеюрско-раннемеловая	67	33	—
274/1	"	То же	84	16	—
287/1	"	"	76	24**	—
314	"	"	80	20	—
366	"	"	31	69**	—
366А	"	"	60	40	—
373/5	"	"	90	10*	—
689/1	"	"	80	20	—
727/2	"	"	70	30	—
817/4	"	"	85	15	—
831	"	"	97	3	—
763/1	"	Берриасская (?)	83	17	—
570	"	Валанжинская	86	14	—
735/1	"	То же	75	25	—
741/3	"	"	91	9	—
456/1	"	Апт-альбская	90	10	—
728	"	То же	96	4	—
729/1	"	"	88	12	—
838	"	"	100	—	—
842/1	"	"	75	25	—
517/1	Алевролит	Триасово-позднеюрская	75	25	—
541/3	То же	То же	24	76	—
250	"	Средне (?) -позднеюрско-раннемеловая	90	10	—
270/2	"	То же	50	50	—
595/1	"	"	74	26	—
662	"	"	75	25	—
568	"	Валанжинская	80	20	—
736	"	То же	90	10	—
260	Алевро-аргиллит	Средне (?) -позднеюрско-раннемеловая	86	14	—
282/1	То же	То же	63	37	—
357/1	"	"	82	17	1
514	"	"	80	20	—
524/3	"	"	76	24**	—
529	"	"	94	6**	—
550	"	"	85	15	—
655/14	"	"	74	26	—
657/1	"	"	79	21	—
663/1	"	"	64	36	—
696/2	"	"	84	16	—
439	Аргиллит	Триасово-позднеюрская	77	23**	—
490	То же	То же	94	6**	—
238/1	"	Средне (?) -позднеюрско-раннемеловая	64	36	—

Таблица 8 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
346/1	Аргиллит	Средне(?)-позднеюрско-раннемеловая	52	48	—
536	"	"	84	15	1
660	"	"	71	29	—
Корякско-Камчатская область; Таловско-Майнская зона					
18-А	Песчаник	Силурийская	63	37	—
18-Б	То же	То же	31	69	—
19-Д	"	"	42	58	—
16-А	Алевро-аргиллит	"	57	43	—
19-Е	То же	"	65	35	—
2-В	Песчаник	Каменноугольная	26	74	—
4-В	То же	То же	50	50	—
5-А	"	"	65	35	—
15-Б	"	"	37	63	—
2-Б	Алевро-аргиллит	"	46	54	—
5-Б	То же	"	60	40	—
10-Б	"	"	62	38	—
12-Б	"	"	28	72	—
13-В	"	"	67	33	—
22	Песчаник	Пермская	28,5	43	28,5
24-Ж	То же	То же	26,5	47	26,5
24-И	"	"	25	75	—
22-А	Алевро-аргиллит	"	36	32	32
24-Д	То же	"	10	37	53
34-Б	"	Нижнемеловая	10	24	66
Олюторский прогиб; Западная зона					
1415	Песчаник	Ильпинская	24	69	7
1432	То же	То же	36	54	10
1435-Г	"	"	6	14	80
1457	"	"	9	21	70
1476-Е	"	"	5	14	81
1494-А	"	"	—	100	—
1497-Г	"	"	—	100	—
1542	"	"	3	5	92
1548	"	"	4	6	90
1403	Аргиллит	"	61	36	3
1435	То же	"	34	31	35
1457-А	"	"	27	24	49
1468	"	"	68	22	10
1497-Е	"	"	—	28	72
1543	"	"	24	19	57
2158-Б	Песчаник	Алугинская	18	36	46
3064	То же	То же	36	11	53
3007	Конкреция песчаника	"	22	11	67
2134-А	Алевролит	"	31	25	44
2156-А	То же	"	31	13	56
2759	"	"	21	5	74
3050-Е	"	"	19	10	71
2155-А	Аргиллит	"	32	10	58
2159	То же	"	27	16	57
3051	"	"	19	14	67

Таблица 8 (окончание)

1	2	3	4	5	6
3055	Аргиллит	Алугинская	10	20	70
2146	Песчаник	Пахачинская	—	9	91
2147-Г	То же	То же	10,5	10,5	79
2154-Г	"	"	13	11	76
3171	"	"	16	16	68
3219-В	"	"	8,5	8,5	83
2704-О	Алевролит	"	27	19	54
2717	То же	"	15	11	74
3020	"	"	23	15	62
3026	"	"	8	15	77
3243	Аргиллит	"	6	20	74
2172-А	Песчаник	Корфская	19	12	69
2171-А	Алевролит	То же	11	5	84
2764	То же	"	15	11	74
2876-Б	"	"	9	5	86
2883	"	"	19	12	69
2898	"	"	19	10	71
2806	Аргиллит	"	15	15	70
2850-В	То же	"	16	8	76
2864	"	"	34	17	49
2927	"	"	29	14	57
Восточная зона					
2014	Песчаник	Ачайваямская	7	93	—
2027	То же	То же	48	48	4
2016	Алевролит	"	23	71	6
2244	То же	"	53	47	—
2257	"	"	67	33	—
2263	"	"	11	89	—
2115	Аргиллит	"	47	53	—
2001	То же	"	48	52	—
2126	"	"	50	50	—
2011	"	"	26	74	—
2024	"	"	6	33	61
2029	"	"	27	73	—
2042-А	Песчаник	Ильпинская	16	42	42
2100	То же	То же	69	31	—
2037-Б	"	"	46	54	—
2039-А	"	"	55	45	—
2050-А	"	"	27	73	—
2075	"	"	64	36	—
2082-А	"	"	47	53	—
2092-Б	"	"	55	45	—
2098-А	"	"	64	36	—
2043-Б	Алевролит	"	32,5	32,5	35
2055	Аргиллит	"	60	33	7
2031-В	То же	"	68	32	—
2036-Б	"	"	59	41	—
2039-Б	"	"	57	43	—
2044-Б	"	"	70	30	—
2058	"	"	67	33	—
2061-Б	"	"	65	35	—
2065-Б	"	"	69	31	—
2072-А	"	"	30	70	—
2103-А	"	"	55	45	—

Таблица 8 (окончание)

1	2	3	4	5	6
3303-А	Песчаник	Алугинская	57	43	—
2294	Алевролит	То же	55	45	—
2330	То же	"	61	39	—
2342	"	"	59	35	6
2348	"	"	65	35	—
3291	"	"	50	50	—
3312	Песчаник	Пахачинская	19	23	58
3316	То же	То же	14	22	64
3317-3	"	"	7	7	86
3265	Алевролит	"	26	17	57
3277	То же	"	29	18	53
3124	"	Корфская	5	4	91
3130	"	То же	12	9	79
3105	Аргиллит	"	29	19	52

* — вместе с нормальным хлоритом, присутствует дефектный;

** — хлорит дефектный.

Химический состав

Химический состав песчаников, как установлено исследованиями современных и древних песчано-алевритовых пород, так же как и соотношение породообразующих компонентов этих пород и минеральный состав их тяжелой фракции, зависят в большей степени от вещественного состава материнских пород и от их расположения в определенных тектонических обстановках. При этом если минеральный состав осадков в процессе их постседиментационных превращений в поруду меняется (иногда довольно сильно) в сторону образования ассоциаций, наиболее устойчивых в зоне гипергенеза, то химический состав пород существенно не меняется.

Геосинклинальные аркозовые разности на Сихотэ-Алине и граувакковые в Корякско-Камчатской области достаточно хорошо различаются по абсолютным содержаниям главнейших породообразующих окислов, из которых наиболее ярким является кремнезем: в среднем 73% в аркозах и 57% в граувакках (табл. 9). Некоторые частные коэффициенты, включенные в те же таблицы, также иллюстрируют различия этих групп пород. К этим коэффициентам относятся: 1) K_2O/Na_2O , отражающий степень сиаличности источника питания, его обогащенности калием. В южном Сихотэ-Алине [69] этот показатель близок к единице и часто больше, однако в западной его части он значительно ниже, опускаясь до 0,31. Такое отношение типично для граувакк [88] и в нашем случае объясняется преобладанием среди полевых шпатов песчаников кислых плагиоклазов и широким развитием альбитизации [120]. В Корякско-Камчатских песчаниках отношение K_2O/Na_2O значительно меньше: в Таловско-Майнской зоне не более 0,27 (среднее 0,20), а в Олюторском прогибе — 0,52 (среднее 0,39); 2) SiO_2/Al_2O_3 — показатель "зрелости" пород, зависящий главным образом от количества обломочного кварца или обломков пород, богатых кварцем и кремнеземом. На Сихотэ-Алине он составляет 6,05—5,76, а в Корякско-Камчатской области — 4,02—3,94. Обогащение кремнеземом сихотэалинских аркозов по сравнению с граувакками очевидно.

3) $Fe_2O_3 + FeO + MgO/Al_2O_3$ — коэффициент фемичности, также весьма полезен для идентификации аркозов и граувакк [88]. Его высокие значения характеризуют граувакки, и в нашем случае в этом типе пород он превышает аркозовый в два раза и более.

А.А. Предовский [105] предложил диаграмму (рис. 27), где алюмосиликатные клас-

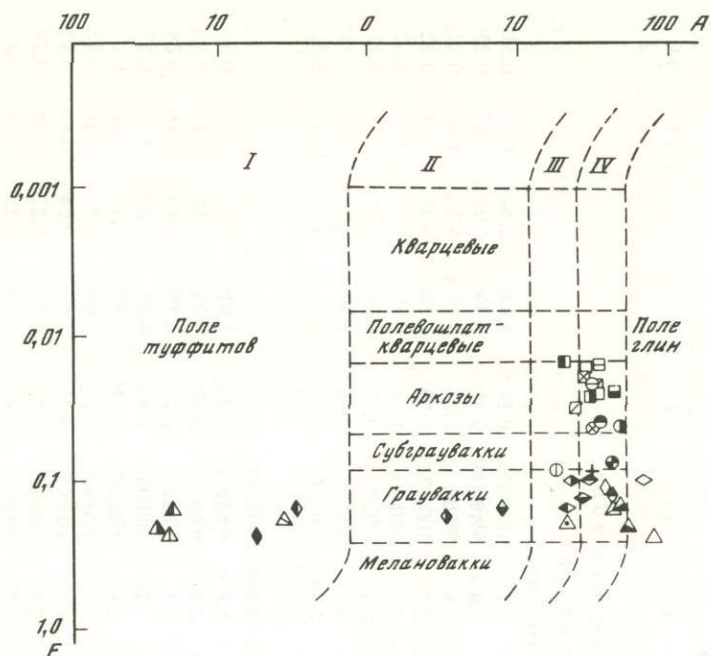


Рис. 27. Диаграмма $A-F$ для песчано-алевритовых пород $A = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)$; $F = (Fe_2O_3 + FeO + MgO) : SiO_2$ (мол. вес). По вертикали (F) – классы по фемичности, по горизонтали – классы по глиноземистости (глинистость пород): I – переходные к туффицитам и туффициты; II – малоглинистые; III – глинистые, IV – высокоглинистые. Остальные условные обозначения на рис. 20

тические осадочные образования подразделяются по частной глиноземистости (A) и по фемичности (F). Подавляющее большинство сихотэалинских песчаников расположено в полях глинистых и высокоглинистых пород, в аркозовой ее части по показателю фемичности, и только южносихотэалинские, а также песчаники толщи песчаников, алевролитов и гравелитов Западного Сихотэ-Алиня этого региона находятся на границе субграувакк и граувакк.

Геосинклинальные песчаники Бикинской зоны в целом имеют довольно близкий химический состав (см. табл. 9). Содержание SiO_2 в них в среднем 69–78%; TiO_2 – 0,37–0,58%; Al_2O_3 – 11,6–14%; MgO – 0,4–1,8%; Na_2O – 2,4–4,5%; K_2O – 1,5–2,8%. По этим геохимическим характеристикам они близки к кислым изверженным породам и занимают промежуточное положение между аркозами и граувакками [184]. От "среднего" аркоза они отличаются несколько меньшими содержаниями SiO_2 и большими – Al_2O_3 и TiO_2 , а также преобладанием Na_2O над K_2O . Последнее типично для граувакк [88].

На диаграмме химической классификации кластогенных осадочных образований по глиноземистости (A) и фемичности (F) [105] большинство песчаников расположено в полях глинистых и высокоглинистых пород преимущественно в аркозовой и в меньшей степени полевошпатово-кварцевой, субграувакковой и граувакковой их частях (см. рис. 27). Разброс отдельных проб по другим категориям глиноземистости объясняется различной долей участия в составе песчаников глинистого матрикса или примесью в них пирокластического материала. Заметен более аркозовый состав валанжинских песчаников и более граувакковый берриасских. Кроме того, валанжинские и аптальбские песчаники отличаются от остальных более высокими средними показателями "зрелости" – SiO_2/Al_2O_3 (6), указывающих на их обогащенность обломочным кварцем и кремнистыми породами (см. табл. 9). В них также гораздо больше K_2O – отно-

Таблица 9
Химический состав (% массы) и некоторые петрохимические коэффициенты
песчано-алевролитовых пород Сихотэ-Алинской системы и Корякско-Камчатской складчатой области

Проба, №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.П.П.	Сумма	K ₂ O		SiO ₂		Al ₂ O ₃		MgO		Fe		
													Na ₂ O	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	CaO	Al ₂ O ₃	CaO	Al ₂ O ₃			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
Сихотэ-Алинская система, Бикинская зона																							
Раннегеосинклинальный комплекс																							
Триасово-позднеюрская толща																							
435/2	70,8	0,47	14,7	2,2	1,9	0,09	0,4	0,38	5,0	1,87	2,2	100,08	0,37	4,82	2,94	1,05	0,31						
438/1	75,9	0,35	13,1	1,55	1,18	0,06	0,1	0,15	4,5	1,56	1,6	99,99	0,35	5,79	2,91	0,67	0,22						
521/1	69,8	0,45	15,6	1,37	2,45	0,04	0,4	0,28	3,3	4,2	1,9	99,82	1,27	4,74	4,73	1,43	0,27						
542/2	73,3	0,53	13,9	2,37	1,6	0,06	0,5	0,31	2,3	2,96	2,3	100,13	1,29	5,27	6,04	1,61	0,32						
544	68,6	0,62	16,0	1,94	2,02	0,06	1,2	0,4	3,5	3,65	2,1	100,09	1,04	4,28	4,57	3,0	0,32						
722/1	77,6	0,32	12,2	1,33	0,79	0,02	0,4	0,3	3,8	1,99	1,3	100,05	0,52	6,36	3,21	1,33	0,21						
754	72,5	0,59	12,3	3,51	1,11	0,03	1,7	0,19	1,5	3,54	3,2	100,17	2,36	5,89	8,2	8,95	0,51						
Среднее по толще	72,64	0,48	13,97	2,04	1,58	0,05	0,67	0,29	3,41	2,82	2,09	100,04	0,83	5,2	4,1	2,31	0,31						
Средне(?)-позднеюрско-раннемеловая толща																							
271/5	72,1	0,43	12,2	0,15	5,21	0,07	0,4	1,36	5,3	1,14	1,5	99,86	0,22	5,91	2,3	0,29	0,55						
274/1	72,8	0,51	14,7	1,08	2,29	0,08	0,3	0,76	4,4	1,38	1,6	99,9	0,31	4,95	3,34	0,4	0,25						
287/1	74,9	0,35	13,4	2,79	0,79	0,28	0,1	0,36	4,5	0,75	1,7	99,92	0,17	5,59	2,98	0,28	0,28						
285	65,9	0,55	14,7	2,63	5,56	0,16	1,7	0,75	4,5	1,35	2,26	100,06	0,3	4,48	3,27	2,27	0,67						
356/1	75,4	0,31	11,9	1,15	2,29	0,12	0,1	1,66	4,4	1,37	1,4	100,10	0,31	6,64	2,7	0,06	0,3						
502/4	75,4	0,33	14,0	1,41	1,58	0,05	0,1	0,28	4,0	1,53	1,4	100,12	0,38	5,39	3,5	0,36	0,22						
512/1	75,9	0,28	13,8	0,78	1,5	0,07	0,1	0,17	4,7	1,68	1,2	100,05	0,36	5,5	2,94	0,59	0,17						
529/2	72,6	0,64	13,7	3,3	1,39	0,07	0,7	0,23	2,6	2,0	2,9	100,13	0,77	5,3	5,27	3,04	0,39						
536/1	73,7	0,34	13,92	2,06	0,84	0,06	1,31	0,56	3,29	1,61	1,94	99,63	0,49	5,29	4,23	2,34	0,3						
549	78,8	0,29	11,6	1,68	0,55	0,1	0,4	0,24	3,8	0,37	2,1	99,91	0,1	6,79	3,05	1,67	0,23						
552	78,3	0,23	11,5	2,33	1,39	0,17	0,4	0,22	3,3	1,28	0,9	100,02	0,39	6,81	3,48	1,82	0,36						
554	70,8	0,47	13,6	4,75	1,55	0,17	1,1	0,1	2,4	1,19	3,9	100,03	0,5	5,21	5,67	11	0,54						
594	80,0	0,26	11,2	1,03	0,67	0,09	0,1	0,17	3,3	2,05	1,2	100,07	0,62	7,14	3,39	0,59	0,16						
655/13	79,3	0,36	10,8	1,11	2,1	0,09	0,5	0,3	3,3	0,98	1,2	100,04	0,3	7,34	3,27	1,67	0,34						
658	79,1	0,39	10,8	1,6	1,43	0,06	0,6	0,22	3,0	1,05	1,8	100,05	0,35	7,32	3,6	2,72	0,34						
688/2	72,2	0,5	13,1	1,14	3,02	0,11	1,1	0,56	3,6	2,4	2,2	99,93	0,67	5,51	3,64	1,96	0,4						
689/1	72,2	0,49	12,9	0,91	2,86	0,09	1,1	0,88	4,3	2,24	2,1	100,07	0,52	5,6	3,0	1,25	0,38						
692/3	65,7	0,56	14,1	1,23	3,18	0,22	1,9	2,46	4,1	2,43	4,1	99,98	0,59	4,66	3,44	0,77	0,45						
699	76,6	0,32	11,3	0,94	1,03	0,03	0,6	0,24	4,7	2,47	1,7	99,93	0,53	6,78	2,4	2,5	0,23						
727/2	77,0	0,39	11,7	0,57	1,83	0,08	0,5	0,4	5,0	1,21	1,3	99,98	0,24	6,58	2,34	1,25	0,25						
778/1	78,8	0,28	12,0	1,45	0,71	0,0	0,4	0,34	2,7	1,74	1,6	100,02	0,64	6,57	4,44	1,18	0,21						
812/5	77,7	0,36	11,8	1,04	1,51	0,03	0,7	0,36	3,1	2,29	1,1	99,99	0,74	6,58	3,81	1,94	0,28						
817/4	76,9	0,33	11,5	2,39	0,4	0,06	0,5	0,36	3,6	1,62	2,3	99,96	0,45	6,69	3,19	1,39	0,29						
826/3	74,7	0,36	13,1	1,87	0,55	0,01	0,5	0,43	3,8	2,81	1,9	100,03	0,74	5,7	3,45	1,16	0,22						
827/2	73,6	0,43	13,7	1,22	1,51	0,05	0,9	0,63	3,1	3,15	1,7	99,99	1,02	5,37	4,42	1,43	0,26						
828	78,4	0,22	11,8	0,93	0,4	0,01	0,6	0,26	3,1	3,13	1,2	99,84	1,01	6,64	3,81	2,31	0,16						
831	77,3	0,2	11,6	2,03	0,24	0,32	0,4	0,47	3,2	2,59	1,7	100,05	0,81	6,66	3,62	0,85	0,23						
Среднее по толще	75,04	0,38	12,61	1,61	1,72	0,1	0,63	0,55	3,74	1,77	1,85	100,00	0,47	5,93	3,37	1,15	0,31						
Среднее по комплексу	73,84	0,43	13,29	1,82	1,65	0,08	0,65	0,42	3,58	2,3	1,97	100,05	0,65	5,56	3,73	1,73	0,31						
Позднегеосинклинальный комплекс																							
Берриасская толща																							
762/1	71,4	0,65	12,3	2,53	2,7	0,17	1,9	0,5	3,9	1,45	2,5	100,00	0,37	5,8	3,15	3,8	0,6						
763/1	65,1	0,64	14,2	1,77	3,02	0,14	2,6	3,03	4,1	1,23	4,2	100,03	0,3	4,58	3,46	0,86	0,52						
765	69,2	0,51	12,8	1,82	2,46	0,2	1,7	1,7	5,2	0,91	3,5	100,00	0,18	5,41	2,46	1,0	0,47						
766	71,7	0,55	13,2	1,71	2,22	0,08	1,1	0,69	5,2	1,87	1,7	100,02	0,36	5,43	2,54	1,59	0,38						
791/2	68,7	0,55	14,4	1,66	2,7	0,31	1,7	1,36	4,0	2,23	2,4	100,01	0,56	4,77	3,6	1,25	0,42						
Среднее по толще	69,22	0,58	13,38	1,9	2,62	0,18	1,8	1,46	4,48	1,54	2,86	100,02	0,34	5,17	2,99	1,23	0,47						
Валанжинская толща																							
568/1	79,3	0,38	11,0	0,01	2,52	0,07	0,1	0,12	3,7	1,71	1,1	100,01	0,46	7,21	2,97	0,83	0,24						
570	72,5	0,47	14,7	2,02	0,84	0,03	0,7	0,29	2,9	3,14	2,3	99,89	1,08	4,93	5,07	2,41	0,24						
572	75,1	0,42	13,7	2,02	0,5	0,05	0,4	0,24	4,4	1,63	1,6	100,06	0,37	5,48	3,11	1,67	0,22						
574	73,8	0,42	12,8	1,3	1,98	0,07	1,1	0,46	3,6	2,97	1,6	100,1	0,83	5,76	3,56	2,39	0,34						
577	76,4	0,33	13,3	1,39	0,38	0,03	0,3	0,14	2,9	2,5	2,3	99,97	0,86	5,74	4,59	2,14	0,16						
735/1	80,8	0,32	9,8	0,34	1,27	0,0	0,4	0,19	3,4	2,29	1,2	100,01	0,68	8,24	2,88	2,1	0,2						
736/1	78,2	0,31	11,3	0,57	0,63	0,0	0,4	0,15	3,5	3,13	1,8	99,99	0,89	6,92	3,23	2,67	0,14						
737/2	78,8	0,44	11,5	0,9	0,55	0,0	0,4	0,19	2,8	3,21	1,3	100,09	1,15	6,85	4,11	2,1	0,16						
741/2	80,8	0,36	11,3	0,23	0,55	0,0	0,2	0,2	3,0	2,66	0,7	99,97	0,89	7,15	3,77	1,0	0,09						

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Баланжинская толща																	
741/3	81,6	0,25	10,1	0,13	0,4	0,0	0,3	0,14	3,0	2,67	1,5	100,09	0,89	8,08	3,37	2,14	0,08
741/4	82,3	0,4	9,9	0,17	0,4	0,01	0,2	0,17	2,7	2,55	1,2	100,00	0,95	8,31	3,67	1,18	0,08
Среднее по толще	78,15	0,37	11,76	0,83	0,91	0,02	0,41	0,21	3,26	2,59	1,51	100,02	0,79	6,64	3,61	1,95	0,18
Апт-альбская толща																	
455	77,2	0,32	13,1	0,74	1,74	0,03	0,1	0,22	3,6	2,16	1,6	99,95	0,6	5,89	3,64	0,45	0,2
457	76,3	0,25	12,9	0,56	1,87	0,07	0,1	0,23	3,5	2,57	1,6	99,98	0,72	5,91	3,58	0,44	0,2
728/3	75,9	0,6	70,6	3,3	0,63	0,53	0,8	0,29	2,0	2,21	3,1	99,96	1,1	7,16	5,3	2,76	0,45
729	73,7	0,63	10,0	3,62	1,83	0,36	1,7	0,92	1,2	3,2	2,8	99,96	2,67	7,37	8,33	1,85	0,72
729/4	72,3	0,44	11,4	1,76	1,67	0,27	1,0	2,42	1,7	2,55	4,4	99,91	1,72	6,34	6,71	0,41	0,39
Среднее по толще	75,08	0,45	11,6	2,0	1,55	0,25	0,74	0,82	2,42	2,54	2,7	100,15	1,05	6,47	4,79	0,9	0,37
Среднее по комплексу	74,15	0,47	12,25	1,57	1,69	0,15	0,98	0,83	3,39	2,23	2,36	100,07	0,73	6,09	3,8	1,36	0,34
Северный Сихотэ-Алинь																	
Раннегеосинклинальный комплекс																	
Джаурская свита																	
440	73,77	0,37	12,97	1,26	1,74	0,03	1,09	0,76	3,69	1,92	1,78	99,38	0,52	5,68	3,51	1,43	0,31
441	72,61	0,39	13,75	0,54	2,22	0,05	1,13	0,98	3,59	2,37	1,92	99,55	0,66	5,28	3,83	1,15	0,28
445	73,73	0,32	12,74	0,81	2,01	0,12	0,92	1,67	3,44	1,83	2,09	99,68	0,53	5,78	3,70	0,55	0,29
447	69,8	0,56	14,6	3,06	1,81	0,04	1,0	0,12	2,50	2,71	3,9	100,01	1,08	4,78	5,84	8,33	0,40
448	78,50	0,13	11,8	0,50	1,95	0,08	0,2	1,04	3,10	1,96	0,8	100,04	0,63	6,65	3,80	0,19	0,22
448/1	76,70	0,14	11,57	0,53	1,56	0,08	0,75	1,35	3,44	1,90	1,67	99,69	0,55	6,62	3,36	0,55	0,24
449	75,30	0,32	13,5	0,66	1,56	0,05	0,1	0,84	4,4	1,97	1,40	100,07	0,44	5,57	3,06	0,11	0,17
451	73,48	0,50	12,53	0,57	2,65	0,02	1,21	0,77	3,04	2,59	2,30	99,66	0,85	5,86	4,12	1,57	0,35
452	73,20	0,40	15,2	0,45	2,20	0,03	0,5	0,17	3,00	2,94	1,87	100,05	0,98	4,81	5,06	2,94	0,20
453	74,81	0,35	12,66	1,19	1,60	0,07	0,95	1,75	3,47	1,96	2,92	99,73	0,56	5,75	3,64	0,54	0,29
457	72,0	0,35	13,5	1,14	2,08	0,12	0,7	1,46	4,60	1,74	2,46	100,10	0,37	5,33	2,93	0,47	0,29
459	72,2	0,30	12,7	<0,01	2,51	0,13	0,40	2,60	2,90	2,64	3,6	99,98	0,91	5,68	4,37	0,15	0,22
460	76,4	0,30	13,2	0,67	1,62	0,07	0,3	0,31	2,40	2,76	1,86	99,96	1,15	5,78	5,50	0,96	0,19
459/1	71,59	0,30	12,44	0,69	1,61	0,13	0,84	2,91	3,34	2,54	3,01	99,40	0,76	5,75	3,72	0,28	0,25
Среднее по свите	73,72	0,33	13,08	0,86	1,93	0,07	0,72	1,19	3,35	2,27	2,32	99,84	0,67	5,63	3,90	0,60	0,26
Киселевская свита																	
110	85,15	0,33	5,15	0,93	1,91	0,14	0,66	1,75	0,47	0,99	1,94	99,42	2,10	16,53	10,95	0,37	0,67
119	55,77	1,00	18,19	4,87	2,33	0,17	1,68	2,51	5,05	5,64	3,34	100,55	1,11	3,06	3,60	0,66	0,48
142	71,04	0,51	10,46	2,11	1,91	0,18	1,77	2,87	1,79	1,96	5,41	100,01	1,09	6,79	5,84	0,61	0,55
215	63,4	1,01	14,0	5,62	2,20	0,12	1,2	1,68	3,6	3,77	3,39	100,01	1,04	4,52	3,88	0,71	0,64
420	75,0	0,40	12,1	1,52	1,25	0,06	1,4	0,96	2,2	3,22	1,9	100,00	1,46	6,19	5,50	1,45	0,34
Среднее по свите	70,29	0,63	11,71	2,87	1,96	0,14	1,35	2,11	2,55	3,02	3,42	100,05	1,18	6,00	4,59	0,63	0,52
Хунгарийская свита																	
243	73,3	0,42	15,3	<0,01	2,65	0,33	0,4	0,77	2,9	3,28	0,8	99,84	1,13	4,79	5,27	0,51	0,19
243/1	72,36	0,42	13,87	0,55	1,86	0,03	0,78	1,46	3,22	2,77	2,24	99,56	0,86	5,21	4,30	0,53	0,22
265	79,6	0,37	10,4	0,38	3,35	0,04	0,7	0,28	1,8	2,25	0,7	99,87	1,25	7,65	5,77	2,50	0,42
Среднее по свите	75,08	0,40	13,19	0,31	2,62	0,03	0,62	0,83	2,64	2,76	1,43	99,91	1,04	5,69	4,99	0,74	0,26
Среднее по комплексу	73,03	0,45	12,66	1,35	2,17	0,08	0,90	1,38	2,85	2,68	2,38	99,93	0,94	5,76	4,44	0,65	0,34
Позднегеосинклинальный комплекс																	
Горинская свита																	
338	70,7	0,56	14,8	1,77	1,67	0,03	0,8	0,31	3,7	2,78	2,8	99,98	0,75	4,47	4,00	2,58	0,28
340	74,4	0,40	13,1	0,91	1,05	0,01	0,6	0,33	4,4	3,14	1,70	100,00	0,71	5,67	2,97	1,81	0,19
343	71,1	0,48	14,9	0,82	2,79	0,03	0,4	0,20	3,9	2,94	2,3	99,95	0,75	4,77	3,82	2,00	0,26
344	74,5	0,38	12,7	0,55	2,74	0,14	1,0	0,32	3,4	2,71	1,50	99,90	0,79	5,86	3,73	3,12	0,33
345	73,7	0,39	12,8	1,09	1,47	0,05	0,9	0,52	4,1	3,28	1,74	100,00	0,80	5,75	3,12	1,73	0,27
Среднее по свите	72,88	0,44	13,66	1,02	1,94	0,05	0,74	0,33	3,90	2,97	2,01	99,94	0,76	5,33	3,50	2,24	0,27
Пионерская свита																	
314	67,0	0,64	16,5	0,95	3,07	0,05	1,2	0,67	3,1	3,32	3,5	99,98	1,07	4,06	5,32	1,79	0,31
318	69,6	0,61	15,3	1,22	2,51	0,03	1,1	0,72	2,5	3,25	3,1	100,00	1,30	4,54	6,12	1,52	0,31
Среднее по свите	68,3	0,62	15,9	1,08	2,79	0,04	1,1	0,69	2,8	3,29	3,3	99,91	1,18	4,30	5,72	1,65	0,31
Пиванская свита																	
301	76,1	0,45	12,0	0,66	1,76	0,07	0,8	0,81	2,9	2,89	1,63	100,10	0,99	6,34	4,13	0,98	0,26
303	72,6	0,47	15,0	1,35	1,53	0,02	0,2	0,31	3,3	2,78	2,5	99,99	0,84	4,84	4,54	0,64	0,20
305	78,8	0,39	10,5	0,39	1,83	0,06	0,4	0,52	3,2	2,64	1,25	100,00	0,82	7,50	3,28	0,76	0,24
307/А	70,9	0,43	14,3	1,79	1,76	0,11	1,0	0,73	2,8	3,59	2,54	100,00	1,28	4,95	5,10	1,36	0,31
308	73,1	0,51	14,6	0,27	2,23	0,05	0,4	0,92	3,6	2,78	1,5	99,93	0,77	5,00	4,05	0,43	0,19
319	74,3	0,44	13,4	0,33	1,67	0,05	0,5	0,75	3,4	2,91	2,1	99,92	0,85	5,54	3,94	0,66	0,18

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Пиванская свита																	
322	75,9	0,40	11,5	1,09	2,32	0,06	0,5	0,57	3,0	3,18	1,55	100,10	1,06	6,60	3,83	0,87	0,34
325	74,6	0,40	12,1	1,78	1,05	0,09	0,5	0,90	3,4	3,00	2,17	100,00	0,88	6,16	3,55	0,55	0,27
327	76,0	0,30	11,8	1,31	1,12	0,06	0,3	0,31	4,0	3,16	1,60	100,00	0,79	6,44	2,95	0,96	0,23
330	71,9	0,32	12,3	0,22	1,25	0,15	0,3	3,83	3,5	2,07	4,2	99,99	0,59	5,84	3,51	0,07	0,14
333	79,6	0,33	9,8	1,43	1,33	0,02	0,2	0,30	2,6	3,17	1,27	100,00	1,21	8,12	3,76	0,66	0,30
335	72,3	0,45	12,9	2,00	2,11	0,06	0,8	0,82	3,6	2,64	2,35	100,00	0,73	5,60	3,58	0,97	0,38
Среднее по свите	74,67	0,40	12,51	1,05	1,66	0,06	0,49	0,89	3,27	2,90	2,05	99,95	0,88	5,96	3,82	0,55	0,25
Уктурская свита																	
284	73,4	0,39	13,0	1,67	0,70	0,04	0,5	0,84	3,3	3,39	2,54	100,10	1,11	5,64	3,93	0,59	0,22
286	73,0	0,48	12,2	1,15	2,93	0,08	1,4	1,78	2,9	1,81	2,3	99,66	0,62	5,98	4,20	0,78	0,44
352	69,7	0,38	12,5	0,98	0,84	0,11	0,7	3,01	6,1	1,15	4,7	100,07	0,18	5,57	2,04	0,23	0,20
354	77,1	0,31	12,0	0,48	1,40	0,06	0,2	0,77	4,5	1,95	1,20	100,00	0,43	6,42	2,66	0,25	0,17
358	70,9	0,54	15,5	1,68	0,97	0,08	0,3	0,33	4,5	2,65	2,5	99,99	0,58	4,57	3,44	0,90	0,19
359	74,7	0,38	12,4	1,67	1,05	0,04	0,6	0,20	4,0	3,26	1,65	100,00	0,81	6,02	3,10	3,00	0,26
398	68,8	0,60	14,6	1,37	3,09	0,08	1,0	1,04	2,6	2,59	4,25	100,00	0,99	4,71	5,61	0,96	0,37
401	63,5	0,63	15,6	5,23	0,63	0,21	2,0	3,81	2,8	2,57	3,04	100,00	0,91	4,07	5,57	0,52	0,50
402	69,5	0,18	10,9	<0,01	4,63	0,08	0,3	1,58	3,1	1,53	8,25	100,10	0,49	6,37	3,51	0,18	0,43
403	70,0	0,53	13,9	4,31	1,12	0,04	0,8	0,44	2,7	2,61	3,45	99,90	0,96	5,03	5,14	1,81	0,44
404	69,5	0,57	15,1	2,29	2,09	0,05	1,0	1,24	2,4	2,04	3,8	100,05	0,85	4,60	6,29	0,80	0,35
432	74,8	0,43	12,2	0,01	2,11	0,04	1,2	0,92	3,9	2,65	1,70	100,00	0,67	6,13	3,13	1,30	0,27
434	71,3	0,44	14,1	0,24	2,23	0,08	0,9	2,85	2,6	2,52	2,8	100,01	0,96	5,05	5,42	0,31	0,23
436	70,5	0,56	14,1	3,08	0,70	<0,01	0,9	0,22	1,5	4,37	4,05	100,00	2,91	5,00	9,40	4,09	0,33
Среднее по свите	71,08	0,46	13,42	1,86	1,61	0,07	0,84	1,39	3,31	2,50	3,38	99,92	0,30	5,29	4,05	0,60	0,32
Ларгасинская свита																	
295	55,6	1,21	16,0	5,33	2,23	0,11	4,1	5,50	3,3	1,98	4,5	100,00	0,60	3,47	4,84	0,74	0,72
363	78,4	0,31	9,9	0,85	0,91	<0,01	0,4	0,28	3,4	1,82	3,75	100,00	0,53	7,91	2,91	1,42	0,21
364	75,7	0,43	15,0	<0,01	0,84	0,02	0,4	0,13	3,4	2,55	1,7	100,00	0,75	5,03	4,41	3,07	8,08
387	69,8	0,43	14,4	0,72	2,39	0,18	0,9	2,40	1,8	4,01	3,04	100,10	2,22	4,84	8,00	0,37	0,27
390	71,1	0,44	15,5	<0,01	1,81	0,11	0,9	1,91	1,5	3,33	3,4	100,00	2,22	4,58	10,33	0,47	0,17
394	71,7	0,36	11,4	<0,01	3,02	0,11	1,2	3,29	2,6	2,29	4,00	100,00	0,88	6,28	4,38	0,36	0,37
396	70,6	0,43	12,5	0,04	2,81	0,09	0,9	1,71	4,3	2,81	3,82	100,00	0,65	5,64	2,90	0,52	0,30
Удоминская свита																	
426	68,4	0,62	14,8	3,29	0,84	0,04	0,6	2,14	1,9	2,59	4,9	100,04	1,36	4,62	7,78	0,28	0,31
427	77,3	0,34	9,8	1,25	2,53	0,12	0,7	0,53	2,8	2,09	2,50	100,00	0,74	7,88	3,50	1,32	0,45
429	70,9	0,58	15,1	1,61	2,37	0,04	0,8	0,76	3,6	2,24	2,1	100,14	0,62	4,69	4,19	1,05	0,31
502	72,4	0,51	13,1	<0,01	3,16	0,05	0,7	0,84	4,4	2,86	1,97	100,00	0,65	5,52	2,97	0,83	0,29
504	72,9	0,48	13,9	0,74	2,51	0,05	0,6	1,07	2,6	2,39	2,8	100,03	0,91	5,24	5,34	0,56	0,27
506	71,9	0,37	12,0	1,89	2,32	0,16	1,2	1,81	3,2	2,84	2,33	100,00	0,88	5,99	3,75	0,66	0,45
511	73,0	0,48	14,4	0,03	3,07	0,09	0,7	1,73	3,3	1,87	1,4	100,03	0,56	5,06	4,36	0,40	0,26
513	70,1	0,47	13,8	1,66	3,51	0,12	1,4	0,59	3,6	2,61	2,17	100,00	0,72	5,07	3,83	2,37	0,47
514	68,1	0,57	15,4	0,76	3,58	0,13	1,1	0,68	3,0	3,66	3,00	100,00	1,22	4,42	5,13	1,61	0,35
Среднее по свите	71,10	0,50	13,56	1,13	2,36	0,08	1,03	1,58	3,04	2,62	2,96	99,96	0,86	5,24	4,46	0,65	0,33
Удоминская свита																	
278	75,1	0,42	11,	2,35	1,33	0,11	0,5	1,05	2,3	3,35	2,37	100,00	1,45	6,76	4,82	0,43	0,37
279	72,3	0,43	13,8	<0,01	3,06	0,05	0,5	1,26	3,0	2,70	2,8	99,98	0,90	5,23	4,60	0,39	0,25
368	66,2	0,44	14,9	3,10	1,05	0,19	3,0	2,51	3,8	2,11	2,70	100,00	0,55	4,44	3,92	1,19	0,47
370	70,50	0,61	13,22	1,78	2,14	0,05	1,37	1,67	2,78	2,42	2,81	99,35	0,87	5,33	4,75	0,82	0,40
371	69,89	0,58	13,96	2,60	1,18	0,02	1,19	0,84	2,70	2,53	3,91	99,40	0,93	5,00	5,17	1,41	0,35
373	70,6	0,49	13,7	1,59	2,74	0,02	1,2	0,88	3,4	2,96	2,45	100,00	0,87	5,15	4,02	1,36	0,40
374	66,13	0,84	16,21	2,48	1,30	0,02	1,10	0,84	2,76	3,09	4,68	99,45	1,11	4,07	5,87	1,30	0,30
378	69,63	0,53	13,88	0,89	3,22	0,08	1,44	1,94	3,35	1,57	2,95	99,48	0,46	5,01	4,14	0,74	0,39
379	72,1	0,29	12,2	1,38	2,11	0,07	0,5	1,63	4,0	2,58	3,14	100,00	0,64	5,90	3,05	0,30	0,32
380	65,5	0,62	14,5	1,34	4,32	0,08	1,1	1,33	2,8	1,73	6,7	100,02	0,61	4,51	5,17	0,82	0,46
383	63,12	0,83	16,23	1,57	4,36	0,19	1,49	0,66	2,34	3,10	5,61	99,50	1,32	3,88	6,93	2,25	0,45
516	71,5	0,43	14,3	1,11	2,46	<0,01	1,1	0,24	3,9	2,90	2,07	100,00	0,74	5,00	3,66	4,58	0,32
519	71,91	0,40	13,23	0,95	3,04	0,05	0,99	1,12	3,44	2,19	2,17	99,49	0,63	5,43	3,84	0,88	0,37
521	77,6	0,34	11,6	0,38	1,97	0,04	0,4	0,65	3,5	1,91	1,56	100,00	0,54	6,68	3,31	0,61	0,23
527	66,5	0,54	16,3	2,84	1,76	<0,01	1,3	0,37	3,4	3,20	3,70	99,90	0,94	4,07	4,79	3,51	0,36
526	70,8	0,38	13,3	0,29	3,30	0,13	1,1	1,34	4,7	1,93	2,76	100,00	0,41	5,32	2,82	0,82	0,35
530	67,9	0,51	14,7	0,36	3,62	0,09	0,7	2,73	3,4	2,18	3,9	100,10	0,64	4,61	4,32	0,25	0,31
532	66,33	0,68	15,69	0,62	4,62	0,05	1,48	0,98	3,17	2,35	3,69	99,66	0,74	4,22	4,94	1,51	0,42
534	71,1	0,48	14,4	<0,01	2,81	0,09	1,3	1,92	4,3	2,99	0,60	100,00	0,69	4,93	3,34	0,67	0,28
537	74,2	0,39	12,5	1,93	1,93	0,07	0,9	1,57	4,3	2,75	0,60	100,00	0,63	5,93	2,90	0,57	0,38
541	72,0	0,41	13,4	0,71	2,81	0,17	1,1	2,39	4,1	2,41	0,54	100,00	0,58	5,37	3,26	0,46	0,34
544	72,90	0,56	13,51	0,54	2,10	0,06	0,99	2,48	2,35	2,52	1,50	99,51	1,07	5,39	5,74	0,40	0,26
545	69,7	0,49	15,0	0,70	2,95	0,05	1,1	1,82	3,9	2,98	1,33	100,00	0,76	4,64	3,84	0,60	0,31
555	75,3	0,40	12,2	0,39	1,90	0,05	0,8	1,22	4,3	2,24	1,22	100,10	0,52	6,17	2,83	0,65	0,25
557	68,5	0,50	13,4	2,61	4,14	0,25	1,9	2,46	2,2	2,05	2,00	100,00	0,93	5,11	6,09	0,77	0,64
559	70,4	0,44	13,7	2,02													

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Удоминская свита																	
560	67,2	0,57	14,1	2,96	3,93	0,15	1,7	1,14	4,1	2,50	1,61	100,00	0,60	4,76	3,43	1,49	0,60
563	69,9	0,51	15,0	0,27	3,51	0,70	1,4	1,10	3,2	3,82	1,23	100,00	1,19	4,66	4,68	1,27	0,34
Среднее по свите	70,17	0,50	13,92	1,34	2,55	0,08	1,17	1,43	3,40	2,55	2,53	99,63	0,75	5,04	4,09	0,81	0,36
Среднее по комплексу	71,36	0,48	13,82	1,24	2,15	0,06	0,89	1,05	3,28	2,80	2,68	99,81	0,85	5,16	4,21	0,84	0,30
Корякско-Камчатская область, Таловско-Майнская зона																	
Раннегеосинклинальный комплекс																	
Ордовикская система																	
Туфопесчаники и туфы основного-среднего состава																	
14-19	67,70	0,55	12,17	2,97	2,51	0,04	2,76	2,19	6,41	0,73	1,61	99,64	0,11	5,56	1,90	1,26	0,68
14-21	57,30	0,49	15,98	2,80	4,53	0,10	3,45	4,62	6,82	-	3,31	99,40	-	3,59	2,34	0,75	0,67
14-25	68,20	0,49	13,02	2,37	2,94	0,07	1,87	1,78	6,80	0,10	2,32	99,96	0,01	5,24	1,91	1,05	0,55
Среднее по системе	64,40	0,51	13,72	2,71	3,32	0,07	2,69	2,86	6,68	0,28	2,41	99,65	0,04	4,69	2,05	0,94	0,64
Силурийская система																	
Полимиктовые сильно кальцитизированные песчаники																	
16-1	38,70	0,32	4,20	0,28	1,72	0,34	1,57	27,54	2,02	0,24	22,52	99,45	0,12	9,21	2,08	0,06	0,85
16-2	50,10	0,34	6,28	0,76	2,73	0,21	2,16	17,67	2,62	0,85	16,15	99,87	0,32	7,98	2,40	0,12	0,90
16-4	56,50	0,43	9,04	0,81	4,25	0,06	2,96	11,51	2,35	0,95	10,79	99,65	0,40	6,25	3,85	0,26	0,89
16-Б	61,70	0,63	14,49	1,36	4,17	0,13	3,82	3,22	2,10	1,69	6,35	99,66	0,81	4,26	6,90	0,19	0,65
18-А	58,80	0,69	12,78	1,39	3,62	0,08	4,02	6,59	1,75	1,71	7,35	99,59	0,98	4,60	7,30	0,61	0,71
18-Б	49,80	0,55	9,69	0,10	3,53	0,24	3,32	15,28	2,34	0,89	13,86	99,60	0,38	5,14	4,14	0,22	0,72
18-Г	46,90	0,37	9,05	0,67	3,18	0,23	3,52	17,10	1,14	1,12	16,58	99,86	0,98	5,18	7,94	0,21	0,81
18-Д	48,30	0,58	9,60	0,41	3,16	0,13	2,51	16,96	2,03	0,80	14,92	99,40	0,40	5,03	4,73	0,15	0,63
18-Е	44,10	0,29	9,22	0,24	2,69	0,13	1,91	20,61	1,93	0,83	17,60	99,55	0,43	4,78	4,78	0,09	0,52
19-Б	47,80	0,34	11,68	0,40	3,79	0,11	3,72	13,88	2,04	2,24	13,70	99,50	1,00	4,09	5,73	0,27	0,32
19-Д	51,30	0,52	9,20	0,84	3,03	0,13	2,72	15,28	1,82	0,93	14,27	100,04	0,51	5,58	5,05	0,18	0,72
Среднее по системе	50,36	0,46	9,57	0,66	3,26	0,16	2,93	15,06	2,01	1,10	14,08	99,65	0,58	5,65	4,99	0,21	0,70
Среднее по комплексу	57,38	0,49	11,65	1,69	3,29	0,12	2,81	8,96	4,35	0,69	8,25	99,68	0,31	5,17	3,52	0,58	0,67

Позднегеосинклинальный комплекс

Каменноугольная система

Нижняя часть. Кремнекластиты

с редкой примесью полимиктового материала

4-В	63,90	0,43	8,46	—	3,03	0,20	1,68	8,90	1,77	2,10	9,05	99,52	1,19	7,75	4,78	0,19	
4-З	70,90	0,63	11,87	4,92	1,17	0,11	2,01	2,88	1,34	0,14	3,58	99,55	0,10	5,97	8,86	0,70	0,68
5-А	89,70	0,20	4,29	1,05	0,62	0,04	0,70	0,56	0,60	0,61	1,30	99,67	1,02	20,91	7,15	1,25	0,55
7-В	87,90	0,14	5,06	1,47	0,44	0,06	0,70	1,35	0,60	0,64	1,61	99,97	1,07	17,37	8,43	0,52	0,52
7-Г	87,80	0,17	5,06	0,88	1,19	0,09	0,78	0,17	1,24	0,76	1,60	99,74	0,61	17,35	4,08	4,59	0,56
10-Б	79,70	0,40	8,20	1,88	0,50	0,12	1,20	2,38	0,94	1,69	2,76	99,77	1,80	9,72	8,72	0,50	0,44
12-К	78,80	0,20	4,76	1,93	0,16	0,09	0,80	6,02	0,49	0,57	6,02	99,84	1,16	16,55	9,71	0,13	0,60
13-Б	89,00	0,11	4,77	0,31	1,44	0,02	0,10	1,26	0,43	0,51	1,84	99,79	1,19	18,66	11,09	0,08	0,39
13-Д	91,60	0,08	1,99	1,39	1,16	0,05	0,49	—	0,87	0,36	1,59	99,58	0,41	46,03	2,29	—	1,53
Среднее по системе	82,14	0,26	6,05	1,73	1,08	0,09	0,94	2,61	0,92	0,82	3,27	99,71	0,95	17,79	7,23	1,11	0,66

Верхняя часть. Вулканомиктовые песчаники

с переходами в туфовые, кальцитизированные

2-В	50,90	1,24	14,67	5,33	0,86	0,36	2,51	11,45	2,88	0,31	9,16	99,68	0,11	3,47	5,09	0,22	0,59
3-А	54,50	0,86	18,02	6,12	2,98	0,20	3,02	7,11	2,21	0,34	4,48	99,84	0,15	3,02	8,15	0,42	0,67
3-Б	49,50	1,06	18,02	0,88	10,09	0,15	4,93	6,28	2,94	0,37	5,16	99,38	0,13	2,75	6,13	0,79	0,88
3-Г	52,40	1,44	14,03	10,21	1,43	0,23	3,82	7,49	1,88	0,31	6,63	99,87	0,16	3,73	7,46	0,51	1,10
4-А	60,40	0,95	16,14	5,88	2,17	0,19	3,02	3,82	2,69	0,95	3,41	99,62	0,35	3,74	6,00	0,79	0,69
12-А	56,50	0,98	15,54	5,83	2,38	0,19	3,42	5,18	4,20	0,51	4,79	99,52	0,12	3,64	3,70	0,66	0,75
Среднее по системе	54,03	1,09	16,07	5,71	3,32	0,22	3,45	6,89	2,80	0,47	5,60	99,65	0,17	3,39	6,09	0,58	0,78

Пермская система

Калькарениты с примесью полимиктового материала

22	42,69	0,73	13,87	1,64	3,31	0,08	1,96	15,56	1,76	2,97	14,73	99,30	1,69	3,07	7,88	0,13	0,50
22-Б	24,76	0,44	8,42	2,42	1,84	0,10	2,05	31,06	1,68	0,52	26,15	99,44	0,31	2,94	5,01	0,07	0,75
26-В	29,27	0,46	7,16	0,92	1,86	0,10	0,95	30,20	1,62	0,55	26,47	99,56	0,34	4,09	4,42	0,03	0,52
28-Б	33,61	0,56	9,57	1,79	2,35	0,14	1,23	24,88	1,66	0,82	22,95	99,56	0,49	3,51	5,77	0,05	0,56
Среднее по системе	32,58	0,55	9,76	1,69	2,34	0,11	1,55	25,43	1,68	1,22	22,57	99,48	0,71	3,40	5,77	0,07	0,58

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Вулканомиктовые песчаники с переходами в туфовые, кальцитизированные																	
24-Ж	60,70	0,76	16,83	1,93	2,89	0,08	2,46	3,97	3,36	0,92	5,58	99,48	0,27	3,61	5,01	0,62	0,43
24-З	57,25	0,81	17,50	1,65	4,94	0,10	3,17	3,75	2,91	0,95	6,60	99,63	0,33	3,27	6,01	0,85	0,56
24-И	57,94	0,71	16,21	2,14	4,56	0,09	3,87	3,31	3,76	0,97	5,99	99,55	0,26	3,57	4,31	1,17	0,65
24-К	55,26	1,02	17,64	2,20	5,27	0,09	3,88	3,46	3,98	0,96	5,69	99,45	0,24	3,13	4,43	1,12	0,64
26-А	53,35	1,05	15,02	3,98	4,69	0,17	3,54	4,46	2,94	1,25	9,19	99,64	0,43	3,55	5,11	0,79	0,81
26-Г	56,80	1,00	15,66	2,95	4,61	0,12	3,15	4,16	3,90	1,18	5,92	99,45	0,30	3,63	4,02	0,76	0,68
Среднее по системе	56,88	0,89	16,48	2,48	4,49	0,11	3,35	3,85	3,48	1,04	6,50	99,55	0,31	3,46	4,82	0,89	0,63
Нижемеловой отдел Вулканомиктовые песчаники с переходами в туфовые																	
Мялекасынская свита																	
35-В	65,60	0,72	15,30	4,44	1,47	0,06	1,20	3,17	2,30	1,55	4,12	99,90	0,67	4,28	6,65	0,37	0,46
38-Б	66,90	0,74	15,90	2,70	2,20	0,06	1,30	2,43	2,80	1,67	3,37	100,10	0,59	4,20	5,67	0,53	0,39
38-Е	56,00	1,07	18,70	4,22	4,21	0,11	1,60	6,19	2,60	1,18	4,09	100,00	0,45	2,99	7,19	0,25	0,54
38-И	54,90	2,37	18,40	5,95	3,57	0,21	3,10	5,86	3,10	0,78	2,78	100,00	0,25	2,98	5,93	0,52	0,69
38-Л	57,10	1,12	17,90	4,62	1,92	0,17	2,40	6,43	3,80	0,67	3,82	100,00	0,17	3,18	4,71	0,37	0,50
39-А	67,30	1,03	15,40	3,80	2,06	0,23	1,10	3,68	3,30	0,29	1,84	100,00	0,08	4,37	4,66	0,29	0,45
Среднее по свите	61,30	1,00	16,90	4,28	2,57	0,14	1,78	4,60	2,98	1,02	3,30	99,87	0,34	3,62	5,67	0,38	0,51
Тылакрылская свита																	
44-Б	43,60	0,15	3,60	2,16	1,15	0,25	1,30	28,10	0,60	0,32	18,60	99,80	0,53	12,11	6,00	0,05	1,28
49-А	47,50	1,56	18,60	5,66	6,73	0,18	4,10	7,50	2,50	0,42	5,23	100,00	0,16	2,55	7,44	0,55	0,89
50-Г	61,40	0,90	17,20	3,54	3,39	0,14	2,10	3,97	2,80	1,38	3,18	100,00	0,49	3,56	6,14	0,53	0,53
44-К	51,00	0,95	13,80	3,50	3,98	0,14	3,30	11,20	2,80	0,91	8,37	100,00	0,32	3,69	4,92	0,29	0,78
45-В	57,90	1,16	18,50	3,62	3,34	0,11	2,70	4,31	2,60	1,69	4,00	99,90	0,65	3,12	7,11	0,63	0,52
45-Г	53,90	1,78	18,40	5,26	5,13	0,16	3,00	5,23	2,70	1,15	3,29	100,00	0,42	2,92	6,81	0,57	0,73
45-И	58,60	1,08	18,30	2,82	3,98	0,15	2,80	4,84	3,00	1,23	3,23	100,00	0,41	3,20	6,10	0,58	0,52
Среднее по свите	53,40	1,08	15,48	3,79	3,95	0,16	2,75	9,30	2,40	1,00	6,55	99,86	0,41	3,44	6,45	0,29	0,68
Кармаливаямская свита																	
40-Ж	44,90	0,76	18,10	5,66	2,75	0,18	4,50	13,60	3,00	0,15	6,41	100,00	0,05	2,48	6,03	0,33	0,71
40-З	47,50	0,86	18,20	5,97	3,11	0,17	5,20	10,30	3,10	0,43	5,13	100,00	0,13	2,60	5,87	0,50	0,78
40-И	48,40	0,83	19,20	5,76	2,75	0,25	4,10	13,30	2,00	0,17	3,30	100,10	0,08	2,52	9,6	0,31	0,66
41-А	56,90	1,22	16,10	6,09	3,34	0,11	4,60	4,28	2,50	1,06	3,86	100,10	0,42	3,53	6,44	1,07	0,87
41-Д	42,90	1,14	12,30	4,88	2,61	0,47	3,00	19,20	1,80	0,81	11,00	100,10	0,45	3,48	6,83	0,16	0,85
41-Е	57,50	1,14	15,60	6,45	2,75	0,11	4,20	4,66	2,70	1,03	3,87	100,00	0,38	3,68	5,77	0,90	0,86
41-И	61,60	1,04	15,80	5,45	2,29	0,10	2,60	4,40	2,70	1,06	3,00	100,00	0,39	3,89	5,85	0,59	0,65
41-Л	52,40	1,32	18,70	5,28	4,90	0,14	3,20	6,00	2,80	1,05	4,14	99,90	0,37	2,80	6,67	0,53	0,72
51-В	51,00	0,97	17,10	6,94	3,30	0,23	4,30	7,09	3,10	0,87	5,06	100,00	0,28	2,98	5,51	0,61	0,85
51-Г	52,30	0,92	18,30	6,11	2,84	0,12	3,20	7,87	2,30	1,11	4,89	100,00	0,48	2,85	7,95	0,41	0,66
52-А	48,30	0,92	14,80	6,11	3,76	0,23	4,00	11,60	2,70	0,79	6,78	100,00	0,29	3,26	5,48	0,34	0,94
Среднее по свите	51,70	1,02	16,70	5,80	3,19	0,18	4,30	8,80	2,60	0,80	5,10	100,20	0,30	3,07	6,42	0,49	0,80
Тихореченская свита																	
29-А	48,30	1,25	14,30	8,87	4,46	0,19	6,00	7,99	2,80	0,85	5,01	100,00	0,30	3,37	5,10	0,75	1,35
29-В	50,18	1,28	14,47	8,44	4,46	0,19	5,32	5,93	2,82	0,72	5,63	99,44	0,25	3,46	5,13	0,89	1,25
29-Г	52,08	0,82	16,36	4,75	4,35	0,13	4,25	5,20	3,85	0,95	6,33	99,31	0,24	3,18	4,24	0,81	0,81
30-А	53,80	0,86	17,90	5,53	4,41	0,14	3,20	6,34	3,50	1,19	3,08	100,00	0,34	3,00	5,11	0,50	0,73
31-В	65,08	0,74	15,23	1,97	3,94	0,09	2,77	2,64	2,93	1,15	2,60	99,35	0,39	4,27	5,19	1,04	0,57
31-Д	63,94	0,72	15,69	3,64	2,19	0,08	2,37	3,10	2,95	1,17	3,38	99,42	0,46	4,07	5,31	0,76	0,52
31-Ж	62,15	0,96	14,98	3,64	3,43	0,10	2,65	3,20	3,44	1,40	3,23	99,36	0,41	4,15	4,35	0,82	0,64
32-А	57,66	0,97	14,61	4,27	2,99	0,13	3,46	4,37	2,36	0,57	7,90	99,55	0,24	3,95	6,19	0,79	0,73
29-Е	52,40	0,84	17,32	4,36	3,42	0,13	3,25	7,62	1,85	0,75	7,37	99,59	0,40	3,02	9,36	0,42	0,63
32-В	50,92	0,78	16,39	4,37	4,41	0,12	2,65	4,74	3,96	0,93	9,95	99,43	0,23	3,11	4,13	0,56	0,70
33-А	54,75	0,86	16,73	4,93	3,90	0,19	3,91	4,22	4,49	0,91	4,17	99,36	0,21	3,27	3,72	0,92	0,76
33-Г	54,40	0,94	16,90	6,49	3,25	0,20	4,20	5,62	3,60	1,01	3,37	100,00	0,28	3,21	4,69	0,75	0,82
34-Д	53,90	1,16	16,90	4,43	4,95	0,20	4,60	6,37	2,10	0,82	4,43	99,90	0,39	3,18	8,04	0,72	0,83
42-А	47,50	1,69	18,60	7,22	6,50	0,20	5,10	5,48	2,70	0,26	4,73	100,00	0,09	2,55	6,88	0,93	1,01
42-Д	56,10	1,02	17,00	6,44	3,85	0,32	2,90	4,10	3,20	0,50	4,50	99,90	0,15	3,30	5,31	0,71	0,78
42-Л	41,50	1,03	15,00	3,32	4,35	0,21	3,20	18,20	1,90	0,32	11,00	100,00	0,16	2,76	7,89	0,18	0,72
42-О	54,60	1,25	18,50	4,30	5,40	0,13	3,20	5,30	2,70	0,57	4,13	100,10	0,21	2,95	6,85	0,60	0,70
43-Б	44,90	1,39	19,40	7,68	6,78	0,19	5,70	5,40	2,30	0,46	5,77	100,00	0,20	2,31	8,43	1,06	1,04
Среднее по свите	52,80	1,02	16,70	5,44	4,13	0,16	3,77	6,45	2,86	0,84	5,79	99,96	0,29	3,16	5,83	0,58	0,80
Маметчинская, Быстринская свиты																	
56-Д	54,50	0,87	18,30	4,93	2,93	0,09	3,30	5,98	2,20	1,11	5,80	100,00	0,50	2,97	8,31	0,55	0,61
56-Е	72,80	0,34	6,50	2,77	1,92	0,13	1,90	6,85	1,20	0,71	4,83	100,00	0,59	11,20	5,41	0,28	1,01

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
56-И	55,80	1,17	19,30	5,05	3,07	0,12	2,70	5,71	2,70	1,14	3,20	100,00	0,42	2,89	7,14	0,47	0,56
56-Л	69,50	0,51	14,00	2,00	2,29	0,06	1,80	3,14	2,90	0,32	3,43	100,00	0,11	4,96	4,82	0,57	0,44
56-Н	54,40	0,92	18,90	4,14	3,94	0,10	3,00	5,99	2,50	1,04	5,04	100,00	0,41	2,87	7,56	0,50	0,59
56-П	57,50	1,10	15,30	5,14	3,66	0,11	4,10	5,26	2,60	0,89	4,27	99,90	0,34	3,75	5,88	0,78	0,84
58-Б	49,70	0,93	18,60	4,12	3,66	0,20	3,70	8,68	2,40	0,88	7,15	100,00	0,36	2,67	7,75	0,43	0,62
60-А	58,80	0,97	16,90	4,68	2,20	0,10	3,70	4,80	2,60	0,79	4,46	100,00	0,30	3,47	6,50	0,77	0,63
60-Б	48,50	0,85	17,50	3,37	3,80	0,21	3,30	10,90	2,00	0,92	8,65	100,00	0,46	2,77	8,75	0,30	0,60
60-В	52,50	1,05	18,00	5,36	3,21	0,13	3,70	6,06	3,20	0,59	6,23	100,00	0,18	2,91	5,62	0,61	0,68
61-В	51,90	0,95	19,30	5,60	3,07	0,08	3,90	6,32	2,00	1,45	5,43	100,00	0,72	2,68	9,65	0,62	0,65
61-Д	54,00	0,99	17,60	4,61	4,12	0,14	4,50	5,80	2,80	0,83	4,62	100,00	0,29	3,06	6,28	0,78	0,75
61-Е	56,10	0,81	18,00	2,96	4,58	0,13	4,20	4,78	2,50	0,88	5,17	100,10	0,35	3,11	7,2	0,88	0,65
62-А	52,60	0,98	18,90	4,59	3,48	0,10	4,10	6,54	2,20	1,00	5,48	100,00	0,45	2,78	8,59	0,63	0,64
62-Г	59,00	0,85	17,60	3,45	3,76	0,10	3,00	4,01	2,90	1,19	4,16	100,00	0,41	3,35	6,06	0,75	0,58
64-Б	56,10	0,96	18,20	4,12	3,66	0,11	2,80	4,76	2,70	1,12	5,49	100,00	0,41	3,08	6,74	0,59	0,58
Среднее по свите	56,48	0,89	17,05	4,18	3,33	0,19	3,35	5,97	2,46	0,90	5,20	99,90	0,36	3,31	6,93	0,56	0,64
Среднее по отделу	55,14	1,00	16,57	4,70	3,43	0,17	3,19	7,02	2,66	0,91	5,19	99,98	0,34	3,32	6,26	0,46	0,69
Среднее по комплексу	55,35	0,99	16,37	4,30	3,75	0,17	3,33	5,92	2,98	0,81	5,76	99,73	0,27	3,39	5,72	0,64	0,70
Олюторский прогиб																	
Западная зона																	
Раннегеосинклинальный комплекс																	
Ватынская серия																	
2555-Б	51,70	0,92	18,10	3,96	4,70	0,14	5,83	4,91	2,74	0,88	5,44	99,32	0,32	2,86	6,60	1,19	0,80
2556-А	54,20	1,09	14,80	6,11	4,34	0,95	4,70	4,53	2,90	2,52	3,90	100,00	0,87	3,66	5,10	1,04	1,02
2558	47,10	0,46	15,42	7,02	3,12	0,20	7,41	9,34	2,33	1,04	5,98	99,42	0,45	3,05	6,62	0,79	1,14
2562	53,40	0,71	14,60	3,10	4,98	0,80	4,90	7,96	3,20	2,14	4,20	100,00	0,67	3,66	4,56	0,62	0,89
2564	48,10	0,56	13,80	2,42	4,46	0,26	5,30	7,28	4,70	0,57	12,50	99,90	0,12	3,49	2,94	0,73	0,88
2567	59,20	0,68	16,90	2,24	4,12	0,25	3,90	4,19	2,60	2,32	3,60	100,00	0,89	3,50	6,50	0,93	0,61
2568-А	51,20	1,09	17,06	5,75	3,42	0,16	4,94	8,01	2,61	1,25	4,23	99,72	0,48	3,00	6,54	0,62	0,83
2569	55,20	0,81	17,40	2,39	5,82	0,25	4,70	5,22	2,00	1,73	4,50	100,00	0,87	3,17	8,70	0,90	0,74
2574	56,00	0,70	16,00	2,76	4,90	0,24	3,40	7,96	2,70	1,21	4,10	100,00	0,45	3,50	5,93	0,43	0,69
2575-А	55,50	0,73	15,50	3,96	3,84	0,32	3,00	9,50	4,70	0,14	2,90	100,10	0,03	3,58	3,30	0,32	0,70
2580-А	52,70	0,63	20,50	3,66	3,57	0,25	3,30	9,16	3,20	0,24	2,80	100,00	0,08	2,57	6,41	0,36	0,51
Среднее по серии	53,12	0,76	16,37	3,94	4,56	0,35	4,67	7,11	3,06	1,28	4,92	99,86	0,48	3,60	5,75	0,72	0,80
Ачайваямская серия																	
2623	67,50	0,48	11,40	3,19	3,07	0,17	2,50	3,32	1,80	1,22	5,30	100,00	0,68	5,92	6,33	0,75	0,77
2641	68,20	0,52	10,81	2,87	1,20	0,08	1,16	4,94	2,68	0,44	8,34	99,30	0,16	6,30	4,03	0,23	0,48
2264	70,50	0,49	13,05	1,05	3,97	0,14	1,98	1,10	5,67	0,18	1,96	99,73	0,03	5,40	2,30	1,80	0,54
2604	63,10	0,46	15,20	5,30	1,86	0,13	3,60	5,93	1,50	0,82	2,10	100,00	0,55	4,15	10,13	0,61	0,70
2615	51,40	0,55	13,80	6,07	2,03	0,28	7,40	6,84	1,60	0,74	9,30	100,00	0,46	3,72	8,63	1,08	1,12
2618-В	62,90	0,45	11,50	5,29	2,37	0,22	4,50	6,56	1,20	1,17	3,90	100,10	0,98	5,47	9,58	0,69	1,06
2618-Г	63,20	0,42	13,80	3,29	1,78	0,17	2,30	6,44	2,20	0,47	5,90	100,00	0,21	4,58	6,27	0,36	0,54
2623-Б	63,70	0,50	12,90	4,62	2,75	0,27	3,10	4,54	2,60	0,85	4,10	99,90	0,33	4,94	4,96	0,68	0,81
2619	60,20	0,55	13,50	4,59	2,13	0,19	3,70	6,31	2,50	0,78	5,50	100,00	0,31	4,46	5,40	0,59	0,77
2619-Б	56,40	0,69	15,50	5,51	2,68	0,22	3,90	7,11	2,10	0,98	4,80	99,90	0,47	3,64	7,38	0,55	0,78
2620-А	67,10	0,35	9,60	3,34	2,34	0,20	4,00	5,90	1,90	0,55	4,70	100,00	0,29	6,99	5,05	0,68	1,01
2622	61,20	0,55	10,40	3,34	3,53	0,27	6,50	7,08	2,10	0,62	4,40	100,00	0,30	5,88	4,95	0,92	1,29
2624-А	53,40	0,66	15,70	5,68	4,22	0,47	4,30	6,93	3,60	0,62	4,40	100,00	0,17	3,40	4,36	0,62	0,90
2665	54,10	0,66	14,49	3,59	5,79	0,11	6,28	3,49	2,81	1,19	10,94	99,59	0,42	3,73	5,16	1,80	1,08
2668	55,20	0,75	13,54	2,89	5,88	0,13	5,99	5,91	2,26	0,37	11,00	99,50	0,16	4,08	5,99	1,01	1,09
2223-А	65,20	0,57	13,60	3,86	1,68	0,08	2,20	3,51	1,50	1,66	6,30	100,05	1,11	4,79	9,07	0,63	0,57
2226	62,70	0,53	12,60	4,11	2,56	0,15	3,60	4,43	2,10	0,22	6,50	100,12	0,10	4,98	6,00	0,81	0,82
2243-Б	68,50	0,56	12,00	4,09	2,39	0,25	2,30	2,27	3,00	1,07	3,60	100,04	0,36	5,71	4,00	1,01	0,73
2247	64,40	0,55	13,60	3,67	2,31	0,31	1,90	3,42	4,40	1,00	4,50	100,07	0,23	4,74	3,09	0,56	0,58
2261	56,40	0,93	17,30	6,27	1,64	0,35	2,10	3,25	6,00	1,10	4,70	100,05	0,18	3,26	2,88	0,65	0,58
2263	62,30	0,59	16,20	3,70	2,23	0,37	1,60	3,70	6,00	0,53	2,90	100,10	0,09	3,85	2,70	0,43	0,46
Среднее по серии	61,49	0,56	13,36	4,11	2,78	0,22	3,57	4,87	2,83	0,79	5,48	100,06	0,36	4,76	5,63	0,78	0,79
Среднее по комплексу	57,31	0,66	14,87	4,03	3,67	0,29	4,07	5,99	2,95	1,03	5,20	100,07	0,42	4,18	5,69	0,75	0,80
Позднегеосинклинальный комплекс																	
Ильпинская серия																	
2628	55,70	0,66	17,41	4,44	3,46	0,10	3,26	3,85	4,16	0,54	5,72	99,30	0,13	3,20	4,19	0,85	0,64
2628-А	57,80	0,66	16,70	4,16	4,07	0,14	2,80	4,02	4,50	0,76	4,40	100,00	0,17	3,46	3,71	0,70	0,66
2628-Б	64,60	0,52	12,80	4,36	2,52	0,10	2,50	3,18	3,30	0,86	5,20	99,90	0,26	5,05	3,88	0,79	0,73
2587-А	69,60	0,29	12,15	2,92	1,99	0,05	2,07	2,88	2,29	0,89	4,27	99,40	0,39	5,73	5,31	0,72	0,57
2593	52,30	0,81	16,90	6,99	3,60	0,08	3,65	5,56	2,63	1,19	5,70	99,41	0,45	3,09	6,43	0,66	0,84
2595	63,60	0,40	15,60	2,81	2,27	0,07	1,88	2,30	4,59	1,13	4,65	99,30	0,25	4,08	3,40	0,82	0,45

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Позднегеосинклинальный комплекс																	
Ильпинская серия																	
2652-Б	61,10	0,60	14,64	2,16	3,47	0,11	2,90	3,90	2,74	1,26	9,68	99,46	0,46	4,17	5,34	0,74	0,58
1406	57,90	0,71	15,75	2,69	3,81	0,21	2,48	9,28	3,28	1,66	2,44	100,20	0,51	3,68	4,80	0,27	0,57
1415	56,96	0,76	15,98	3,75	4,72	0,09	2,43	5,10	3,15	1,38	6,26	100,05	0,44	3,56	5,07	0,48	0,68
1432-Б	53,54	0,82	15,93	2,92	5,77	0,18	5,75	4,97	3,82	1,28	4,28	99,26	0,33	3,36	4,17	1,16	0,90
1432-В	54,50	0,79	18,27	1,74	4,34	0,14	4,26	4,53	5,94	0,45	4,60	99,56	0,08	2,98	3,08	0,94	0,57
1432-Д	57,74	0,62	15,59	2,18	5,48	0,18	4,62	3,37	3,27	1,95	4,54	99,54	0,59	3,68	4,77	1,37	0,78
1435-В	61,90	0,61	14,01	3,15	3,42	0,12	3,54	2,95	3,07	2,00	4,74	99,85	0,58	4,42	4,56	1,20	0,72
1435-Г	59,05	0,76	14,84	4,49	4,59	0,15	3,35	2,83	3,58	1,97	4,60	99,85	0,61	3,98	4,15	1,18	0,83
1435-Д	57,50	0,65	14,25	4,03	3,10	0,11	4,51	4,57	3,34	1,59	6,40	100,05	0,47	4,04	4,27	0,99	0,81
1435-Е	59,28	0,74	15,13	2,42	4,81	0,15	4,20	3,80	3,41	1,79	4,60	99,99	0,58	3,92	4,44	1,11	0,76
1457-А	56,10	0,83	12,40	2,46	5,35	0,09	5,86	6,74	2,86	1,54	5,98	100,21	0,53	4,52	4,34	0,87	1,10
1457-Б	56,80	0,63	12,97	7,24	0,74	0,09	5,70	5,66	3,41	1,91	4,83	99,98	0,56	4,38	3,80	1,01	1,05
1457-В	61,70	0,70	13,96	2,97	3,03	0,08	3,61	3,85	3,64	1,79	4,70	100,03	0,49	4,42	3,84	1,06	0,68
1468-А	55,82	0,75	13,86	3,22	4,27	0,16	5,47	7,60	2,14	1,85	4,01	99,85	0,86	4,03	6,48	0,72	0,98
1468-В	59,79	0,83	15,60	3,03	4,59	0,10	3,82	2,99	2,91	1,91	4,32	99,89	0,65	3,83	5,36	1,28	0,73
1475-А	61,96	0,83	15,49	1,47	4,17	0,12	2,82	3,87	2,93	1,70	4,64	100,00	0,58	4,00	5,29	1,32	0,55
1475-Б	58,30	0,71	14,55	2,97	4,35	0,18	3,63	3,92	3,60	1,65	6,27	100,13	0,45	4,01	4,04	0,93	0,75
1475-В	62,74	0,73	15,63	1,64	4,00	0,08	2,09	3,24	3,07	2,02	4,70	99,98	0,65	4,01	5,09	0,65	0,49
1504	53,40	0,73	14,50	3,05	3,92	0,12	3,32	3,37	4,06	1,92	11,66	100,04	0,47	3,68	3,57	0,99	0,71
1494-А	59,70	0,76	14,29	1,40	6,15	0,21	4,63	4,46	6,20	1,24	1,35	100,40	0,20	4,18	2,30	1,03	0,85
1494-Б	60,40	0,81	15,12	1,27	5,79	0,13	3,73	3,67	6,10	0,66	2,21	100,00	0,11	3,99	2,44	1,02	0,71
1491	53,58	0,68	13,70	3,00	4,34	0,12	4,98	6,30	3,35	1,45	7,78	99,34	0,43	3,89	4,11	0,79	0,90
Среднее по серии	58,67	0,69	14,96	3,19	4,00	0,12	3,71	4,38	3,62	1,44	5,16	99,94	0,44	3,98	4,37	0,88	0,74
Алугинская свита																	
2670-А	58,20	0,76	16,30	3,76	3,48	0,13	3,30	2,28	4,20	1,66	6,03	100,08	0,40	3,57	3,88	1,45	0,65
2671	56,30	0,83	16,10	3,89	3,60	0,11	5,10	3,09	3,80	1,36	5,82	100,04	0,36	3,50	4,24	1,65	0,78
2684	59,00	0,72	15,70	3,93	2,16	0,06	2,30	2,98	3,00	2,06	8,06	100,05	0,69	3,75	5,23	0,77	0,53
2685-А	62,20	0,66	14,40	3,83	2,03	0,06	2,20	2,23	2,80	1,94	7,71	100,08	0,69	4,32	5,14	0,99	0,56
2686	60,40	0,68	14,20	3,77	2,81	0,06	3,20	2,25	3,20	1,79	7,71	100,09	0,56	4,25	4,44	1,42	0,69
2687-Б	58,40	0,72	15,30	3,34	3,43	0,08	4,50	1,83	4,00	2,16	6,22	100,05	0,54	3,82	3,83	2,46	0,74
2158-А	60,40	0,78	15,90	2,40	2,45	0,05	1,90	1,11	3,60	1,18	9,20	100,02	0,33	3,80	4,42	1,70	0,42
2751	65,40	0,54	13,40	3,63	1,78	0,05	2,40	1,53	2,60	1,79	6,90	100,00	0,69	4,88	5,15	1,57	0,58
2753	67,20	0,50	12,20	2,90	1,80	0,07	2,30	2,73	3,00	1,61	5,60	99,90	0,54	5,51	4,07	0,84	0,57
2754	65,50	0,56	13,00	3,50	1,55	0,04	2,00	1,61	2,10	1,84	8,30	100,00	0,88	5,04	6,19	1,24	0,54
2755	62,10	0,88	14,10	3,89	1,85	0,23	2,30	4,72	2,20	1,22	6,50	100,00	0,55	4,40	6,41	0,49	0,57
3003	65,80	0,61	14,20	4,33	1,08	0,06	2,20	1,78	2,12	2,10	5,91	100,10	0,99	4,63	6,70	1,24	0,54
3010	58,20	0,65	15,70	5,24	0,79	0,05	3,00	3,51	1,91	1,74	9,10	100,05	0,91	3,71	8,21	0,85	0,57
3012	59,90	0,64	16,40	4,43	1,44	0,05	3,00	3,11	2,40	1,71	7,53	100,09	0,71	3,65	6,83	0,96	0,54
3068	62,10	0,60	13,80	3,44	2,88	0,16	3,40	2,91	2,50	1,97	6,30	100,10	0,79	4,50	5,52	1,16	0,70
3074	65,00	0,47	13,20	3,14	2,01	0,13	2,60	3,42	3,10	2,13	4,80	100,00	0,69	4,92	4,26	0,76	0,59
3078	64,10	0,45	13,00	3,05	2,38	0,14	3,20	3,69	3,00	1,92	5,10	100,00	0,64	4,93	4,33	0,87	0,66
3050-3	60,20	0,51	18,10	3,44	1,50	0,05	1,90	1,80	2,80	1,74	7,90	99,90	0,62	3,33	6,46	1,06	0,38
Среднее по свите	61,04	0,67	14,88	3,69	2,36	0,11	2,97	2,55	3,05	1,79	6,93	100,02	0,62	4,16	5,09	1,26	0,59
Пахачинская свита																	
2701	62,80	0,64	14,20	4,13	2,52	0,07	2,40	1,79	2,70	1,61	7,10	100,00	0,60	4,42	5,26	1,34	0,86
2704-А	65,20	0,62	14,20	2,57	3,26	0,09	2,00	1,49	2,80	1,69	6,10	100,00	0,60	4,59	5,07	1,34	0,55
2707	60,00	0,73	15,50	4,85	2,10	0,06	2,40	1,25	1,80	1,61	9,77	100,08	0,89	3,87	8,61	1,92	0,60
2709	67,10	0,61	13,60	3,99	1,10	0,06	1,60	1,86	2,30	1,56	6,10	100,08	0,68	4,93	5,91	0,86	0,49
2712	67,90	0,55	13,80	2,85	1,48	0,08	1,40	2,25	2,70	1,72	5,20	99,90	0,64	4,92	5,11	0,62	0,42
2717-А	67,20	0,73	14,50	2,64	1,69	0,11	2,30	1,33	1,70	1,34	1,45	100,10	0,79	4,63	8,53	1,73	0,46
2131-А	63,91	0,62	13,37	2,95	1,96	0,08	2,97	4,30	2,64	1,72	4,85	99,62	0,65	4,66	5,06	0,69	0,59
2145-А	58,10	0,78	15,30	4,32	3,08	0,08	2,70	3,12	3,30	1,63	7,50	100,03	0,49	3,80	4,64	0,87	0,66
2145-Б	57,92	0,75	14,94	5,36	2,14	0,06	3,55	2,82	2,77	1,72	7,62	99,88	0,36	3,88	5,18	1,25	0,44
2146	56,50	0,81	13,20	5,76	2,02	0,26	4,05	3,52	4,06	1,62	7,80	99,66	0,40	4,28	3,25	1,15	0,90
2147-Б	59,50	0,78	11,80	5,39	1,27	0,14	2,87	4,11	3,75	1,75	8,41	99,77	0,47	5,04	6,74	0,70	0,88
2152-Б	64,09	0,52	10,08	2,96	1,84	0,11	3,07	7,69	1,96	1,41	6,01	99,74	0,72	6,36	7,15	0,40	0,78
3022	63,80	0,60	14,10	4,67	1,82	0,05	2,80	1,68	2,60	1,87	6,10	100,10	0,72	4,52	5,42	1,67	0,66
3025	60,30	0,65	14,90	4,33	2,14	0,11	3,50	2,72	2,70	1,87	6,90	100,10	0,69	4,05	5,52	1,29	0,67
3027	58,10	0,63	13,30	4,68	2,32	0,14	4,50	4,10	3,40	1,60	7,20	100,00	0,47	4,37	3,91	1,10	0,86
3031-А	60,70	0,63	14,30	4,78	2,20	0,11	3,00	2,99	2,40	1,79	7,20	100,10	0,75	4,24	5,96	1,00	0,70
3034	59,20	0,59	13,30	4,46	2,38	0,16	3,90	5,28	2,90	1,47	6,40	100,00	0,51	4,45	4,59	0,74	0,81
3036	57,70	0,58	14,20	5,75	1,25	0,11	3,80	3,57	3,00	1,64	8,50	100,10	0,55	4,06	4,73	1,06	0,76
3039	56,00	0,61	12,70	5,26	2,38	0,21	5,00	1,00	4,00	1,25	6,60	100,00	0,31	4,41	3,18	0,83	1,00
3042	55,70	0,62	13,30	5,58	1,88	0,20	5,10	5,91	2,70	1,33	7,70	100,00	0,49	4,19	4,93	0,86	0,94
3046	57,00	0,57	13,00	5,21	2,13	0,22	4,00	5,57	2,40	1,43							

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Пахачинская свита																	
2584-Г	63,70	0,64	13,40	1,68	3,15	0,08	1,80	2,87	3,90	0,93	7,99	100,13	0,24	4,75	3,47	0,63	0,49
2585	61,70	0,74	12,40	1,66	5,24	0,15	2,70	3,81	1,90	1,06	8,70	100,07	0,56	4,98	6,53	0,71	0,77
2585-А	51,70	0,81	15,10	4,58	3,89	0,16	5,50	6,75	2,30	0,97	8,38	100,10	0,42	3,43	6,57	0,82	0,93
2585-Б	55,20	0,79	15,00	3,29	4,19	0,15	4,60	5,41	3,00	1,02	7,40	100,11	0,34	3,67	5,00	0,85	0,85
2585-В	50,10	0,90	14,80	4,35	4,24	0,15	5,40	7,90	2,30	0,91	9,02	100,07	0,40	3,29	6,43	0,68	0,95
2585-Г	50,50	1,29	13,70	6,69	3,83	0,19	6,10	7,22	2,20	0,53	7,77	100,03	0,24	3,69	6,22	0,84	1,21
2586-Б	50,30	1,01	15,80	8,69	2,10	0,13	4,10	3,53	1,70	1,09	11,59	100,06	0,64	3,18	9,29	1,16	0,94
3144	56,60	0,81	15,55	4,40	2,57	0,13	3,16	5,63	1,88	1,22	7,67	99,62	0,65	3,64	8,27	0,56	0,65
3147	59,40	0,56	12,80	4,30	2,63	0,21	4,00	5,57	1,90	1,50	7,10	100,00	0,80	4,64	6,74	0,72	0,85
3152	55,30	0,63	13,41	4,36	3,18	0,16	5,24	6,73	1,91	1,06	7,81	99,79	0,55	4,12	7,02	0,78	0,95
3157	65,50	0,42	12,90	2,87	2,13	0,16	2,50	3,64	2,70	1,54	5,60	100,00	0,57	5,08	4,78	0,69	0,58
3165	53,70	0,55	13,26	4,22	2,53	0,16	4,94	7,65	1,92	1,38	9,07	99,38	0,72	4,05	6,91	0,65	0,88
3172-А	68,20	0,38	12,20	2,88	1,53	0,09	2,00	3,07	2,30	1,32	6,10	100,10	0,57	5,59	5,30	0,65	0,53
3176	57,60	0,60	12,80	4,80	3,00	0,20	4,30	6,21	2,50	1,36	6,60	100,00	0,54	4,50	5,12	0,69	0,95
3179	61,90	0,54	12,30	4,05	2,25	0,15	3,20	5,41	2,50	1,43	6,30	100,00	0,57	5,03	4,92	0,59	0,77
3188	56,50	0,62	13,60	5,00	2,38	0,20	4,30	6,45	2,20	1,37	7,30	99,90	0,62	4,15	6,18	0,67	0,86
3193	56,80	0,63	12,90	4,40	3,00	0,23	4,30	7,19	2,30	1,04	7,30	100,10	0,45	4,40	5,61	0,60	0,91
3198	62,20	0,46	12,68	3,34	2,38	0,07	3,75	4,81	2,25	1,20	6,22	99,36	0,53	4,91	5,64	0,65	0,75
3205	69,20	0,36	9,50	2,10	2,13	0,13	3,00	4,03	1,60	1,35	6,50	99,90	0,84	7,28	5,94	0,74	0,76
3213	57,90	0,58	12,70	4,25	2,63	0,18	5,50	5,58	1,90	1,60	7,20	100,00	0,84	4,56	6,68	0,99	0,97
3219-А	64,20	0,49	12,70	3,64	1,75	0,09	3,00	4,20	2,40	1,44	6,00	99,90	0,60	5,06	5,29	0,71	0,66
3225	58,00	0,44	15,10	3,98	1,88	0,17	4,30	7,53	2,30	1,44	4,70	99,80	0,63	3,84	6,57	0,57	0,67
3231	55,10	0,61	14,80	4,46	2,63	0,16	3,20	5,62	2,80	1,46	9,10	99,90	0,52	3,72	5,29	0,57	0,70
Среднее по свите	59,27	0,69	14,03	4,25	2,64	0,14	3,54	4,36	2,46	1,38	7,14	99,89	0,58	4,34	6,09	0,92	0,76
Корфская свита																	
2154-А	62,80	0,64	12,70	5,35	1,74	0,16	2,30	3,86	2,90	1,03	6,30	100,07	0,35	4,95	4,38	0,59	0,74
2154-В	67,76	0,57	11,44	4,69	0,96	0,08	2,45	2,36	2,19	1,47	5,83	99,80	0,67	5,92	5,22	1,04	0,71
2727	62,50	0,78	16,00	4,61	0,83	0,04	2,10	1,91	2,00	1,74	7,01	99,40	0,87	3,91	8,00	1,10	0,47
2736	63,00	0,50	13,10	3,52	0,83	0,06	3,80	2,85	1,70	1,32	9,08	99,60	0,78	4,81	7,70	1,33	0,62
2742	66,40	0,62	12,70	2,36	1,27	0,03	3,00	1,74	1,60	1,48	8,72	99,90	0,93	5,23	7,94	1,72	0,52
3017-А	69,00	0,61	11,80	4,65	1,08	0,14	2,00	2,42	2,40	1,27	4,72	100,07	0,53	5,85	4,92	0,83	0,66
3018	63,40	0,77	16,30	3,87	0,93	0,06	2,00	1,49	3,40	1,08	7,22	100,06	0,32	3,89	4,79	1,34	0,42
2142-А	63,47	0,65	13,91	3,73	1,73	0,06	3,19	3,62	2,35	1,84	6,20	99,75	0,78	4,56	5,92	0,88	0,62
2143-В	64,67	0,64	12,37	4,97	1,40	0,11	2,65	2,09	2,06	1,38	7,35	99,69	0,67	5,26	6,00	1,27	0,73
2168-Б	59,30	0,54	16,20	6,23	1,50	0,14	1,90	4,60	4,00	0,93	4,60	100,03	0,23	3,66	4,05	0,41	0,59
2169-А	61,20	0,94	18,19	2,89	0,48	0,02	1,50	3,36	2,25	1,30	7,75	99,87	0,58	3,36	8,40	0,45	0,27
2170-В	66,14	0,55	13,44	5,25	1,34	0,02	1,49	1,37	2,29	1,56	6,43	99,80	0,68	4,92	5,87	1,09	0,60
2172-В	69,60	0,49	10,75	6,09	0,98	0,01	1,20	0,76	2,37	1,47	6,21	99,90	0,62	6,47	4,54	1,58	0,77
2181	64,78	0,66	14,49	4,48	1,46	0,01	1,17	1,97	2,49	1,36	7,05	99,92	0,56	4,47	5,82	0,59	0,49
2773	63,30	0,85	17,70	1,54	2,00	0,04	1,70	2,54	2,00	1,34	6,99	100,00	0,67	3,58	8,85	0,67	0,30
2811	61,30	0,93	17,10	3,79	1,51	0,06	2,20	0,87	1,90	1,80	8,77	100,16	0,95	3,58	9,00	2,53	0,44
2846	57,20	0,83	16,64	3,45	2,96	0,14	2,24	2,17	1,24	1,24	11,40	99,51	1,00	3,44	13,42	1,03	0,52
2849	61,90	0,58	13,60	2,89	1,79	0,17	2,00	2,60	2,20	1,41	10,03	100,00	0,64	4,55	7,04	0,79	0,49
2859-Б	65,20	0,69	15,70	2,81	2,08	0,06	2,30	1,93	2,23	1,63	5,55	100,18	0,73	4,15	7,04	1,19	0,46
2885	67,10	0,60	14,70	3,09	1,79	0,05	2,10	2,24	2,30	1,52	4,37	99,80	0,66	4,56	6,11	0,94	0,47
2890	60,10	0,78	15,78	3,05	3,99	0,17	2,52	1,22	2,55	1,98	7,78	99,89	0,78	3,81	6,19	2,07	0,61
2908-А	60,80	0,73	16,70	3,63	2,15	0,10	1,70	2,60	1,70	1,21	8,37	99,98	0,71	3,64	9,82	0,65	0,45
2931	60,10	0,84	16,80	4,29	2,87	0,04	2,60	1,93	2,10	1,59	6,61	99,90	0,76	3,58	8,00	1,35	0,58
2934-Б	64,60	0,81	16,46	2,59	1,91	0,05	1,85	2,17	2,87	1,79	4,70	99,80	0,62	3,92	5,74	0,85	0,39
2953	61,10	0,72	16,16	3,08	2,62	0,10	1,85	2,17	2,50	1,99	7,62	99,91	0,80	3,78	6,46	0,85	0,47
2859	65,50	0,91	16,40	4,21	1,76	0,07	1,80	1,74	2,00	1,85	7,80	100,12	0,93	3,99	8,20	1,03	0,47
2963-А	62,10	0,69	15,61	3,02	2,34	0,03	2,34	1,49	2,50	1,86	7,86	99,84	0,74	3,98	6,24	1,57	0,49
2970	57,90	0,78	15,69	3,56	2,32	0,10	1,95	2,84	2,08	1,60	11,32	100,14	0,77	3,69	7,54	0,69	0,50
2995	63,80	0,74	15,80	3,78	1,08	0,05	2,00	1,96	2,60	1,65	6,59	99,90	0,63	4,04	6,08	1,02	0,43
2630-А	62,80	0,74	12,70	4,83	2,23	0,16	2,90	3,89	2,30	1,10	6,38	100,04	0,48	4,94	5,52	0,75	0,78
2630-Б	66,20	0,64	14,00	3,61	1,34	0,08	1,40	2,97	4,00	0,93	4,90	100,06	0,23	4,73	3,50	0,47	0,47
2630-В	57,80	0,89	13,40	5,46	2,06	0,10	3,10	2,92	2,50	1,25	10,72	100,14	0,50	4,31	5,36	1,06	0,79
2630-Г	58,70	0,86	13,80	6,00	2,03	0,10	3,40	3,37	2,60	1,09	8,14	100,07	0,42	4,25	5,31	1,01	0,83
2630-Д	58,20	0,84	14,00	4,59	3,23	0,12	4,10	3,79	2,00	1,14	8,02	100,04	0,57	4,16	7,00	1,08	0,85
2631	60,70	0,82	12,50	4,52	2,98	0,14	4,40	4,67	2,50	1,03	5,76	100,05	0,41	4,86	5,00	0,97	0,95
2631-А	62,80	0,74	11,40	6,75	1,58	0,10	2,90	3,35	2,50	1,06	6,93	100,05	0,42	5,51	4,56	0,87	0,99
2632	71,50	0,62	12,40	2,22	2,46	0,08	1,40	1,78	2,40	0,99	4,10	100,02	0,47	5,77	5,17	0,79	0,49
2636	64,00	0,89	15,00	3,32	2,29	0,09	3,00	2,42	3,20	1,23	4,63	100,02	0,38	4,27	4,69	1,24	0,57
2636-А	65,00	1,14	17,00	1,19	2,14	0,08	1,20	2,99	2,00	1,46	5,77	100,00	0,73	3,22	8,50	0,40	0,27
Среднее по свите	63,04	0,7															

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Восточная зона																	
Раннегеосинклиальный комплекс																	
Ачайваямская серия																	
2010	55,30	0,81	17,70	3,19	5,29	0,17	4,20	2,36	5,60	0,79	4,40	99,98	0,14	3,12	3,16	1,78	0,72
2013	51,10	0,81	18,50	3,99	6,64	0,25	4,50	2,35	5,60	0,72	5,40	99,90	0,13	2,76	3,30	1,91	0,51
2014	53,75	0,88	18,62	1,12	6,99	0,23	4,70	2,06	6,06	0,95	4,08	99,44	0,16	2,89	3,07	2,26	0,69
2023	58,70	0,82	16,60	2,74	5,45	0,19	2,40	2,29	5,60	1,96	3,10	100,04	0,35	3,54	2,96	1,05	0,64
2030	54,00	0,65	15,70	1,41	5,53	0,21	1,80	4,83	4,30	1,36	10,10	100,11	0,32	3,44	3,65	0,37	0,56
Среднее по серии и комплексу	55,56	0,76	17,19	2,60	5,53	0,21	3,30	2,87	5,27	1,14	5,05	99,99	0,23	3,25	3,33	1,38	0,61
Позднегеосинклиальный комплекс																	
Ильпинская серия																	
2098-А	70,04	0,40	8,84	0,49	3,07	0,07	1,26	6,49	2,37	0,76	6,70	99,49	0,32	7,92	3,73	0,19	0,55
2100	65,22	0,53	13,18	3,71	3,80	0,03	2,01	2,42	3,13	1,36	4,50	99,90	0,44	4,95	4,21	0,64	0,72
2044-А	58,80	0,63	16,40	2,93	3,16	0,10	3,10	3,82	3,20	1,56	6,20	99,90	0,49	3,59	5,13	0,81	0,56
2041-А	60,70	0,66	14,80	2,62	3,71	0,09	2,50	2,74	6,00	1,47	4,60	100,03	0,25	4,10	2,47	0,91	0,60
2039-А	67,60	0,60	14,60	2,49	2,61	0,07	1,20	0,57	5,00	1,78	3,40	100,02	0,36	4,64	2,92	2,10	0,43
2038-А	68,30	0,60	15,00	2,19	2,76	0,06	0,90	0,90	4,50	1,73	3,00	100,06	0,38	4,55	3,33	1,00	0,39
2067	61,10	0,47	17,70	1,70	3,47	0,21	1,60	3,13	6,20	1,40	2,90	99,99	0,23	3,45	2,85	0,51	0,38
2066-Б	70,20	0,51	14,10	0,94	3,01	0,07	1,00	1,26	4,30	2,08	2,50	100,06	0,48	4,98	3,28	0,79	0,35
2066-А	60,00	0,58	18,30	2,20	2,77	0,09	2,10	2,49	3,10	2,99	5,40	100,01	0,96	3,28	5,90	0,68	0,39
2066	61,20	0,45	17,80	1,46	3,08	0,17	0,80	3,68	6,20	1,29	3,70	99,90	0,21	3,44	2,92	0,22	0,30
2036-А	58,70	0,65	17,50	2,79	4,98	0,09	2,60	1,85	4,40	1,92	4,40	100,01	0,44	3,35	3,98	1,40	0,59
2033-А	62,50	0,61	18,20	1,79	3,63	0,08	1,30	4,21	3,90	1,81	5,00	100,03	0,46	3,43	4,67	0,31	0,40
2032	60,90	0,71	15,10	3,12	5,06	0,10	2,30	1,87	4,10	1,60	3,30	100,02	0,39	4,03	3,68	1,23	0,69
2031-Б	58,70	0,70	17,30	2,54	5,92	0,11	2,40	1,75	4,40	1,50	4,60	99,97	0,34	3,39	3,92	1,37	0,63
2053-Б	61,00	0,67	16,00	3,05	3,95	0,10	2,50	2,59	3,60	1,75	4,70	100,03	0,49	3,81	4,44	0,97	0,59
2052-А	62,10	0,66	16,00	1,53	4,98	0,08	2,20	2,57	4,20	1,38	4,10	99,90	0,33	3,88	3,81	0,86	0,54
2051-А	60,50	0,62	15,80	2,29	4,11	0,09	2,20	3,69	3,90	1,71	4,90	100,00	0,44	3,83	4,05	0,60	0,54
2049-А	63,30	0,79	14,90	3,11	3,79	0,08	1,90	1,52	3,30	2,09	5,10	99,98	0,63	4,25	4,59	1,25	0,59
2071	67,80	0,51	14,00	1,86	3,47	0,08	1,70	1,67	3,50	1,54	3,70	99,99	0,44	4,54	4,00	1,02	0,50
2075	68,00	0,60	13,80	2,25	3,24	0,06	1,70	1,94	3,20	1,50	3,70	100,02	0,47	4,93	4,31	0,88	0,52
2076-Б	65,60	0,60	14,00	2,68	3,63	0,09	2,30	1,90	3,40	1,34	4,40	100,03	0,39	4,68	4,12	1,21	0,62
2076-А	66,00	0,49	13,10	2,51	3,24	0,08	2,30	3,21	2,90	1,42	4,60	99,99	0,49	5,04	4,52	0,72	0,61
2077	64,60	0,62	12,10	3,07	3,79	0,10	3,30	4,45	3,40	1,08	3,40	100,01	0,32	5,34	3,56	0,74	0,84
2078-А	66,80	0,62	14,70	1,76	3,55	0,07	1,80	1,93	3,70	1,40	3,50	99,97	0,38	4,54	3,97	0,93	0,48
2079	64,40	0,57	15,00	1,66	4,03	0,08	2,70	2,18	3,50	1,58	4,20	99,98	0,45	4,29	4,29	1,24	0,56
2099	67,80	0,69	14,50	2,48	3,24	0,06	1,40	1,33	2,20	1,94	4,20	99,96	0,88	4,68	6,59	1,05	0,49
2097	66,50	0,55	13,40	2,27	3,39	0,10	1,90	3,83	3,00	1,40	3,50	100,00	0,47	4,96	4,47	0,50	0,56
2092-А	75,20	0,49	12,70	1,22	2,84	0,05	0,70	0,87	3,10	1,10	1,70	100,01	0,35	5,92	4,10	0,80	0,37
2082-А	66,60	0,59	14,80	0,66	4,58	0,07	1,40	2,03	3,60	1,52	3,90	99,93	0,72	4,50	4,11	0,69	0,45
Среднее по серии	65,02	0,59	14,64	2,16	3,77	0,09	1,90	2,47	3,72	1,56	4,05	99,92	0,46	4,50	4,13	0,89	0,53
Алугинская свита																	
2290	73,90	0,51	12,40	1,49	2,23	0,04	1,30	1,21	3,00	1,74	2,20	100,02	0,58	5,96	4,13	1,07	0,40
2290-А	67,30	0,60	12,90	3,09	2,65	0,07	2,30	1,69	3,40	1,71	4,30	100,04	0,50	5,22	3,79	1,36	0,62
2291-Б	72,10	0,53	12,60	1,96	1,95	0,05	1,40	1,45	2,70	1,99	3,30	100,03	0,74	5,72	4,67	0,97	0,42
2292	68,40	0,62	13,90	2,34	2,37	0,06	1,90	1,43	3,30	1,61	4,10	100,00	0,49	4,92	4,21	1,33	0,48
2293-В	62,10	0,92	15,00	2,83	3,48	0,09	2,80	2,99	2,70	1,23	6,10	100,06	0,46	4,14	5,56	0,94	0,61
2293-Г	70,50	0,51	12,30	2,22	2,51	0,06	1,50	0,92	2,20	1,58	5,90	100,07	0,72	5,73	5,59	1,63	0,51
2295	64,70	0,62	13,80	3,35	3,34	0,07	2,70	1,87	2,70	1,55	5,30	100,00	0,57	4,69	5,11	1,44	0,68
2296	68,70	0,55	12,30	2,47	2,65	0,08	1,90	1,81	3,50	1,17	4,90	100,01	0,33	5,59	3,51	1,05	0,57
2298	64,50	0,52	12,80	2,83	5,29	0,10	2,50	1,76	3,60	1,27	4,70	100,03	0,35	5,04	3,56	1,42	0,83
2301	75,30	0,44	11,80	1,59	1,81	0,04	0,70	1,06	2,60	1,27	3,30	100,09	0,49	6,38	4,54	0,66	0,35
2302	72,00	0,58	11,30	3,31	1,54	0,05	2,30	1,51	2,40	1,14	3,90	100,00	0,48	6,37	4,71	1,52	0,63
3281	71,50	0,50	12,30	2,49	1,75	0,05	1,40	0,97	2,90	1,92	4,20	100,00	0,66	5,81	4,24	1,44	0,46
3285-А	69,40	0,46	12,90	3,05	1,63	0,08	1,90	1,21	3,30	1,93	4,20	100,10	0,58	5,38	3,91	1,57	0,51
3299	66,20	0,37	10,60	2,10	3,38	0,16	3,70	3,57	2,80	1,39	5,70	100,00	0,50	6,25	3,79	1,04	0,87
3304-В	69,80	0,43	12,20	2,45	1,75	0,08	2,00	1,40	3,90	1,44	4,60	100,00	0,37	5,72	3,73	1,43	0,51
3307-Б	62,90	0,67	10,80	3,50	4,51	0,17	5,40	4,32	2,50	1,13	4,10	100,00	0,45	5,82	4,32	1,25	1,24
2341-А	66,60	0,64	14,40	2,64	2,92	0,05	1,80	2,04	3,30	2,14	3,40	100,00	0,65	4,63	4,36	0,88	0,51
2341-Б	69,40	0,58	12,40	4,47	3,48	0,05	1,70	1,29	1,90	1,79	2,90	100,01	0,94	5,60	6,53	1,32	0,78
2342-Б	62,10	0,80	15,30	2,86	5,16	0,05	2,70	2,18	3,20	2,40	4,20	100,00	0,75	4,06	4,78	1,24	0,70
2343	69,70	0,62	13,90	0,11	4,27	0,04	0,70	1,77	3,70	1,64	3,50	100,04	0,44	5,01	3,76	0,40	0,37
2345	71,20	0,56	11,90	1,81	3,21	0,05	2,00	1,50	2,90	1,17	3,70	100,02	0,40	5,98	4,10	1,33	0,59
2347	62,60	0,67	12,10	2,93	5,02	0,10	4,50	2,94	2,10	1,12	6,00	100,00	0,53	5,17	5,76	1,53	1,03
Среднее по свите	68,45	0,57	12,72	2,49	2,99	0,07	2,15	1,86	2,90	1,55	4,26	100,06	0,54	5,44	4,47	1,17	0,61
Пахачинская свита																	
2265-А	62,10	0,71	15,30	4,81	2,77	0,07	2,50	1,95	3,00	1,96	4,90	100,07	0,65	4,06	5,10	1,28	0,66
2265-Б	63,00	0,61	15,20	4,56	1,97	0,07	1,70	2,17	3,20	1,86	5,60	100,00	0,58	4,14	4,75	0,78	0,54
2267	60,80	0,77	14,50	4,91	2,27	0,07	3,20	2,87	2,80	1,51	6,30	100,09	0,54	4,19	5,18	1,11	0,72
2269	62,40	0,65	14,10	5,03	2,10	0,07	3,10	2,55	3,00	1,59	5,40	100,02	0,53	4,43	4,70	1,22	0,73
2270	64,10	0,65	13,60	4,63	1,95	0,07	2,30	2,58	3,00	1,74	5,40	100,05	0,58	4,71	4,53	0,89	0,65

Таблица 9 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Пахачинская свита																	
2271	61,70	0,59	15,40	4,27	1,82	0,06	2,10	2,68	3,50	1,68	6,10	100,00	0,48	4,00	4,40	0,78	0,53
2273	60,00	0,72	15,00	4,28	2,21	0,05	1,40	1,84	2,60	1,85	9,90	100,03	0,71	4,00	5,77	0,76	0,53
2274	62,90	0,68	14,10	4,16	3,48	0,05	3,80	1,57	2,70	1,39	5,20	100,03	0,51	4,46	5,22	0,42	0,81
3258	65,40	0,51	12,90	4,00	1,75	0,11	2,90	2,61	2,70	1,87	5,30	100,10	0,69	5,07	4,78	1,11	0,68
3260	63,80	0,61	13,30	4,47	1,75	0,11	3,10	2,90	2,70	1,63	5,80	100,00	0,60	4,80	4,93	1,07	0,70
3265-А	65,90	0,64	13,60	3,24	1,75	0,07	2,40	2,23	2,50	1,84	5,80	100,00	0,74	4,85	5,44	1,08	0,54
3266-Б	62,90	0,66	14,20	3,61	2,00	0,06	3,30	1,80	2,50	1,92	6,10	100,10	0,77	4,43	5,68	1,83	0,70
3268	64,00	0,52	13,70	2,52	3,25	0,08	3,30	2,56	3,10	1,80	5,20	100,00	0,58	4,67	4,42	1,29	0,66
3274	64,70	0,50	13,70	3,53	2,63	0,06	3,10	1,66	2,40	1,22	5,80	100,00	0,51	4,72	5,71	1,87	0,68
3247-А	61,60	0,53	12,60	2,96	2,50	0,24	4,20	5,25	2,00	1,69	6,40	100,00	0,85	4,89	6,30	0,80	0,77
3250	61,10	0,54	13,00	4,05	2,25	0,16	3,50	4,30	2,00	1,79	7,40	100,10	0,90	4,70	6,50	0,81	0,75
3253-А	59,50	0,67	13,50	4,23	3,28	0,14	3,30	4,25	2,10	1,93	6,90	99,90	0,92	4,41	6,43	0,78	0,81
3314	65,20	0,55	14,84	1,82	2,93	0,05	2,67	1,92	3,05	1,87	5,12	100,02	0,61	4,39	4,87	1,39	0,50
3321	63,30	0,53	14,20	2,27	3,38	0,12	3,40	1,74	3,80	1,97	4,30	100,00	0,52	4,53	3,74	1,95	0,64
3324	65,70	0,59	13,10	3,04	3,64	0,09	3,00	1,89	3,20	1,76	4,00	100,00	0,55	5,02	4,09	1,59	0,74
3333-Б	65,50	0,55	12,30	2,53	4,01	0,11	3,00	2,66	2,70	1,81	4,80	100,00	0,67	5,33	4,56	1,13	0,78
3337	62,90	0,57	13,80	2,87	3,32	0,08	3,46	2,75	2,56	1,44	5,70	99,45	0,56	4,56	5,39	1,26	0,70
3358	66,70	0,49	11,60	4,02	2,63	0,10	2,80	2,67	2,50	1,61	4,90	100,00	0,64	5,75	4,64	1,05	1,81
Среднее по свите	63,31	0,60	13,81	3,73	2,59	0,09	2,94	2,58	2,77	1,73	5,74	99,89	0,64	4,61	5,09	1,14	0,68
Корфская свита																	
3100	58,84	0,73	13,24	1,83	6,78	0,12	1,65	2,10	2,27	1,48	10,88	99,92	0,65	4,44	5,83	0,79	0,77
3118	61,67	0,83	14,67	0,10	5,00	0,08	1,85	2,31	2,08	1,37	10,51	100,47	0,66	4,20	7,05	0,80	0,47
3122	65,36	0,81	15,18	0,81	2,00	0,04	2,15	0,99	2,31	1,29	8,64	99,58	0,56	4,31	6,57	2,17	0,33
3125	67,20	0,71	14,90	1,37	1,01	0,04	1,30	1,52	2,60	1,45	7,90	100,00	0,56	4,51	5,73	0,86	0,25
3129	61,74	0,87	15,76	0,10	4,78	0,05	2,42	1,10	1,97	1,33	9,78	99,80	0,68	3,92	8,00	2,20	0,46
3133-Б	63,50	0,67	16,30	2,53	1,25	0,04	1,60	2,90	2,50	1,22	7,50	100,00	0,49	3,90	6,52	0,55	0,33
3133-Г	58,03	0,89	16,54	2,29	4,43	0,14	2,14	2,48	2,23	1,26	9,32	99,76	0,56	3,51	7,42	0,86	0,54
Среднее по свите	62,33	0,79	15,23	1,29	3,61	0,07	1,87	1,91	2,28	1,34	9,22	99,94	0,60	4,11	6,73	1,18	0,45
Среднее по комплексу	64,78	0,64	14,10	2,42	3,24	0,08	2,22	2,21	2,92	1,55	5,82	99,95	0,56	4,67	5,11	1,10	0,57

Примечание. Fe = Fe₂O₃ + FeO + MgO.

шение K_2O/Na_2O близко или равно единице, тогда как во всех раннегеосинклинальных и берриасских песчаниках оно опускается до 0,34. Это объясняется сильной альбитизацией плагиоклазов. Из этой группы несколько выделяется часть песчаников триасово-позднеюрской толщи, в которых широко распространены слюды — носители калия. В валанжинских песчаниках, кроме того, самый низкий коэффициент фемичности $Fe_2O_3 + FeO + MgO/Al_2O_3 = 0,18$.

Таким образом, петрохимические особенности песчаников подтверждают предположение о преобладании в области сноса кислых изверженных пород, основанное на их минералогическом составе. Песчаники Корьякско-Камчатской области по фемичности не выходят за границы граувакк, но по глиноземистости они разбросаны во всех пяти категориях — от туфтитов до глин. Это объясняется составом некоторых песчаников, близким к туфам, в которых глинистого материала очень мало, а также различной долей участия глинистого матрикса и алевроаргиллитовых включений в других песчаниках.

На треугольной диаграмме Si—Al—Fe В. Мура и В. Деннена [180] (рис. 28) песчаники совпадают с линией гранит—базальт или выстраиваются примерно параллельно ей, но по классификации этих авторов сихотэалинские песчаники, хотя и близки к составу гранита, попадают в субграувакки, а таловско-майнские выходят за пределы граувакк довольно далеко в сторону базальта. К грауваккам относятся олюторские песчаники и песчаники некоторых толщ Сихотэ-Алиня, главным образом северного, а также двух толщ Таловско-Майнской зоны. Среди них находятся наиболее фемическая по предыдущим показателям киселевская свита Сихотэ-Алиня и наиболее сиаличная силурийская толща Таловско-Майнской зоны.

Генетическая интерпретация химического состава песчаников показана на рис. 29.

Диаграмма $SiO_2/Al_2O_3 - K_2O/Na_2O$ (рис. 29), предложенная Ж. Мейнардом и его соавторами [177], довольно часто используется для реконструкции тектонических обстановок в областях питания как зарубежными, так и советскими литологами. Значения полей на ней те же, что и на рис. 28: *TE, SS, SA, FA, BA*.

К пассивным окраинам (*TE*) очень близко "подходят" со стороны континентальных островных дуг (*CA*) позднегеосинклинальные песчаники южного и некоторых свит Западного и Северного Сихотэ-Алиня. Все остальные точки тяготеют к островодужным обстановкам, поля которых частично перекрывают друг друга и несколько совпадают с полем *SS*. Уверенно отделяется большая часть корьякско-камчатских песчаников, которые группируются вблизи внутриокеанических островных дуг: олюторские — в задуговых обстановках (*BA*), а таловско-майнские — в преддуговых (*FA*). Сихотэалинские песчаники сильно рассеяны на графике и относятся преимущественно к континентальным дугам (*CA*), но захватывают и поле океанических дуг.

Несколько иначе толкуется химический состав песчаников на основании анализа осадков современных бассейнов, расположенных в различных тектонических обстановках, выраженных соответствующими геоструктурными элементами в терминах тектоники плит. На диаграммах М. Бхатиа [149] (рис. 30) в основу разделения песчаников положены наиболее показательные, по мнению этого автора, параметры: Fe_2O_3 (общее) + MgO ; TiO_2 ; Al_2O_3/SiO_2 ; K_2O/Na_2O и $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$. Fe и Ti полезны, как он считает, благодаря кратковременности их пребывания в морской воде, а содержание Mg, несмотря на те же качества, остается неизменным в окраинноконтинентальных песчаниках из-за низкой проницаемости турбидитов. Отношение Al_2O_3/SiO_2 указывает на обогащение песчаников кварцем, K_2O/Na_2O — это соотношение полевых шпатов и слюды к плагиоклазам, а $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ — отношение наиболее химически инертного элемента к самому подвижному.

Геологический смысл выделенных на рисунке четырех полей, следующий.

I. Океанические островные дуги — седиментационные бассейны, соседствующие с океаническими островными дугами типа Марианских или дуг, сформировавшихся на тонкой континентальной коре, типа Алеутских. В этой обстановке вулканическая дуга отделяет преддуговой бассейн от задугового. Осадки — в основном дериваты известково-щелочных или толеитовых вулканитов.

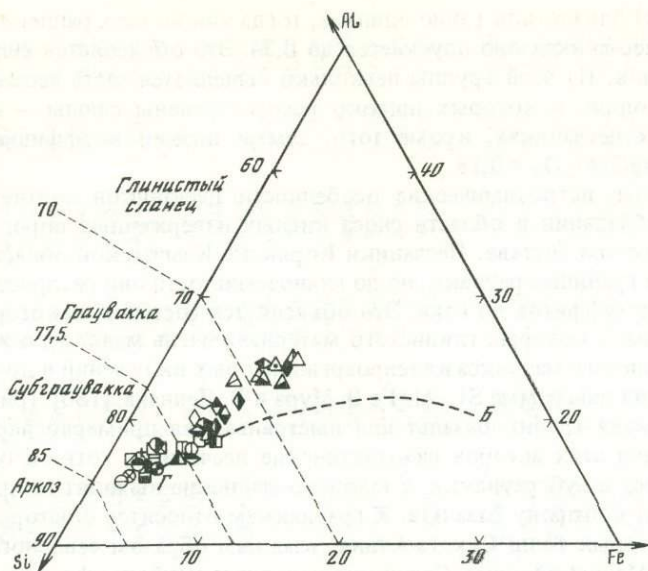


Рис. 28. Диаграмма Si-Al-Fe для песчано-алевритовых пород (ат. вес) [180]
 Линия Г-Б – гранит-базальтовый ряд; остальные условные обозначения на рис. 20

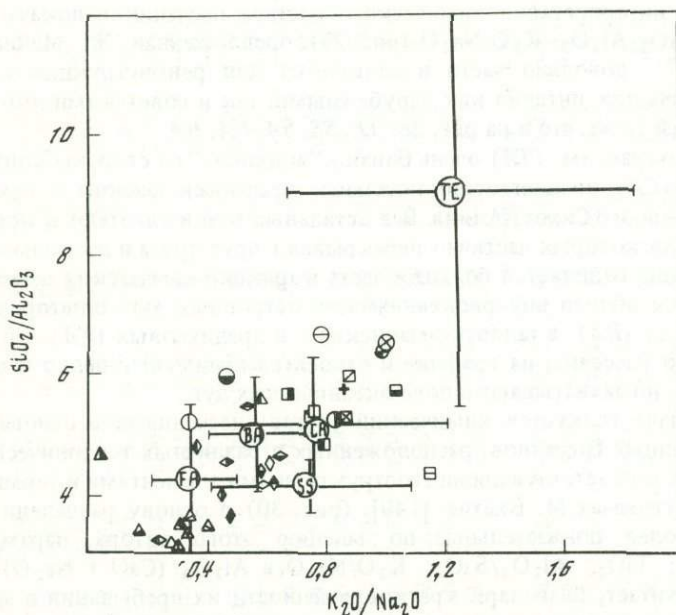


Рис. 29. Диаграмма $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ для песчано-алевритовых пород
 Пересекающиеся линии – стандартные отклонения от средних значений состава современных глубоководных песков из различных тектонических обстановок [177]. Остальные условные обозначения см. на рис. 20

II. Континентальные островные дуги – бассейны, сопряженные с островными дугами, развитыми на зрелой континентальной коре (например, бассейн Лау, Японское море) или на тонких континентальных окраинах (Западные Каскадные горы США). Эти дуги – фрагменты, отделенные от главного континента. Осадки отлагаются в меж-, за- и преддуговых бассейнах и представляют собой в основном продукты разрушения фельзитовых вулканических пород.

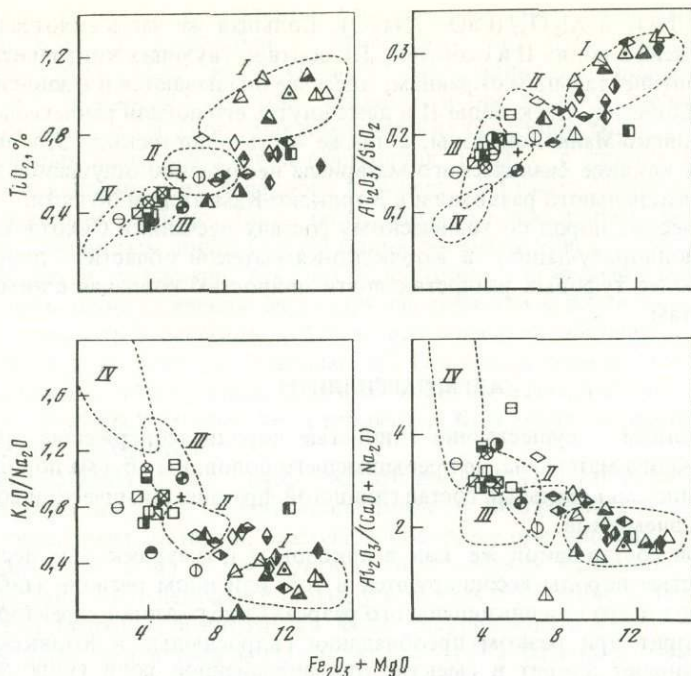


Рис. 30. Диаграмма отношений TiO_2 ; Al_2O_3/SiO_2 ; K_2O/Na_2O и $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ к $Fe_2O_3 + MgO$ для песчано-алевритовых пород

Пунктирные линии — поля, соответствующие тектоническим обстановкам: I — океанической островной дуги (oceanic island arc), II — континентальной островной дуги (continental island arc), III — активной континентальной окраины (active continental margin), IV — пассивной окраины (passive margin) [149]. Остальные условные обозначения см. на рис. 20

III. Активные континентальные окраины включают осадочные бассейны мощных континентальных окраин андийского типа (например, Чили, Перу) и типа strike-slip (калифорнийская окраина Тихого океана), сложенных древними складчатыми поясами. Осадки состоят преимущественно из продуктов разрушения гранитогнейсов и кислых вулканитов поднятого основания.

IV. Пассивные окраины — бассейны, соседствующие с рифтовыми континентальными окраинами атлантического типа, развивавшиеся вдоль краев континентов, и остаточные бассейны в области коллизионных орогенов и неактивных или "погасших" конвергентных (сходящихся) окраин.

В целом при переходе от поля I к полю IV величины $Fe_2O_3 + MgO$; TiO_2 ; Al_2O_3/SiO_2 падают, а K_2O/Na_2O и $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ растут. Песчаники пассивных окраин обогащены SiO_2 , но обеднены Na, Ca и Ti; это свидетельствует об их "зрелости" и о многократном переотложении обломочного материала.

Наиболее четко по перечисленным параметрам химического состава на рис. 30 выделяются обстановки океанических островных дуг, куда попадают часть ранне- и все позднегеосинклинальные таловско-майнские песчаники, а также большинство олюторских. Это поле характеризует типично островодужное развитие Корьякско-Камчатской области на позднегеосинклинальном этапе ее развития.

На противоположном конце ряда обособляются песчаники пассивных окраин (IV), выделяющиеся крайне низкими значениями $Fe_2O_3 + MgO$, TiO_2 и Al_2O_3/SiO_2 и, наоборот, высокими — K_2O/Na_2O и $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$, что указывает на многократную ремобилизацию материала песчаников и на разрушение в процессе его транспортировки химически неустойчивых компонентов, например полевых шпатов. В это поле попадают только песчаники средней толщи позднегеосинклинального комплекса Западного Си-

хотэ-Алиня по TiO_2 и $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$. Большая же часть сихотэалинских песчаников расположена в полях II и особенно III, соответствующих континентальным дугам и активным континентальным окраинам; здесь же оказываются и южно-сихотэалинские песчаники. Любопытно, что к полю II и даже внутрь его попали раннегеосинклинальные песчаники Таловско-Майнской зоны, а также часть олюторских. Это еще раз свидетельствует, что влияние сиалического материала несомненно ощущалось на некоторых стадиях геосинклинального развития и в Корьякско-Камчатской области.

Из магматических пород по химическому составу песчаники Сихотэ-Алиня наиболее близки к гранодиориту-дациту, а Корьякско-Камчатской области — диориту-андезиту, иногда, в наиболее туфовых разностях почти полностью совпадая с ними или приближаясь к базальтам.

АЛЕВРОАРГИЛЛИТЫ

Алевроаргиллиты — существенно глинистые породы, содержащие примесь алевритового обломочного материала, не превышающего половины объема породы.

В них изучались минеральный состав глинистой фракции, химический состав и распределение малых элементов.

Минеральный состав такой же, как в аркозовых и граувакковых песчаниках, с которыми глинистые породы ассоциируются в том или ином регионе (табл. 10); как и в песчаниках для всего геосинклинального разреза Сихотэ-Алиня характерна ассоциация гидрослюда-хлорит при резком преобладании гидрослюда; в Корьякско-Камчатской области доминируют хлорит и смектит при подчиненной роли гидрослюда, причем, так же как в песчаниках, наиболее древние алевроаргиллиты этого региона содержат только хлорит, полностью заместивший смектит.

По химическому составу (см. табл. 10) глинистые породы Сихотэ-Алиня

Таблица 10

Средний химический состав (% массы) и некоторые петрохимические коэффициенты алевроаргиллитов Сихотэ-Алинской системы и Корьякско-Камчатской области

Окислы	1 (5)	2 (21)	3 (26)	4 (2)	5 (11)	6 (3)	7 (12)	8 (26)	9 (4)	10 (5)
SiO_2	66,88	65,67	66,27	65,70	70,21	61,93	67,07	66,40	68,20	69,66
TiO_2	0,63	0,71	0,67	0,75	0,57	1,17	0,70	0,81	0,65	0,58
Al_2O_3	14,94	15,90	15,42	15,10	13,83	11,86	16,07	13,92	15,25	15,56
Fe_2O_3	3,38	3,69	3,53	4,61	1,30	4,87	1,79	2,65	2,37	2,08
FeO	2,63	2,35	2,48	1,51	3,32	2,76	3,23	3,10	1,85	1,94
MnO	0,25	0,15	0,20	0,08	0,12	0,17	0,05	0,11	0,06	0,05
MgO	1,25	1,70	1,48	1,35	1,42	6,36	1,77	3,18	1,02	0,96
CaO	0,86	0,44	0,65	0,33	0,82	3,52	0,59	1,64	0,50	0,50
Na_2O	1,77	1,80	1,78	2,15	2,50	1,36	2,16	2,01	3,50	2,74
K_2O	2,83	3,37	3,10	3,69	2,68	1,39	3,30	2,46	3,12	3,42
П.п.п.	4,19	4,31	4,25	4,70	3,13	4,52	3,26	3,50	3,53	2,46
Сумма	99,54	100,09	99,83	99,97	99,90	99,91	99,99	99,78	100,05	99,95
SiO_2	4,48	4,13	4,30	4,35	5,07	5,22	4,17	4,77	4,47	4,47
Al_2O_3										
K_2O	1,60	1,87	1,73	1,72	1,07	1,02	1,52	1,22	0,89	1,24
Na_2O										

отличаются от Корьякско-Камчатской области несколько большими содержаниями SiO_2 и K_2O и меньшими — суммарного Fe, CaO, Na_2O ; на рис. 31 по отношению SiO_2/Al_2O_3 к K_2O/Na_2O сихотэалинские алевроаргиллиты располагаются в основном по обе стороны и на границе между обстановками континентальных дуг и задуговых океанических бассейнов (CA), (BA), с одной стороны, и пассивных континентальных обстановок (TE) — с другой. Песчаники части позднегеосинклинальных свит Западного и Северного Сихотэ-Алиня заходят в последний контур довольно глубоко. Такое более близкое к пассивным обстановкам расположение точек глинистых пород Сихотэ-Алиня по сравнению с песчаниками этого же региона объясняется, возможно, тем, что более тонкоотмученный глинистый материал континентального происхождения благодаря способности к более далекой транспортировке может попадать в бассейны чуждых тектонических обстановок, смешивая состав алевроаргиллитов в сторону их "сиализации". Глинистые породы Олюторского прогиба располагаются в островодужных полях CA и BA, но незаметно "отодвинуты" от Сихотэ-Алинских благодаря меньшему отношению K_2O/Na_2O , отражающему их более резко выраженную фемичность.

Для Таловско-Майнской зоны ввиду малого количества проб на рис. 31 показаны не средние, а частные анализы. Расположение точек на диаграмме обусловлено, с одной стороны, их первичным составом, благодаря которому они занимают поля обстановок континентальных дуг (CA) и преддуговых океанических бассейнов (AF). Особенно океаничны ордовикские алевроаргиллиты, у которых отношение K_2O к Na_2O близко к нулю. С другой стороны, значительная часть силурийских и каменноугольных точек приурочена к полю континентальных обстановок (TE) благодаря тому, что почти все породы этого возраста испытали вторичные изменения (окварцевание и биотитизацию) и это сильно исказило их первоначальный химический состав. Последнее обстоятельство привело к менее компактному, чем у песчаников на рис. 29 и 30, расположению то-

11 (5)	12 (14)	13 (27)	14 (7)	15 (62)	16 (4)	17 (5)	18 (9)	19 (11)	20 (3)	21 (3)
68,16	68,91	66,49	66,52	67,99	67,80	60,96	64,38	66,60	55,60	61,29
0,62	0,57	0,64	0,72	0,63	0,54	0,81	0,68	0,74	1,14	0,85
15,50	14,95	15,53	16,03	15,47	12,10	15,39	13,75	13,17	16,19	17,50
1,86	1,55	1,59	1,75	1,86	2,34	4,86	3,60	4,06	2,41	3,05
2,65	2,53	3,17	2,96	2,51	2,21	1,57	1,89	1,52	4,72	2,89
0,04	0,05	0,13	0,06	0,06	0,11	0,07	0,09	0,08	0,10	0,10
1,14	1,20	1,42	1,31	1,39	2,59	4,83	3,71	2,57	2,72	2,09
0,49	0,75	1,01	0,95	0,70	2,82	1,54	2,18	2,01	3,79	2,40
2,54	2,49	2,60	2,35	2,70	7,43	1,40	4,42	1,88	3,06	1,61
3,71	3,24	3,43	3,43	3,39	0,16	3,02	1,59	2,64	2,60	1,66
3,28	3,71	3,99	3,89	3,44	1,35	5,18	3,27	4,33	7,43	5,97
99,99	99,95	100,00	99,97	100,14	99,55	99,63	99,56	99,60	99,76	99,40
4,39	4,60	4,28	4,14	4,39	5,60	3,96	4,78	5,56	3,43	3,50
1,46	1,30	1,31	1,45	1,25	0,02	2,15	1,09	1,70	0,84	1,05

Таблица 10 (окончание)

Оксиды	22 (2)	23 (1)	24 (6)	25 (1)	26 (13)	27 (27)	28 (3)	29 (5)	30 (8)	31 (94)
SiO ₂	56,24	62,20	58,05	55,53	58,66	60,29	56,15	59,58	57,87	60,26
TiO ₂	1,18	0,93	0,92	0,94	0,94	0,94	0,70	0,71	0,71	0,72
Al ₂ O ₃	18,28	17,35	16,86	19,03	17,80	15,72	16,46	15,60	16,03	15,22
Fe ₂ O ₃	3,54	2,92	4,76	3,67	3,59	3,35	2,94	3,44	3,19	2,96
FeO	4,13	3,05	2,51	4,11	3,34	3,19	4,80	3,99	4,39	4,05
MnO	0,11	0,05	0,12	0,09	0,09	0,09	0,22	0,25	0,24	0,11
MgO	2,81	1,88	2,89	3,77	2,69	2,66	4,28	2,83	5,56	3,17
CaO	3,31	1,70	3,69	3,94	3,01	2,94	5,31	3,94	4,62	2,76
Na ₂ O	1,52	1,51	1,68	1,85	1,63	2,19	3,62	2,83	3,23	2,39
K ₂ O	1,48	1,88	1,09	0,84	1,39	2,21	1,99	1,13	1,56	2,08
П.п.п.	6,91	5,90	7,01	5,85	6,33	6,03	3,30	5,62	4,46	6,08
Сумма	99,51	99,37	99,58	99,62	99,47	99,61	99,77	99,91	99,84	99,78
SiO ₂										
Al ₂ O ₃	3,05	3,60	3,45	2,96	3,30	4,10	3,44	4,12	3,78	4,00
K ₂ O										
Na ₂ O	1,00	1,20	0,77	0,50	0,90	1,15	0,55	0,55	0,55	0,92

Примечание. 1–15 – Сихотэ-Алинская система. 1–4 – Бикинская зона: 1–3 – раннегеосинклинальный комплекс; 1–2 – толщ: 1 – триасово-позднеюрская, 2 – средне (?) – позднеюрская-поздне меловая; 3 – среднее по комплексу; 4 – позднегеосинклинальный комплекс, валанжинская толща; 5–15 – Северный Сихотэ-Алинь, 5–8 – раннегеосинклинальный комплекс; 5–7 – свиты: 5 – джаурская, 6 – киселевская, 7 – хунгарийская; 8 – среднее по комплексу. 9–16 – позднегеосинклинальный комплекс; 9–14 – свиты: 9 – горинская, 10 – пионерская, 11 – пиванская, 12 – уктурская, 13 – ларгасинская, 14 – удоминская; 15 – среднее по комплексу; 16–41 – Корякско-Камчатская область. 16–27 – Таловско-Майнская зона: 16–18 – раннегеосинклинальный комплекс; 16–17 – системы: 16 – ордовикская, 17 – силурийская; 18 – среднее по комплексу. 19–27 – позднегеосинклинальный комплекс; 19–20 – системы: 19 –

чек химического состава алевроаргиллитов. Тем не менее в целом сохраняется приуроченность сихотэалинских алевроаргиллитов к полям континентальных обстановок (TE) континентальных островных дуг (CA) и тыловых океанических бассейнов (BA), а Корякско-Камчатских – от двух последних (CA и BA) к преддуговым океаническим бассейнам.

Краткая геохимическая характеристика песчано-алевролитовых и глинистых пород

В разделе рассматриваются результаты геохимических исследований, проведенных в ограниченном объеме, к которым мы относим определения микроэлементов (элементов-примесей), форм железа, рассеянного органического вещества (по C_{орг}) и карбонатности (C_{карб}) пород.

Микроэлементы Cr, Ni, Co, Cu, V, Zn, Ag, B, Sn, Pb, Mo определялись количественным спектральным анализом, из них бор и молибден по техническим причинам определялись не всегда. Формы железа определялись фотоколориметрическим методом с 2–2 дипиридиллом [20], C_{орг} и C_{карб} – газометрическим методом [53]. Средние значения для песчаников и для алевроаргиллитов различных литолого-стратиграфических уровней приведены в таблицах 11 и 12. По геохимическим свойствам элементы разделяются на фемические Cr, Ni, Co, Cu, V, характерные для ультраосновных

	32 (28)	33 (18)	34 (20)	35 (160)	36 (8)	37 (32)	38 (24)	39 (11)	40 (7)	41 (74)
	61,26	57,55	58,64	59,43	63,12	62,23	66,48	61,62	58,21	62,14
	0,72	0,79	0,91	0,79	0,65	0,78	0,71	0,71	0,91	0,78
	14,69	15,22	15,08	15,30	15,47	16,14	14,34	14,65	16,43	15,39
	3,94	4,60	4,67	4,09	1,63	2,96	2,72	3,70	3,05	3,11
	2,19	2,64	1,82	2,68	4,32	4,13	3,01	2,89	3,19	3,31
	0,07	0,09	0,12	0,11	0,17	0,08	0,06	0,05	0,10	0,07
	2,58	3,35	2,3	2,83	2,08	2,15	1,94	2,88	2,23	2,30
	2,15	3,47	1,83	2,55	1,23	1,56	1,30	1,71	1,73	1,58
	2,12	2,21	1,82	2,14	4,04	2,80	2,06	2,23	1,93	2,26
	1,90	1,66	1,51	1,79	2,01	2,33	1,91	1,81	1,46	1,88
	8,15	8,54	9,22	8,00	5,18	4,86	5,34	7,56	10,61	7,09
	99,77	99,74	99,79	99,77	99,92	100,02	99,85	99,81	99,84	99,88
	4,24	3,79	3,69	3,93	4,09	3,89	4,72	4,23	3,56	4,10
	0,98	0,78	0,86	0,89	0,54	0,94	0,98	0,82	0,80	0,89

каменноугольная, 20 – пермская; 21–26 – нижнемеловой отдел, свиты: 21 – мялекаянская, 22 – тылакрьская, 23 – кармаливаянская, 24 – тихореченская, 25 – маметчинская; 26 – среднее по отделу; 27 – среднее по комплексу. 28–41 – Олюторский прогиб; 28–35 – Западная зона: 28–30 – раннегеосинклинальный комплекс, 28–29 – свиты: 28 – ватынская, 29 – ачайваянская; 30 – среднее по комплексу. 31–35 – позднегеосинклинальный комплекс, 31–34 – свиты: 31 – ильпинская, 32 – алугинская, 33 – пахачинская, 34 – корфская; 35 – среднее по комплексу. 36–41 – Восточная зона: 36 – раннегеосинклинальный комплекс, ачайваянская серия; 37–41 – позднегеосинклинальный комплекс, 37–40 – свиты: 37 – ильпинская, 38 – алугинская, 39 – пахачинская, 40 – корфская; 41 – среднее по комплексу. В скобках – количество проб.

и основных магматических пород [15], сиалические Sn, Pb, Mo, наибольшие кларки, которых в кислых породах, и промежуточные Zn, Ag, B.

По средним содержаниям этих элементов различия между породами Сихотэ-Алинской и Корякско-Камчатской областей невелики (см. табл. 11). Можно отметить, однако, для песчаников Корякско-Камчатской области повышенное содержание в основном фемических элементов Co, Cu, V отчасти Ni и Zn и пониженное Pb. Повышенными значениями Cr, Ni и Co подтверждается также большая фемичность западной зоны Олюторского прогиба по сравнению с его восточной зоной и с Сихотэ-Алинем; наиболее высокие значения сиалических Sn и Pb свойственны песчаникам Северного Сихотэ-Алиня. Алевроаргиллиты Корякско-Камчатской области обогащены по сравнению с сихотэалинскими также фемическими элементами Ni, Co, Cu, V и лишь отчасти Zn. Северный Сихотэ-Алинь, как и для песчаников, показывает наибольшие содержания Sn и Pb.

С целью сравнительной оценки всей совокупности микроэлементов песчано-алевролитовых пород Сихотэ-Алиня и Камчатки особенности их распределения были изучены методами многомерного статистического анализа. На протяжении всего анализа предполагалось, что случайный вектор (отдельная проба) имеет многомерное нормальное распределение. Это предположение основывается на том, что многие наблюдаемые явления приблизительно описываются многомерным нормальным распределением (хотя концентрации отдельных элементов могут иметь нормальное распределение) [6]; при

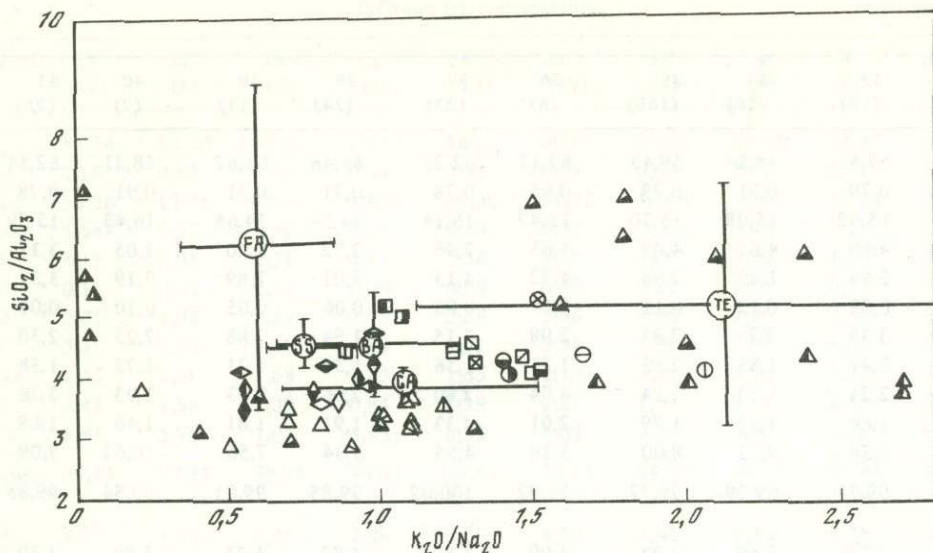


Рис. 31. Диаграмма $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ для глинистых пород

Перекрывающиеся линии — стандартные отклонения от средних значений состава современных глубоководных глин из различных тектонических обстановок [177]. Остальные условные обозначения см. на рис. 20 и 30

этом преобразования элементов случайного вектора в некоторых случаях сводятся к многомерному нормальному распределению. Кроме того, основные гипотезы относительно характеристик случайных выборок формулируются и проверяются для моментов изучаемых распределений, которые, представляя собой сумму независимых случайных величин, при достаточно большом числе опытов незначительно отличаются от нормального распределения.

Изучение специфики отдельных свит и их совокупностей (ранне- и позднегеосинклинальные комплексы) проводилось с использованием техники многомерного сравнения двух групп данных и процедуры пошагового дискриминантного анализа. Вычисления проводились на ЭВМ с использованием ПСД ВМДР [6]. Многомерное сравнение двух групп основывается на вычислении выборочного расстояния Махалонобиса и F -статистики по следующим формулам:

$$D_{ij}^2 = (\bar{X}_i - \bar{X}_j)^T S_{ij}^{-1} (\bar{X}_i - \bar{X}_j);$$

$$S_{ij} = [(n_i - 1)S_i + (n_j - 1)S_j] / (n_i + n_j - 2);$$

$$T_{ij}^2 = n_i n_j D_{ij}^2 / (n_i + n_j);$$

$$F_{ij} = (n_i + n_j - m - 1) T_{ij}^2 / (n_i + n_j - 2)m,$$

где n_i , \bar{X}_i , $S_i(n_j, \bar{X}_j, S_j)$ — количество проб, вектор средних концентраций и выборочная ковариационная матрица $i(j)$ группы данных; S_{ij} — объединенная выборочная ковариационная матрица; T_{ij}^2 — двухвыборочная T^2 — статистика Хотеллинга; m — количество анализируемых переменных.

При этом если гипотеза $H_0: \bar{X}_i = \bar{X}_j$ верна, то F_{ij} имеет F распределение с m и $n_i + n_j - m - 1$ степенями свободы. Кроме того, если F_{ij} окажется больше соответствующего значения, определенного из таблицы процентилей F -распределения, то гипотеза H_0 отвергается. При проверке гипотезы уровень значимости был выбран равным 0,001. Например, при сравнении векторов средних концентраций микроэлементов в песчаниках Сихотэ-Алиня и Камчатки выборочное значение $D^2 = 4,9$ и $F = 84,16$ при следующих степенях свободы: $\nu_1 = 11$ и $\nu_2 = 1001$. Табличное значение $F_{0,999}(\nu_1, \nu_2) \approx 3,13$ и гипотеза о равенстве векторов средних в отдельных группах отвергается (с уровнем

Таблица 11

Средние содержания микроэлементов
в терригенных породах Сихотэ-Алинской системы
и Корякско-Камчатской складчатой области (г/т)

Порода	Количество проб	Cr	Ni	Co	Cu	V	Zn	Ag	B	Sn	Pb	Mo
Бикинская зона												
Раннегеосинклинальный комплекс												
Триасово-позднеюрская толща												
Песчаники	18	20-120	12-135	3-16	11-89	33-150	33-96	0,01-0,11	9-120	2-4	9-36	0,5-9,6
		50 ± 24	34 ± 28	7 ± 3	36 ± 25	75 ± 27	62 ± 16	0,03 ± 0,04	44 ± 29	3 ± 1	18 ± 6	1,7 ± 2,6
Алевролиты	18	25-130	17-69	3-21	12-200	40-260	21-160	0-0,15	10-174	2-5	6-32	Н.о.
		64	38	10	51	98	74	0,04	62	3	18	
Алевроаргилиты	20	25-91	16-70	2-20	7-140	50-240	46-210	0-0,21	9-190	2-12	9-45	"
		55	36	10	49	109	102	0,073	100	3,4	22	
Средне(?)-позднеюрско-раннемеловая												
Песчаники	61	11-175	7-160	1-18	3-63	16-155	10-120	0,01-0,18	10-130	0,5-7	3-60	0,5-11
		47 ± 28	30 ± 21	7 ± 4	31 ± 16	73 ± 35	61 ± 27	0,03 ± 0,04	46 ± 26	2,7 ± 1,5	23 ± 12	1,7 ± 2,4
Алевролиты	88	25-130	7-74	0-36	4-200	12-250	0-210	0-0,76	5-150	0-9	0,63	Н.о.
		56	32	8	44	100	79	0,046	70	3,4	23	
Алевроаргилиты	67	17-200	15-240	0-28	22-130	20-160	38-240	0-0,15	8-160	0-8	0-91	"
		53	37	10	54	103	99	0,025	85	3,4	21	
Позднегеосинклинальный комплекс												
Берриасская(?) толща												
Песчаники	13	7-120	15-80	4-17	13-58	55-140	10-100	0,01-0,13	20-90	0,5-5	10-24	0,5-5,2
		57 ± 32	41 ± 21	8 ± 4	30 ± 14	101 ± 26	54 ± 29	0,03 ± 0,04	47 ± 20	2 ± 1,4	15 ± 4	0,9 ± 1,3
Алевролиты	8	25-69	25-67	6-14	16-100	80-150	51-120	0-0,1	20-130	3-4	10-32	Н.о.
		43	43	9	40	102	84	0,029	72	3,2	20	

Таблица 11 (продолжение)

Порода	Количество проб	Cr	Ni	Co	Cu	V	Zn	Ag	B	Zn	Pb	Mo
Валанжинская толща												
Песчаники	24	27-80 55 ± 14	11-83 28 ± 15	1-63 9 ± 14	18-180 47 ± 41	54-200 108 ± 39	10-130 65 ± 27	0,01-0,8 0,08 ± 0,03	12-93 47 ± 25	2-30 4 ± 6	5-59 22 ± 12	0,5-1,6 0,6 ± 0,2
Алевролиты	16	22-73 59	15-83 33	0-63 10	15-180 60	70-170 129	69-150 107	0-0,6 0,077	12-150 81	3-5 3,9	0-48 20	Н.о.
Алевроаргиллиты	9	23-110 69	23-58 41	9-20 14	21-150 63	94-270 182	40-190 106	Н.о.	26-96 60	2-6 4,1	11-42 29	„
Аптальбская толща												
Песчаники	27	6-170 63 ± 37	9-96 38 ± 23	1-18 6 ± 6	12-100 42 ± 27	25-185 88 ± 48	10-180 82 ± 40	0,01-0,14 0,05 ± 0,04	10-688 92 ± 127	0,05-8 2,6 ± 1,7	8-30 18 ± 6	0,5-2,4 0,7 ± 0,5
Алевролиты	28	22-120 62	0-62 34	0-20 6	21-120 49	20-230 146	50-260 103	0-0,21 0,065	9-320 109	0-6 3,5	0-46 20	Н.о.
Северный Сихотэ-Алинь												
Раннегеосинклинальный комплекс												
Джаурская свита												
Песчаники	13	43-100 76 ± 14	27-48 34 ± 6	7-10 9 ± 1	30-150 60 ± 33	54-123 92 ± 18	27-140 64 ± 34	0,01-0,1 0,06 ± 0,03	Н.о.	3-5 4 ± 1	30-83 47 ± 14	1,4-1,6 3,3 ± 4,0
Алевроаргиллиты	9	47-110 79	20-70 42	7-16 11	22-300 91	85-170 116	44-220 128	0-0,17 0,09	„	3-7 4	21-70 45	1,3-3,3 2,8
Киселевская свита												
Песчаники	4	60-260 155 ± 88	53-230 115 ± 79	14-36 22 ± 10	63-145 97 ± 35	84-140 113 ± 23	25-520 171 ± 235	0,01-3,2 0,8 ± 1,6	„	2-5 3 ± 1	9-270 81 ± 126	0,5-1,8 1,4 ± 0,6
Алевроаргиллиты	3	58-100 72	44-60 55	11-17 14	56-105 81	90-138 107	71-91 84	0-0,5 0,03	„	3-4 3	14-83 60	0-2,6 0,8
Хунгарийская свита												
Песчаники	1	57	22	8	16	90	60	0,05	„	4	50	0,5
Алевроаргиллиты	8	47-113 67	14-38 25	4-13 8	16-43 25	90-170 114	63-170 109	0-0,12 0,05	„	3-6 4	25-91 49	0-6 3,9
Позднегеосинклинальный комплекс												
Горинская свита												
Песчаники	10	20-80 59 ± 18	10-65 43 ± 18	1-14 8 ± 5	16-56 39 ± 13	46-200 148 ± 46	52-126 85 ± 20	0,01-0,2 0,07 ± 0,06	„	3-8 6 ± 2	15-76 43 ± 17	0,5-5 1,4 ± 1,4
Алевроаргиллиты	4	66-68 67	44-63 59	6-13 10	38-66 56	125-170 156	81-123 103	0-0,16 0,04	„	4-6 5	32-50 39	1-2 1,2
Пионерская свита												
Песчаники	16	31-91 62 ± 18	12-65 14 ± 19	1-16 8 ± 5	13-100 36 ± 22	55-180 106 ± 36	20-107 64 ± 22	0,01-0,80 0,16 ± 0,18	„	2-19 6 ± 4	19-100 45 ± 18	0,5-6 2 ± 2
Алевроаргиллиты	7	18-63 51	10-40 28	0-11 2	16-50 29	38-140 84	30-140 74	0,07-0,09 0,10	„	2-6 4	15-55 35	0-4 1
Пиванская свита												
Песчаники	16	31-91 62 ± 18	12-65 14 ± 19	1-16 8 ± 5	13-100 36 ± 22	55-180 106 ± 36	20-107 64 ± 22	0,01-0,8 0,16 ± 0,18	„	2-19 6 ± 4	19-100 45 ± 18	0,5-6 2 ± 2
Алевроаргиллиты	7	35-78 65	16-69 46	0-16 7	14-75 54	55-190 155	45-165 119	0-0,25 0,11	„	2-8 5	19-55 38	0-2,5 1,6
Уктурская свита												
Песчаники	19	24-120 64 ± 29	15-63 36 ± 14	3-18 9 ± 4	14-85 39 ± 20	50-210 122 ± 42	32-120 67 ± 25	0,01-0,09 0,05 ± 0,04	„	2-8 4 ± 2	13-60 36 ± 14	0,5-4 0,8 ± 0,9
Алевроаргиллиты	18	8-83 40	3-55 30	0-13 6	9-57 45	4-160 87	37-170 90	0-0,2 0,09	„	2-7 3	6-53 26	0-2 0,3
Ларгасинская свита												
Песчаники	17	35-85 55 ± 14	23-50 32 ± 8	1-12 8 ± 3	20-52 33 ± 9	80-170 100 ± 37	25-165 73 ± 32	0,01-0,3 0,1 ± 0,1	1-54 6 ± 15	2-7 4 ± 1	16-68 34 ± 14	0,5-2 0,7 ± 0,5

Таблица 11 (продолжение)

Порода	Количество проб	Cr	Ni	Co	Cu	V	Zn	Ag	B	Sn	Pb	Mo
Алевроаргиллиты	14	$\frac{17-100}{55}$	$\frac{15-55}{38}$	$\frac{0-12}{6}$	$\frac{21-84}{44}$	$\frac{44-260}{136}$	$\frac{54-190}{107}$	$\frac{0-0,24}{0,08}$	Н.о.	$\frac{2-9}{4}$	$\frac{10-68}{28}$	$\frac{0-3}{0,4}$
Удоминская свита												
Песчаники	32	$\frac{29-100}{59 \pm 17}$	$\frac{22-53}{33 \pm 9}$	$\frac{1-14}{9 \pm 3}$	$\frac{17-76}{32 \pm 11}$	$\frac{48-135}{82 \pm 21}$	$\frac{12-170}{70 \pm 35}$	$\frac{0,01-0,46}{0,06 \pm 0,1}$	$\frac{1-63}{21 \pm 20}$	$\frac{2-5}{3 \pm 1}$	$\frac{13-100}{32 \pm 19}$	$\frac{0,5-5}{0,8 \pm 2}$
Алевроаргиллиты	25	$\frac{25-100}{54}$	$\frac{17-69}{35}$	$\frac{0-15}{7}$	$\frac{19-83}{38}$	$\frac{53-160}{97}$	$\frac{40-200}{93}$	$\frac{0-0,24}{0,08}$	Н.о.	$\frac{2-5}{3}$	$\frac{14-100}{31}$	$\frac{0-4}{0,4}$
Корякско-Камчатская область, Таловско-Майнская зона												
Раннегеосинклинальный комплекс												
Ордовикская система												
Песчаники	1	$\frac{11}{33}$	$\frac{15}{37}$	$\frac{18}{17}$	$\frac{60}{45}$	$\frac{150}{131}$	$\frac{220}{89}$	0,03	„	$\frac{3}{3}$	$\frac{5}{6}$	$\frac{1,0}{0,7}$
Алевроаргиллиты	7	$\frac{16-53}{30}$	$\frac{18-41}{28}$	$\frac{7-16}{11}$	$\frac{30-100}{64}$	$\frac{40-120}{77}$	$\frac{17-70}{28}$	н.о.	„	$\frac{2-3}{2}$	$\frac{5-19}{8}$	$\frac{0,7-2,0}{1,1}$
Силурийская система												
Песчаники	9	$\frac{13-123}{74 \pm 38}$	$\frac{18-95}{57 \pm 57}$	$\frac{7-28}{11 \pm 7}$	$\frac{27-80}{62 \pm 22}$	$\frac{60-230}{155 \pm 54}$	$\frac{50-150}{102 \pm 38}$	$\frac{0,03-0,25}{0,1 \pm 0,07}$	„	$\frac{0,5-3}{2 \pm 1}$	$\frac{10-30}{18 \pm 7}$	$\frac{0,25-2,0}{1,3 \pm 0,7}$
Алевроаргиллиты	17	$\frac{63-120}{90}$	$\frac{38-138}{88}$	$\frac{4-22}{13}$	$\frac{10-100}{65}$	$\frac{117-290}{205}$	$\frac{14-290}{158}$	$\frac{0-0,17}{0,06}$	„	$\frac{2-4}{3}$	$\frac{5-62}{19}$	$\frac{0,1-2,5}{1,0}$
Позднегеосинклинальный комплекс												
Каменноугольная система												
Песчаники	27	$\frac{5-125}{51 \pm 38}$	$\frac{9-130}{50 \pm 33}$	$\frac{7-98}{21 \pm 18}$	$\frac{5-160}{74 \pm 38}$	$\frac{90-280}{173 \pm 50}$	$\frac{60-460}{129 \pm 75}$	$\frac{0,03-0,42}{0,14 \pm 0,12}$	$\frac{1-74}{3 \pm 14}$	$\frac{2-4}{3 \pm 1}$	$\frac{3-60}{18 \pm 1,2}$	$\frac{0,25-7}{2,3 \pm 1,8}$
Алевроаргиллиты	23	$\frac{40-180}{65}$	$\frac{15-240}{87}$	$\frac{6-38}{19}$	$\frac{30-210}{110}$	$\frac{160-420}{254}$	$\frac{150-320}{239}$	$\frac{0-0,65}{0,21}$	Н.о.	$\frac{3-5}{4}$	$\frac{5-78}{25}$	$\frac{0-12,0}{3,5}$
Пермская система												
Песчаники	19	$\frac{6-93}{24 \pm 22}$	$\frac{4-53}{19 \pm 12}$	$\frac{6-32}{14 \pm 7}$	$\frac{22-90}{52 \pm 21}$	$\frac{42-270}{145 \pm 75}$	$\frac{1-140}{57 \pm 42}$	$\frac{0,03-0,2}{0,07 \pm 0,05}$	„	$\frac{0,5-3}{2 \pm 1}$	$\frac{5-21}{10 \pm 5}$	$\frac{0,1-5}{1,4 \pm 1,2}$
Нижнемеловой отдел												
Мялекасынская свита												
То же	16	$\frac{10-152}{35 \pm 40}$	$\frac{10-40}{19 \pm 10}$	$\frac{7-30}{15 \pm 6}$	$\frac{10-150}{41 \pm 37}$	$\frac{97-300}{156 \pm 51}$	$\frac{25-176}{76 \pm 38}$	$\frac{0,03-0,13}{0,04 \pm 0,03}$	$\frac{1-42}{3 \pm 11}$	$\frac{0,5-5}{2,9 \pm 1,2}$	$\frac{3-22}{10 \pm 5}$	$\frac{0,25-91}{8,9 \pm 23,5}$
Алевроаргиллиты	4	$\frac{10-93}{31}$	$\frac{10-40}{17}$	$\frac{5-19}{11}$	$\frac{10-95}{35}$	$\frac{145-185}{171}$	$\frac{45-170}{109}$	н.о.	Н.о.	$\frac{3-4}{3,5}$	$\frac{6-19}{14}$	$\frac{1,0-2,5}{1,4}$
Тылакрьльская свита												
Песчаники	12	$\frac{10-83}{32 \pm 21}$	$\frac{07-45}{26 \pm 11}$	$\frac{12-21}{16 \pm 3}$	$\frac{17-92}{52 \pm 24}$	$\frac{103-250}{180 \pm 52}$	$\frac{40-200}{129 \pm 45}$	$\frac{0,03-0,14}{0,06 \pm 0,04}$	$\frac{1-28}{2 \pm 8}$	$\frac{1-5,5}{3 \pm 1}$	$\frac{4-37}{16 \pm 9}$	$\frac{0,25-4,0}{1,9 \pm 1,2}$
Алевроаргиллиты	1	40	28	12	48	130	120	н.о.	Н.о.	3	14	1,0
Кармаливаямская свита												
Песчаники	18	$\frac{17-135}{46 \pm 27}$	$\frac{16-50}{27 \pm 9}$	$\frac{13-34}{22 \pm 6}$	$\frac{40-170}{75 \pm 35}$	$\frac{115-290}{175 \pm 48}$	$\frac{5-150}{92 \pm 40}$	$\frac{0,03-0,09}{0,04 \pm 0,02}$	„	$\frac{2-3}{3 \pm 1}$	$\frac{6-17}{11 \pm 3}$	$\frac{0,25-3,0}{1,5 \pm 0,8}$
Тихореченская свита												
Песчаники	27	$\frac{7-56}{27 \pm 13}$	$\frac{6-95}{24 \pm 18}$	$\frac{5-43}{14 \pm 8}$	$\frac{29-138}{65 \pm 28}$	$\frac{27-421}{177 \pm 90}$	$\frac{1-210}{100 \pm 41}$	$\frac{0,01-0,44}{0,07 \pm 0,09}$	$\frac{1-68}{18 \pm 24}$	$\frac{1-4}{2 \pm 1}$	$\frac{1-42}{10 \pm 9}$	$\frac{0,25-3,0}{0,4 \pm 6,1}$
Алевроаргиллиты	4	$\frac{18-25}{22}$	$\frac{17-37}{28}$	$\frac{10-15}{12}$	$\frac{25-145}{73}$	$\frac{125-200}{154}$	$\frac{97-170}{123}$	н.о.	Н.о.	$\frac{2-6}{4}$	$\frac{8-23}{14}$	$\frac{0,2-2,0}{1,1}$
Олюторский прогиб												
Западная зона												
Раннегеосинклинальный комплекс												
Ватынская серия												
Песчаники	13	$\frac{27-110}{55 \pm 25}$	$\frac{25-59}{40 \pm 10}$	$\frac{14-96}{27 \pm 22}$	$\frac{76-500}{132 \pm 112}$	$\frac{110-220}{169 \pm 34}$	$\frac{63-130}{84 \pm 19}$	$\frac{0,01-0,19}{0,05 \pm 0,05}$	$\frac{9-40}{20 \pm 12}$	$\frac{1-6}{3 \pm 1}$	$\frac{6-39}{14 \pm 10}$	$\frac{0,1-3}{0,3 \pm 0,8}$
Алевроаргиллиты	8	$\frac{23-170}{62}$	$\frac{26-65}{42}$	$\frac{8-79}{24}$	$\frac{43-130}{129}$	$\frac{100-170}{129}$	$\frac{42-88}{63}$	$\frac{0-0,26}{0,09}$	$\frac{9-16}{12}$	$\frac{2-11}{5}$	$\frac{7-43}{17}$	$\frac{0-4}{1,3}$

Таблица 11 (окончание)

Породы	Количество проб	Cr	Ni	Co	Cu	V	Zn	Ag	B	Sn	Pb	Mo
Ачайваямская серия												
Песчаники	21	5-120	9-130	4-140	7-180	83-440	27-130	0,01-1,1	2-100	1-7	3-150	1-4
		41 ± 35	42 ± 29	29 ± 31	85 ± 41	209 ± 75	81 ± 23	0,13 ± 0,24	32 ± 26	2 ± 1	28 ± 35	0,4 ± 0,9
Алевроаргиллиты	35	0-76	5-67	3-110	13-220	20-280	25-140	0-0,91	5-83	1-8	0-310	0-4
		29	38	19	80	152	79	0,14	25	2	48	0,4
Позднегеосинклинальный комплекс												
Ильпинская серия												
Песчаники	32	19-270	12-71	5-58	42-140	19-360	12-330	0,01-0,5	10-100	2-6	4-33	0,1-3
		104 ± 62	41 ± 14	23 ± 12	80 ± 26	141 ± 90	81 ± 68	0,09 ± 0,09	44 ± 26	3 ± 1	14 ± 8	0,2 ± 0,5
Алевроаргиллиты	86	44-150	27-100	10-130	43-210	21-140	15-160	0,03-0,27	27-180	2-20	2-42	-
		90	61	24	126	97	90	0,11	100	7	20	
Алугинская свита												
Песчаники	27	5-130	7-51	1-67	15-91	37-420	29-250	0,01-0,33	1-120	1-7	3-36	0,1-16
		64 ± 31	31 ± 11	17 ± 15	49 ± 22	161 ± 88	101 ± 50	0,08 ± 0,09	25 ± 38	2 ± 1	11 ± 7	2,2 ± 32
Алевроаргиллиты	68	14-140	8-76	0-72	15-150	29-370	28-330	0-0,57	18-130	1-17	2-150	0-16
		67	36	15	56	190	123	0,18	69	3	18	1,3
Пахачинская свита												
Песчаники	159	16-650	8-115	3-63	19-280	34-850	10-250	0,01-12	8-118	1-25	1-36	0,1-18
		92 ± 61	59 ± 22	24 ± 10	78 ± 33	253 ± 106	92 ± 39	0,11 ± 0,95	23 ± 19	3 ± 2	8 ± 5	0,7 ± 1,8
Алевроаргиллиты	22	7-142	20-72	3-52	16-140	36-300	38-154	0-0,16	23-68	0-4	0-21	0-4,7
		71	51	20	86	212	98	0,07	40	3	10	0,9
Корфская свита												
Песчаники	150	4-305	12-150	4-100	17-200	32-440	10-300	0,01-0,18	1-64	0,1-7	1-46	0,1-21
		84 ± 51	45 ± 20	21 ± 15	73 ± 30	235 ± 74	114 ± 48	0,05 ± 0,05	5 ± 11	2 ± 1	14 ± 7	2,7 ± 3,5
Алевроаргиллиты	98	0-165	12-140	4-49	30-250	50-420	55-440	0-0,2	30-68	0-16	4-59	0-7,4
		55	46	14	103	215	168	0,10	47	3	15	1,6

Восточная зона
Раннегеосинклинальный комплекс

Ачайваямская серия

Песчаники	9	12-43	18-54	15-28	130-250	120-300	110-200	0,09-0,44	7-59	2-11	17-65	0,4-26
		26 ± 9	32 ± 11	21 ± 4	167 ± 40	194 ± 51	164 ± 27	0,16 ± 0,11	21 ± 18	4 ± 3	32 ± 17	4,2 ± 8,3
Алевроаргил-литы	9	13-57	28-80	12-24	55-220	110-520	62-380	0,10-0,43	12-120	2-5	20-57	0,5-1,5
		34	43	17	131	231	202	0,21	49	3	35	0,9

Ильпинская серия

Песчаники	42	21-150	22-86	8-31	14-115	78-360	26-240	0,07-0,52	6-51	2-10	8-81	0,3-9,6
		75 ± 31	46 ± 15	19 ± 6	58 ± 31	180 ± 64	123 ± 43	0,17 ± 0,08	25 ± 10	3 ± 2	26 ± 17	1,7 ± 1,9
Алевроаргил-литы	55	8-100	8-96	2-28	6-210	37-330	15-580	0,09-1,20	4-160	1-9	7-42	0,2-7
		54	53	14	80	181	209	0,24	50	3	25	1,1

Алугинская свита

Песчаники	37	42-290	24-130	5-43	36-130	138-473	20-200	0,01-1,3	11-113	1-6	6-200	0,1-11
		116 ± 46	54 ± 19	14 ± 7	59 ± 17	189 ± 58	100 ± 44	0,18 ± 0,25	45 ± 21	2 ± 1	15 ± 8	2,3 ± 2,6
Алевроаргил-литы	40	28-149	30-73	6-25	40-120	114-473	24-310	0,04-1,5	10-139	1-7	6-190	0-6
		64	44	10	62	167	127	0,31	59	2	24	1,7

Пахачинская свита

Песчаники	88	30-172	21-73	8-31	27-120	126-430	24-161	0,01-0,25	9-95	1-4	3-200	0,1-7
		92 ± 29	45 ± 10	17 ± 5	62 ± 21	194 ± 51	82 ± 37	0,06 ± 0,06	36 ± 17	2 ± 1	12 ± 21	0,7 ± 1,1
Алевроаргил-литы	12	50-110	39-88	10-30	38-120	158-298	45-228	0-0,21	28-208	0-4	7-22	0-2
		77	55	15	71	223	115	0,12	76	2	11	0,5

Корфская свита

Песчаники	21	5-88	14-65	1-19	28-76	46-281	29-116	0,01-0,08	20-799	1-4	1-21	0,1-2,3
		43 ± 18	31 ± 12	9 ± 5	52 ± 15	98 ± 55	73 ± 24	0,03 ± 0,02	254 ± 199	3 ± 1	5 ± 6	0,5 ± 0,7
Алевроаргил-литы	12	9-65	17-52	0-18	26-90	41-210	40-134	0-0,12	66-350	0-3	0-18	-
		33	33	7	57	87	94	0,05	188	2	11	

Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — средние значения и среднее квадратичное отклонение.

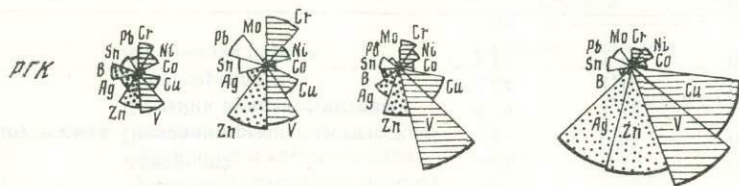
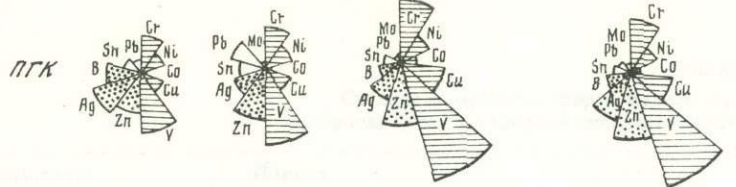
Таблица 12

Среднее содержание форм железа, органического и карбонатного углерода в породах Сихотэ-Алинской складчатой системы и Корякско-Камчатской области (%)

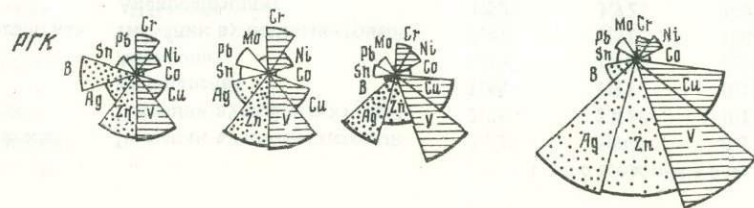
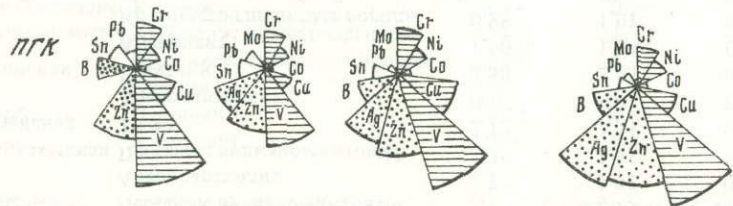
Голща, свита	Порода	Fe					C		
		валовое		пиритное	растворимое		обломочное	органический	карбонатный
		закисное	окисное		закисное	окисное			
Бикинская зона									
Триасово-позднелюрская	Песчаник	1,24	1,47	0,02	0,71	1,14	1,00	0,06	0,01
	Алевролит и алевроаргиллит	2,61	1,71	0,01	1,99	0,86	1,51	0,20	Н.о.
	Кремнисто-глинистые породы	1,25	2,68	0,01	1,15	0,98	1,87	0,05	"
	Кремни и яшмы	2,34	0,46	0,01	2,27	0,13	0,41	0,09	"
Средне (?) -позднелюрско-раннемеловая	Песчаник	1,44	0,96	0,01	0,72	0,82	0,69	0,12	0,01
	Алевролит и алевроаргиллит	2,42	1,70	0,02	2,54	0,73	0,83	0,18	Н.о.
	Кремнисто-глинистые породы	1,25	1,47	0,02	0,55	0,77	1,39	0,09	"
	Кремни	-	-	-	-	-	-	0,08	"
Апт-альбская	Песчаник	1,29	0,83	0,01	1,24	0,36	0,52	0,12	Н.о.
	Алевролит	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,33	"
Северный Сихотэ-Алинь									
Джаурская	Песчаник	1,05	0,52	0,01	1,00	0,14	0,42	Н.о.	"
Горинская	То же	0,89	1,02	0,01	0,42	0,22	1,26	"	"
Пионерская	"	1,82	0,90	0,01	1,76	0,32	0,64	"	"
Пиванская	"	0,36	0,17	0,01	0,18	0,26	0,09	"	"
Уктурская	"	0,52	1,96	0,01	0,34	0,25	1,88	"	"
Ларгасинская	"	1,36	0,80	0,02	1,21	0,16	0,77	"	"
Удоминская	"	0,97	1,60	0,10	0,84	0,82	0,82	"	"
Таловско-Майнская зона									
Ордовикская	Песчаник вулканомиктовый	2,22	2,59	0,11	1,79	0,55	2,36	0,09	0,02
Пермская	Песчаник вулканомиктовый	2,75	2,47	0,11	2,83	1,58	0,69	0,16	0,27
	Калькарениит	1,36	1,27	0,18	1,74	0,48	0,23	0,47	4,35
	Алевролит	1,90	2,41	0,11	2,05	1,47	0,68	0,75	Н.о.
Мялекасыйнская	Песчаник вулканомиктовый	2,41	3,51	0,04	2,44	1,03	2,41	0,27	0,13
	Алевроаргиллит	1,53	3,72	0,01	1,88	1,00	2,37	0,43	0,01
Тылакрыльская	Песчаник вулканомиктовый	3,47	2,13	0,19	3,88	0,76	0,77	0,28	0,25
	Алевроаргиллит	2,27	3,02	0,15	2,45	1,18	1,50	0,42	0,01
Кармаливаямская	Песчаник вулканомиктовый	2,95	3,45	0,04	2,38	1,77	1,62	0,12	0,28
Тихореченская	То же	2,72	3,54	0,13	2,99	1,86	1,29	0,18	0,75
	Алевроаргиллит	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,41	0,02
Маметчинская	Песчаник	2,58	2,65	0,07	2,87	1,25	1,04	0,20	0,23
	Алевролит	1,50	1,64	0,06	0,57	0,22	2,31	0,10	0,05
	Кремнисто-глинистые породы	0,88	1,01	0,06	0,78	0,37	0,67	0,11	0,07
	Фтанит	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,56	0,01
Силурийская	Песчаник вулканомиктовый	2,32	1,15	0,02	1,43	0,82	1,24	0,26	2,80
	Алевролит	3,78	1,16	0,04	1,33	1,32	2,44	0,22	0,13
Каменноугольная	Песчаник кремнекластический	1,13	0,98	0,05	0,94	0,39	0,73	0,37	0,35
	Песчаник вулканомиктовый	4,79	1,39	0,08	3,68	0,93	1,56	0,21	0,79
	Алевроаргиллит	2,64	1,40	0,07	1,99	0,77	1,22	0,69	Н.о.
	Кремнистая порода	1,18	1,13	0,04	1,22	0,59	0,46	0,48	"

Сихоте-Алинь		Олнаторский прогиб	
Запад	Север	Запад	Восток

а
Песчаники

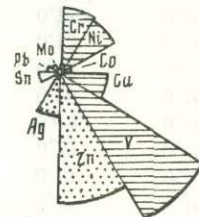
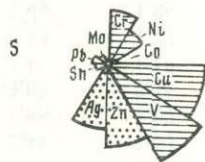
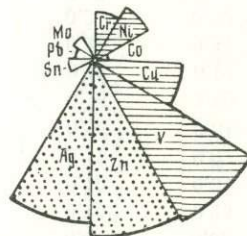
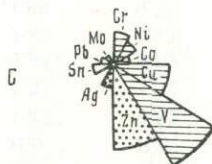
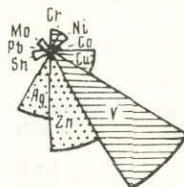
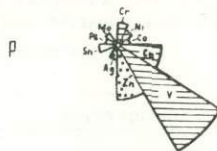
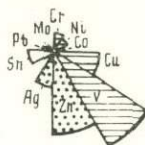
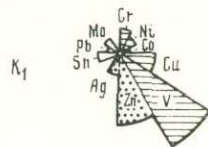


Алевродриллиты



Песчаники

Алевродриллиты



0-80 Cr, Ni, Co, Cu, V, Zn, Pb
0-8 Sn, Mo
0-0,08 Ag

значимости 0,001), что свидетельствует о несхожести распределения элементов в песчаниках двух областей.

Гипотеза была проверена как для попарного сравнения отдельных изучаемых свит, так и для ранне- и позднегеосинклинальных комплексов, причем она везде была отвергнута, что свидетельствует о статистически значимых различиях рассмотренных групп данных.

Наглядность сравнения характера распределения микроэлементов в песчаниках ранне- и позднегеосинклинальных комплексов, а также их поведение в целом по регионам достигнуто проецированием признакового пространства на плоскость первых двух канонических переменных (рис. 32). Ареалы распространения характеристических точек песчаников Сихотэ-Алиня и Камчатки четко различаются друг от друга как при сопоставлении ранне- и позднегеосинклинальных комплексов, так и регионов в целом, причем наиболее значимы различия по ванадию, свинцу, бору и хрому.

Сопоставление однотипных пород ранне- и позднегеосинклинальных комплексов внутри регионов (см. табл. 11) показывает, что по некоторым элементам они отличаются довольно чувствительно — до 2 раз, например по V, Zn, Ag, но эти различия не коррелируются с другими параметрами вещественного состава пород. Не выяснены пока некоторые резкие аномалии: В — в песчаниках и алевроаргиллитах корфской свиты Олюторского прогиба, Ag — в алевроаргиллитах Олюторского прогиба, особенно его восточной зоны и каменноугольной толщи Таловско-Майнской зоны.

В Западном Сихотэ-Алине от толщи к толще и от раннегеосинклинального к позднегеосинклинальному комплексу за редкими исключениями распределение микроэлементов однообразно (см. табл. 11). Это в общем не противоречит другим сторонам вещественного состава, которые, как правило, более или менее стабильны, так же как и содержание $C_{орг}$, которое меняется мало в различных типах пород. Песчаникам в основном свойственны пониженные содержания микроэлементов или близкие к ним по сравнению с кларками земной коры [15]. При этом у большинства элементов фемического профиля Cr, Ni, Co, Cu, V, а также у Zn наиболее низкие кларки концентрации, тогда как силикатические Sn, Pb, а также В концентрируются в количествах, равных кларку или несколько превышающих его. Обогащенность песчаников этими элементами согласуется с предполагаемым преимущественно кислым составом источников сноса. Содержание Cr, Ni, Co, Cu, особенно V, несколько повышается в позднегеосинклинальных песчаниках Бикинской зоны, тогда как их минералогические свойства существенно не меняются. В алевролитах и алевроаргиллитах по сравнению с песчаниками содержание всех микроэлементов гораздо выше, однако общая картина распределения сходна: породы обогащены силикатическими Sn и Pb, а также бором и относительно обеднены фемическими элементами. Исключение составляет ванадий, концентрации которого превышают кларк земной коры. Так же как в песчаниках, содержания этих элементов, а также цинка несколько больше в позднегеосинклинальных алевроаргиллитах, чем в раннегеосинклинальных.

Рассеянного органического вещества (РОВ) в породах Западного Сихотэ-Алиня очень мало (см. табл. 12; рис. 33, 34): среднее содержание $C_{орг}$ в песчаниках 0,1%, в алевролитах и алевроаргиллитах 0,2%, в кремнисто-глинистых и кремнистых породах 0,1%, что ниже кларка $C_{орг}$ в этих типах пород. Несколько больше $C_{орг}$ в апт-альбских алевролитах: при среднем содержании 0,33% здесь встречены слои, сильно обогащенные ($C_{орг}$ до 1,5–2,0%). Среднее содержание $C_{орг}$ в триасово-юрской и юрско-меловой толщах почти одинаково.

Рис. 32. Распределение микроэлементов в песчаниках и алевроаргиллитах Сихотэ-Алинской системы и Корьякско-Камчатской области

Средние содержания: а — по ранне- и позднегеосинклинальным комплексам, б — по разрезу Таловско-Майнской зоны, 1–3 группы элементов: 1 — фемическая, 2 — переходная, 3 — силикатическая

В Таловско-Майнской зоне картина распределения микроэлементов и $C_{орг}$ сложнее (см. рис. 33, 34). Содержание наиболее фемических Cr, Ni и Co в песчаниках и алевроаргиллитах падает в соответствии с уменьшением роли группы фемических минералов гипербазитового профиля — хромита, магнезита, ильменита и лейкоксена.

Определение форм железа показало, что отложения Сихотэ-Алинской и Корякско-Камчатской областей по некоторым параметрам существенно различны. Так, содержание пиритного железа (см. табл. 12) почти во всех породах геосинклинального комплекса Сихотэ-Алиня не превышает 0,02%, а часто составляет менее 0,01%, т.е. в большинстве случаев 0,3—0,6% от общего количества железа в породе, тогда как в Корякско-Камчатской области среднее содержание $Fe_{пир}$ во всех вулканогенно-терригенных и кремнистых породах, от нижнепалеозойских до верхнемеловых, обычно больше 0,05%. По отношению к общему железу пиритное составляет здесь 0,6—3,5%, а в пермских калькаренитах даже 7%. Если в Корякско-Камчатской области $Fe_{раств}^{2+}$ (в основном железо карбонатов и хлорита) всегда в большей или меньшей мере преобладает над $Fe_{раств}^{3+}$, то в некоторых песчаниках и алевролитах Сихотэ-Алинской области преобладают окисные формы.

Сумма всего реакционноспособного железа во всех типах пород колеблется сильно (см. табл. 12). Также широки изменения соотношения реакционноспособного и обломочного железа. Доля последнего в $Fe_{общ}$ изменяется в Сихотэ-Алинской области от 15 до 76%, а в Корякско-Камчатской от 14 до 74%, т.е. интервалы полностью совпадают для всех пород. Относительное содержание $Fe_{обл}$ (9%) минимальное в калькаренитах, что вполне понятно. Вместе с тем в кремнистых и особенно в кремнисто-глинистых породах доля $Fe_{обл}$ может быть достаточно велика.

Проведенный в небольшом объеме анализ матриц парных корреляций микроэлементов, форм железа и углерода показал, что в палеозойских и мезозойских песчаниках и алевроаргиллитах Таловско-Майнской зоны V, Zn, Co, Ni, Sn, Mo и Cr обычно имеют значимую отрицательную корреляцию с карбонатностью пород ($C_{карб}$). В противоположность им свинец положительно коррелируется с $C_{карб}$, а также с растворимыми формами двухвалентного железа; это может свидетельствовать о том, что преобладающая часть свинца в этих породах содержится как примесь в карбонатных минералах. Цинк положительно коррелируется с пиритным железом, что говорит о наличии сульфидных форм цинка. Во всех породах, содержащих органический углерод в пределах нескольких десятых долей процента, как правило, нет значимых связей металл— $C_{орг}$. Большинство рудных элементов содержится в пороодообразующих алюмосиликатах, меньшая часть — Pb, Fe^{2+} — в карбонатах, а Fe^{2+} , Zn и, видимо, другие халькофилы — в аутигенных сульфидах.

Содержание $C_{орг}$ в палеозое Таловско-Майнской зоны увеличивается снизу вверх — от ордовика до нижнего карбона (см. рис. 34). Это хорошо видно в обломочных породах: песчаники — от 0,09 до 0,3—0,4%, алевроаргиллиты — от 0,09 до 0,7—0,8%, что особенно интересно, в туфах ордовика и карбона содержание $C_{орг}$ соответственно 0,09 и 0,16—0,31%. От этого правила отклоняются кремнистые породы, среди которых имеются обычные кремни ($C_{орг} = 0,1\%$) и углесодержащие ($C_{орг} = 0,5—0,6\%$), а также карбонатные породы ($C_{орг} = 0,6\%$).

Повышенное содержание рассеянного органического вещества может быть следствием более интенсивного поступления органических остатков в бассейны осадконакопления, а также более спокойной седиментации.

Осадки перми не отличаются от каменноугольных по содержанию $C_{орг}$. В нижнем мелу закономерных изменений содержания $C_{орг}$ по разрезу нет, а среднее его содержание в песчаниках и алевролитах примерно вдвое ниже, чем в каменноугольной толще.

Распределение $C_{орг}$ по типам пород показывает, что при очень низком его содержании в ордовике и силуре известное правило увеличения содержания в обломочных породах с уменьшением размерности их зерен не подтверждается. В других толщах это правило выдерживается, причем содержание $C_{орг}$ в алевроаргиллитах выше, чем в углеродистых кремнях.

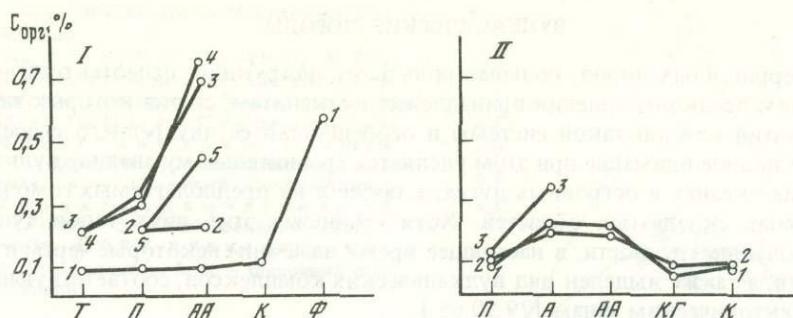


Рис. 33. Распределение $C_{орг}$ по типам пород

I — Корякско-Камчатская область, системы: 1 — ордовикская, 2 — силурийская, 3 — каменноугольная, 4 — пермская, 5 — нижнемеловой отдел; II — Западный Сихотэ-Алинь, толщ: 1 — триас-позднеюрская, 2 — средне-позднеюрско-нижнемеловая, 3 — апт-альбская; породы: П — песчаники, А — алевролиты, АА — алевроаргиллиты, КГ — кремнисто-глинистые, К — кремни и яшмы, Ф — фтаниты, Т — вулканические туфы

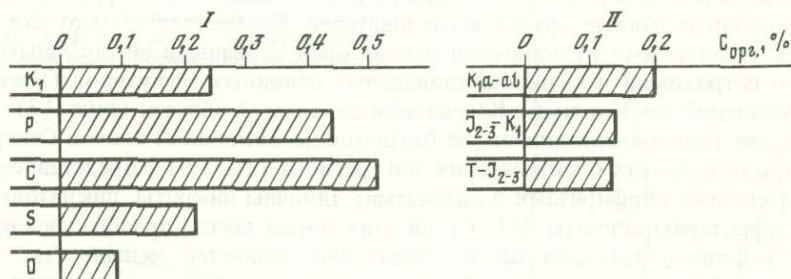


Рис. 34. Среднее содержание $C_{орг}$ в песчаниках и алевролитах

I — Корякско-Камчатская область, II — Западный Сихотэ-Алинь

В таблицах и на рисунках видно, что в целом фемический облик корякско-камчатских пород и сиалический — сихотэалинских подтверждается распределением в них микроэлементов, но наряду с этим есть и частные противоречия. Различия между Сихотэ-Алинской системой и Корякско-Камчатской областью не столь отчетливы, как по другим параметрам вещественного состава, рассмотренным в предыдущих разделах. Усреднение данных по содержанию микроэлементов на уровне толщ, свит, серий и комплексов, по-видимому, затушевывает конкретное геохимическое содержание и смысл. Возможно, это обусловлено сложностью процессов размыва, транспортировки, захоронения элементов в осадках, связанных с многочисленными факторами, в том числе с фаціальными и палеогеографическими обстановками в седиментационных бассейнах, их геохимическими характеристиками, гидродинамическим режимом, палеорельефом и т.д. Далее, мы не учитываем постседиментационные изменения, несомненно влиявшие на перераспределение и концентрацию микроэлементов. Наконец, мы не исключаем вероятного влияния на формирование геохимического облика пород ювенильных источников, в особенности вулканических, гидротермальных, метасоматических изменений и т.д.

Тем не менее обработка данных по песчаникам методами многомерной статистики, которые учитывают не только средние значения концентрации, но и характер изменения всего комплекса исследованных микроэлементов, выявляет четкие различия между сиалическим и фемическим типами песчаников.

Кроме терригенных пород, большая роль в реконструкции палеотектонических режимов систем осадконакопления принадлежит вулканитам, состав которых зависит от стадии развития каждой такой системы и особенностей ее внутреннего строения [29, 82, 121]. Основное внимание при этом уделяется сравнительному анализу вулканизма в современных океанах и островных дугах, а также в их предполагаемых гомологах геосинклинальных складчатых областей. Хотя сравнение этих двух типов вулканизма встречает большие трудности, в настоящее время намечены некоторые черты их сходства и отличия, а также выделен ряд вулканических комплексов, соответствующих определенным тектоническим зонам [29, 50, 65].

Сопоставлены главные, наиболее общие петрографические и петрохимические особенности базальтоидов ранней стадии развития Сихотэ-Алинской геосинклинали и существенно базальтовых вулканических комплексов различных структур современных океанов и их окраин, а также их древних гомологов. Сопоставление носит вспомогательный характер для аналогичных исследований по терригенным породам. Для сравнения использован небольшой собственный материал по раннегеосинклинальным вулканитам Бикинской зоны и Северного Сихотэ-Алия, а по остальной части территории привлечены опубликованные данные других исследователей. Кроме того, только для сопоставления с сихотэалинскими вулканитами использован собранный аналогичным образом материал по петрохимии раннегеосинклинальных основных эффузивов Олюторской и Таловско-Майнской зон Корякско-Камчатской складчатой области (табл. 13).

Мезозойские раннегеосинклинальные базальтоиды Бикинской зоны и Северного Сихотэ-Алия, как и других тектонических зон региона [21, 31, 91.] представлены базальтами, базальтовыми порфиритами и диабазами; типичны пикриты, пикритовые базальты, менее характерны спилиты [6]. Среди этих пород всегда преобладают вулканиты щелочной оливин-базальтовой серии, толеитовых разновидностей меньше (см. табл. 13; рис. 35). Щелочные базальтоиды наиболее характерны для западной окраинной части Сихотэ-Алинской складчатой системы, примкнутой к Ханкайскому кристаллическому массиву — Бикинской и Центрально-Сихотэалинской тектонических зон; толеиты чаще встречаются в Прибрежной зоне и на Северном Сихотэ-Алине — в Нижнем Приамурье.

Вулканиты щелочной серии высококальциевые — $K_2O > 1$, а содержание TiO_2 всегда превышает 2% (см. табл. 13). На диаграмме железистости и титанистости (рис. 36) средние составы большей части базальтоидов Бикинской и Центрально-Сихотэалинской зон образуют своеобразный тренд щелочного ряда, резко отличающийся от океанических и островодужных вулканитов [21, 142]. Только базальты кривореченской серии и ряда разрезов самаркинской свиты занимают промежуточное положение. По отношению K к Ti (рис. 37) почти все щелочные вулканиты также приурочены к тренду базальтов континентальных рифтов.

По всем петрографическим и петрохимическим признакам раннегеосинклинальные базальтоиды окраинной части Сихотэ-Алинской складчатой системы принципиально сходны с вулканическими комплексами современных континентальных рифтов и начальных стадий раскрытия древних геосинклинальных структур [29]. Последние, как и щелочные сихотэалинские вулканиты, расположены по краям геосинклинальных систем и ассоциируются с аркозовыми (сиалическими) терригенными осадками. Кроме того, о формировании мезозойских щелочных базальтоидов Сихотэ-Алия на мощной континентальной коре свидетельствуют их обогащенность не "мантийными" сидерофилами Ni и Cr , а сугубо "сиалическими" литофилами Zr , Sn , Nb , Sr , Rb [142], а также находки меймечитов [19, 143], близких по химизму к платформенным.

От рассмотренных вулканических пород отличается значительная часть базальтоидов Прибрежной зоны и Нижнего Приамурья, где преобладают толеитовые разновидности с низкими содержаниями Ti ($TiO_2 < 2\%$ и K (иногда $K_2O < 0,2\%$) [91]. На рис. 36 показано, что все они тяготеют к океаническим вулканитам, но их химический состав очень изменчив; это не позволяет однозначно связать образование данных пород с более

Рис. 35. Вариационная трехкомпонентная диаграмма А. Куно

$A = Na_2O + K_2O$; $F = 0,9Fe_2O_3 + FeO$; $M = MgO$, пересчитано на 100%. Средние составы раннегеосинклинальных базальтоидов [2, 21, 31, 55, 91, 108]: 1–4 – Сихотэ-Алинь, тектонические зоны: 1 – Бикинская, 2 – Центрально-Сихотэалинская, 3 – Прибрежная, 4 – Северный Сихотэ-Алинь; 5, 6 – Корякско-Камчатская область, зоны: 5 – Олюторская, 6 – Таловско-Майнская. Поля вулканических серий: I – толеитовой, II – щелочной оливин-базальтовой

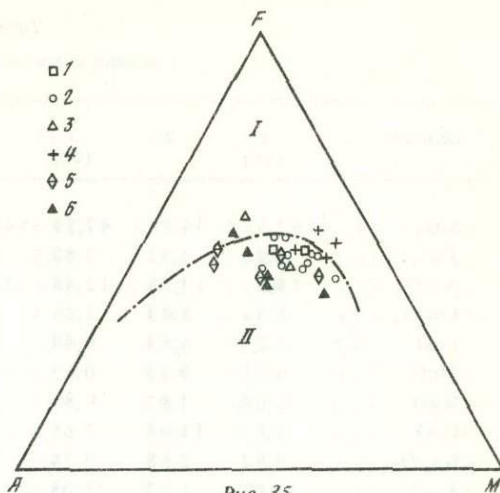


Рис. 35

Рис. 36. Диаграмма железистости и титанистости базальтоидов

Химические тренды [141]: I – островных дуг; II – океанических рифтов; III – щелочных пород Сихотэ-Алиня. Остальные условные обозначения см. на рис. 35

Рис. 37. Диаграмма Ti–K

Химические тренды [65] базальтов: I – океанических; Ia – континентальных рифтов; II – островодужных. Остальные условные обозначения см. на рис. 35

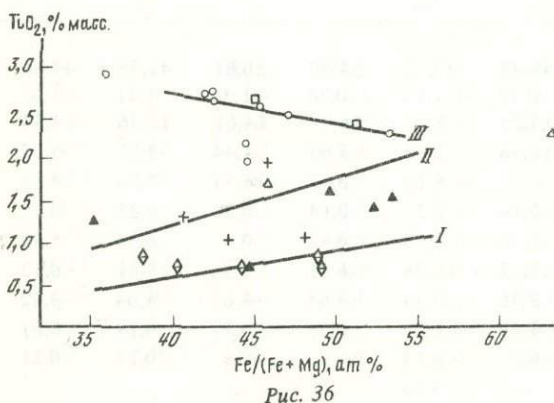


Рис. 36

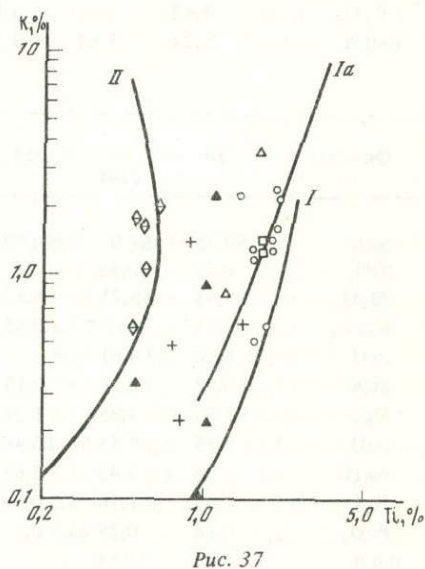


Рис. 37

определенной океанической тектонической обстановкой. Вероятно поэтому, В.А. Попеко и его соавторы [91], основываясь на химическом составе и распределении малых и редкоземельных элементов в триасово-юрских базальтах на сравнительно большой территории Нижнего Приамурья, выделили участки развития толеитов океанических котловин, базальтов океанических поднятий и толеитов типа грабена Красного моря. Такое же неопределенное и разнообразное положение эти базальты занимают на диаграмме К–Ti (см. рис. 37).

Раннегеосинклинальные базальты Олюторской и Таловско-Майнской зон Корякско-Камчатской складчатой области резко отличаются от сихотэалинских по химическому составу (см. табл. 13; см. рис. 35). Им свойственны более низкие содержания титана, и на соответствующих диаграммах (см. рис. 36,37) вулканисты Олюторской зоны занимают поле островодужных базальтов, а Таловско-Майнской зоны приурочены к тренду океанических базальтов, причем верхнеюрско-нижнемеловые вулканисты [55] имеют уже некоторые признаки сходства с базальтами островных дуг.

Таким образом, для Сихотэ-Алинской складчатой системы, особенно для ее окраинной части, соседствующей с древними континентальными сиалическими блоками, наи-

Таблица 13

Средний химический состав базальтов

Окислы	1 (16)	2	3 (12)	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15 (8)	16	17	18	19 (5)
SiO ₂	47,81	44,18	47,54	47,6	48,43	48,8	47,73	47,94	48,78	46,8	39,01	48,1	48,6	45,3	46,71	45,34	47,41	47,1	48,68
TiO ₂	2,46	2,71	2,82	2,67	2,68	2,38	2,32	1,98	2,81	3,03	2,52	2,19	1,71	2,32	2,01	1,05	1,04	1,31	0,85
Al ₂ O ₃	14,7	13,35	12,48	14,52	11,46	16,4	16,18	17,22	14,48	11,64	11,97	14,65	15,0	17,26	13,49	14,12	14,78	13,57	13,47
Fe ₂ O ₃	5,96	5,43	2,8	2,16	3,35	2,31	7,71	2,86	1,67	2,48	11,2	2,88	6,17	7,43	4,6	4,83	4,98	3,09	5,43
FeO	5,2	6,64	9,44	8,14	8,29	9,14	4,24	6,61	8,56	8,34	—	7,7	3,78	4,66	6,91	8,78	9,53	7,4	4,91
MnO	0,21	0,23	0,17	0,16	0,23	0,15	0,22	0,19	0,13	0,37	0,25	0,2	0,16	0,3	0,18	0,18	0,21	0,12	0,23
MgO	5,68	7,92	9,3	6,85	8,66	5,76	5,48	5,54	7,8	10,75	6,37	7,26	6,15	3,51	7,34	9,62	8,46	8,28	8,91
CaO	7,07	11,86	7,65	8,10	10,97	8,24	6,22	6,0	6,87	8,11	12,32	6,4	6,14	4,99	8,72	9,08	9,73	6,41	11,38
Na ₂ O	3,82	2,58	3,24	2,9	2,64	3,47	3,3	3,63	2,98	1,91	2,62	2,81	3,81	2,26	3,4	2,33	2,62	1,82	2,49
K ₂ O	1,01	1,22	1,05	1,94	0,57	0,45	1,1	1,68	1,09	1,17	1,69	0,98	0,72	2,61	0,55	0,2	0,47	1,17	0,88
P ₂ O ₅	0,45	—	0,33	—	—	—	—	0,29	—	0,49	—	0,48	0,32	0,15	0,17	0,06	0,05	0,16	0,25
П.п.п.	5,21	3,61	3,18	4,71	3,2	2,77	5,58	5,75	4,05	4,77	11,11	6,26	7,94	8,25	5,86	—	—	—	2,38

Окислы	20	21 (24)	22	23	24 (2)	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	50,75	51,0	50,97	48,79	47,72	54,39	50,81	48,35	47,66	48,7	46,7	48,7	46,5	47,5	49,46	48,8	49,7	49,7	50,4
TiO ₂	0,79	0,85	0,7	0,72	1,28	0,75	1,36	1,41	1,63	2,0	2,5	1,9	2,3	2,8	1,4	2,2	1,6	0,75	0,82
Al ₂ O ₃	15,88	15,71	16,53	14,23	15,7	16,7	14,61	13,36	14,34	14,94	14,1	15,1	14,2	15,2	15,7	14,25	13,6	17,28	16,69
Fe ₂ O ₃	3,85	4,04*	9,85*	10,46	3,69	3,65	5,44	5,51	5,15	3,04	4,93	6,3	7,9	3,8	2,27	2,52	4,3	4,02	3,64
FeO	6,12	4,61	—	—	5,12	6,51	6,54	7,56	4,72	8,11	7,82	8,0	6,2	9,6	8,22	8,17	8,6	7,02	5,5
MnO	0,19	0,27	0,19	0,18	0,2	0,14	0,28	0,25	0,35	0,18	0,2	0,3	0,2	0,3	0,18	0,17	0,2	0,18	0,18
MgO	5,55	4,85	6,24	7,78	8,68	6,88	6,0	6,33	5,52	7,67	7,7	6,3	6,8	5,0	7,71	7,6	7,0	6,35	7,6
CaO	9,25	7,55	10,46	10,22	10,38	6,01	9,37	9,51	8,52	10,11	10,21	7,3	7,3	7,5	11,28	10,88	10,6	11,52	10,29
Na ₂ O	2,98	3,42	2,65	2,36	3,34	4,64	4,63	4,04	4,22	2,99	3,07	3,3	3,4	3,3	2,65	2,7	2,4	1,97	2,92
K ₂ O	1,42	1,76	0,57	1,49	0,07	0,33	0,77	0,19	0,81	0,7	1,2	1,1	1,1	1,2	0,11	0,3	0,2	0,24	1,2
P ₂ O ₅	0,16	0,25	0,2	0,2	0,13	—	—	0,19	0,21	0,4	0,46	0,2	0,4	1,0	0,15	0,26	—	0,12	0,24
п.п.п.	2,59	5,69	—	—	3,56	„	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	„	—	—

Примечание. Раннегеосинклиналильные базальтоиды. 1–18 – Сихотэ-Алинь. 1–2 – Бикинская зона: 1 – среднее (?) – позднеюрско-раннемеловая толща; 2 – то же, по [21]; 3–12 – Центрально-сихотэалинская зона: 3 – позднеюрская (?) вулканогенная толща; 4 – джаурская свита [21]; 5 – култухинская свита, р. Дальняя [21]; 6 – тудовская свита [21]; 7 – самаркинская свита [21]; 8 – то же [31]; 9 – маляновская свита [21]; 10 – то же [31]; 11 – погская свита [21]; 12 – кривореченская серия [31]; 13–14 – Прибрежная зона: 13 – кавалеровский комплекс [31]; 14 – свита Пантового ключа [31]; 15–18 – Северный Сихотэ-Алинь: 15 – киселевская свита; 16–18 – триасово-юрские толщи Нижнего Приамурья [91]; 19–28 – Корьякско-Жамчатская область: 19–23 – Олюторская зона: 19 – ватынская серия; 20 – то же [21]; 21 – ачайваймская серия; 22–23 – то же [108]; 24–28 – Таловско-Майнская зона: 24 – ордовикская толща, верховья р. Харитони;

25–26 – позднеюрско-раннемеловые вулканиты [55]; 27–28 – то же [2]; 29–30 – базальты континентальных рифтов [29]; 29 – толеит, 30 – щелочной оливиновый базальт; 31–33 – рифтогенные вулканические комплексы начальных стадий раскрытия геосинклиналильных структур [29]: 31 – кидрясовский и куачагский комплексы Сакмарской зоны Урала; 32 – братолюбовский комплекс венда Калмыккульского синклинория Центрального Казахстана; 33 – акбулакский комплекс венда Байконурского синклинория Центрального Казахстана; 34–36 – океанические базальты: 34 – толеит срединно-океанических хребтов [65]; 35 – толеит океанических островов [65]; 36 – железистые базальты абиссальных равнин [65]; 37–38 – островодужные базальты, серии: [65]: 37 – толеитовой; 38 – известково-щелочной. В скобках – количество проб.

* – все железо приведено к Fe₂O₃.

более характерны рифтогенные вулканические комплексы. Базальты, сходные с океаническими, встречаются реже и обычно на большом удалении от этих блоков. Такая латеральная зональность вулканитов свойственна и современным континентальным рифтам, в осевых частях которых известны толеиты [65], но также, вероятно, отражает структурную неоднородность Сихотэ-Алинской геосинклинали. Для участков Корякско-Камчатской складчатой области, изученных нами, в Олюторской зоне типичны островодужные вулканические комплексы, а в Таловско-Майнской зоне — океанические.

ВЫВОДЫ

Анализ вещественного состава песчано-алевритовых, глинистых пород в связи с процессами вулканизма в геосинклинальных образованиях Сихотэ-Алинской системы и Корякско-Камчатской области позволяет сделать некоторые выводы об условиях накопления осадочно-вулканогенных толщ — о составе и тектоническом типе источников питания, о тектоническом положении бассейнов седиментации, об эволюции осадконакопления в этих бассейнах, способе образования осадочно-вулканогенного слоя земной коры и о путях геологического развития в зоне перехода от Азии к Тихому океану.

1. Минеральный и химический состав терригенных пород доказывает, что вывод о существовании двух разных типов седиментации — аркозового и грауваккового, сделанный ранее на примере терригенных, главным образом флишевых формаций Сихотэ-Алиня и Камчатки, в целом подтверждается для большей части формационного диапазона и почти на всей территории указанных областей.

2. Большинство геосинклинальных песчаников Сихотэ-Алиня это аркозы, состоящие из сиалического гранитно-метаморфического материала, как правило, с небольшой примесью вулканических продуктов. Песчаники Корякско-Камчатской области представляют собой граувакки, почти целиком сложенные фемическим вулканическим обломочным и синседиментационным веществом при отсутствии или резко подчиненном значении сиалического. Следовательно, целесообразно выделить два принципиально разных типа седиментации: аркозовый, сиалический — на Сихотэ-Алине и граувакковый, фемический — в Корякско-Камчатской области. Не исключены некоторые локальные отклонения от общего правила: в редких случаях в аркозовом типе встречаются более фемические песчаники, а в фемическом — более сиалические. Первое объясняется относительной активизацией вулканических источников питания: внутрибассейновых на раннегеосинклинальной стадии или находящихся за их пределами — на позднегеосинклинальной стадии; некоторая "сиализация" граувакк обусловлена усилением влияния континентальных блоков соответствующего состава.

3. Глинистые минералы песчаников и сопутствующих им алевроаргиллитов в сиалическом типе представлены преимущественно гидрослюда-хлоритовой ассоциацией с преобладанием гидрослюда, а в фемическом — смектит-хлорит-гидрослюдистой ассоциацией при резком преобладании смектита-хлорита.

4. Тектоническое положение источников питания и тип слагающей их земной коры, а также бассейнов седиментации для двух регионов, реконструируемые в соответствии с вещественным составом обломочных пород, принципиально различные.

Сихотэ-Алинские седиментационные бассейны располагались вблизи мощного сиалического источника питания, подавлявшего все остальные на протяжении всей геосинклинальной истории. Таким источником должна была быть зрелая земная кора континентального типа, слагающая окраину континента и питавшая морской бассейн с одной стороны, либо питание было двусторонним и тогда следует предполагать существование внутриконтинентальных рифтоподобных седиментационных систем, расположенных в зонах раздвигов. Достоверно можно утверждать лишь, что этот регион развивался в фанерозе в целом как тектонически активная континентальная окраина.

Учитывая большую ширину Сихотэ-Алинской геосинклинальной области, нельзя исключить возможности одновременного существования сложной системы бассейнов

осадконакопления и источников их питания обоих типов. В пользу последнего предположения свидетельствует то, что состав песчано-алевритовых пород Сихотэ-Алиня соответствует как современным осадкам межконтинентальных рифтов типа Аденского залива, так и окраинноконтинентальным бассейнам калифорнийского типа. Вероятно, примером такого сочетания в наши дни может служить именно Калифорнийский регион, где в непосредственной близости к континенту развито, с одной стороны, мощное терригенное ("лавиное" по А.П. Лисицыну) осадконакопление на восточной открытой окраине Тихого океана, а с другой — достаточно интенсивная седиментация терригенных флишоподобных толщ, происходящая в заведомо рифтовом Калифорнийском заливе, служащем, как известно, продолжением Восточно-Тихоокеанского хребта. В пользу существования внутри- или межконтинентальных рифтов свидетельствуют и многочисленные данные, на основании которых целый ряд исследователей пришли к выводу о существовании в различные времена фанерозоя сиалических континентальных источников сноса, располагавшихся восточнее современной границы континента и даже некоторой части островных дуг и служивших областями сноса для восточно-азиатских геосинклиналей (палеосуши: Охотия, Берингия, Японская, Куроисио и т.д.), [69, 70].

Если в целом сиалический характер источника питания сихотэалинских геосинклинальных бассейнов не вызывает сомнения, то восстановить его морфотектонический тип и найти его современные гомологи это задача, которую мы пока однозначно не решили. Формально это могли быть и пассивная континентальная окраина, и активная — на участках ее поднятых блоков, и островные дуги на континентальном основании, достаточно сильно эродированные, чтобы это основание вступило в зону денудации, и наконец, континентальная кора могла выступать в роли "плечей" рифтового раздвига. Более точное определение тектонической природы источников питания требует дополнительных исследований конкретных объектов и ситуаций. Здесь, однако, необходимо отметить, что вариант сильно эродированных островных дуг мало вероятен, так как мы не находим свидетелей размыва их вулканического чехла.

Геосинклинальные бассейны Корьякско-Камчатской области, снабжавшиеся фемическим обломочным материалом из вулканических источников среднего и основного состава, а также из ультраосновных и основных интрузивных пород, развивались вблизи или внутри океанических фемических островодужных систем, хотя часть их могла заложиться и на континентальном сиалическом основании и испытывать влияние внебассейновых континентальных блоков, как это имело, вероятно, место в конце раннегеосинклинальной стадии Таловско-Майнской зоны и на всем протяжении развития восточной части Олюторского прогиба. Так или иначе в целом островодужный характер седиментации подтверждается здесь полным тождеством вещественного состава терригенных пород всего формационного ряда этого региона и осадков современных за-, пред-, и междуговых бассейнов западной части Тихого океана и его окраинных морей.

На начальной стадии развития Корьякско-Камчатской геосинклинали (нижние части разрезов Таловско-Майнской зоны) большую роль как источник питания осадков играл фемический фундамент, состоявший из основных и ультраосновных пород и образовавший положительные формы подводного рельефа (такие выступы особенно резко выражены в осевых зонах современных океанических рифтов, например на дне Филиппинского моря). Однако этот источник, захороняясь под осадочным чехлом, постепенно перестает существенно влиять на седиментацию. В дальнейшем основным "механизмом" развития земной коры и главным фактором, регулирующим осадконакопление, становятся островодужные процессы, проявившиеся в возникновении и развитии вулканических островных дуг на океаническом и частично на континентальном основании. Именно островодужный вулканизм обеспечил поступление в геосинклинальные бассейны, соседствующие с дугами, огромных масс тефроидного, синхронного осадконакоплению, и вулканомиктового материала, преобразованного впоследствии в мощные граувакковые комплексы разнообразного строения.

Что касается палеоостровных дуг, реставрируемых некоторыми исследователями

во внешней части Тихоокеанского пояса, в частности на Сихотэ-Алине [31], то, по нашему мнению, они вряд ли могут сравниться с вулканическими островодужными системами на континентальном и тем более на океаническом основании, развитыми во внутренней зоне, как по их протяженности, так и по объему вулканического материала, "поставляемого" ими в соседние бассейны седиментации. Как правило, на Сихотэ-Алине этот вулканизм проявился локально, он скорее относится к орогенному классу и его продукт составляет здесь лишь небольшую часть объема земной коры.

Роль вулканизма в рассматриваемых регионах существенно разная как по качественной, так и по количественной его характеристике. Вулканические процессы влияли на формирование осадочно-вулканогенного слоя двояко: непосредственным образованием геологических тел, состоящих из вулканических продуктов — лав, вулканокластитов и пирокластитов, и опосредованно — как источник обломочного материала осадочно-вулканогенных толщ или как фактор, обусловивший появление некоторых специфических образований — рифогенных построек на подводной части вулканов и поднятий.

В Сихотэ-Алинском регионе это влияние сказалось во всех указанных формах, но в очень ограниченных масштабах только на раннегеосинклинальной стадии и в конце позднегеосинклинальной.

На ранней стадии собственно геосинклинального развития Сихотэ-Алиня внутри морского бассейна существовали подводные, а возможно, и надводные поднятия, увенчанные коралловыми рифами, представлявшими собой вулканические постройки, о чем свидетельствует тесная ассоциация известняков с основными эффузивами, имеющая место в раннегеосинклинальном комплексе [52]. Это был, хотя и продолжительный (от позднего палеозоя до юры включительно), но неярко выраженный этап собственно геосинклинального инициального вулканизма. Вероятно, вполне правомерна точка зрения, что маломощные вулканические проявления не могли обеспечить исходным веществом процессы кремненакопления Сихотэ-Алинской геосинклинали [18].

Раннегеосинклинальные отложения Сихотэ-Алиня в общем типичны для эвгеосинклинальных прогибов [76]. Но они отличаются относительно слабым проявлением вулканических процессов: в целом по комплексу вулканы резко уступают осадочным породам. Такое же соотношение было показано нами для Южного Сихотэ-Алиня [31]. Поэтому Сихотэ-Алинь можно отнести к мезогеосинклиналям — зоне, промежуточной между эв- и миктогеосинклиналями [122], или к миктогеосинклиналям [90].

Новая вспышка вулканической деятельности началась в самом конце мела—альбе. Однако это уже были извержения преимущественно андезитовых лав, имеющие локальное значение, а расцвет этого вулканизма пришелся на поздний мел—кайнозой с участием большой доли кислых эффузивов и их туфов — продуктов субазральных извержений, происходивших на складчатом основании и носивших ярко выраженный характер.

В Корякско-Камчатском регионе вулканизм обусловил постоянный фон, на котором развивалось осадконакопление и был главным фактором, влиявшим на строение и состав осадочно-вулканогенных формаций. Он так же, как и на Сихотэ-Алине, проявлен наиболее сильно на ранней и конечной стадиях развития геосинклинали, но во все остальное время он в той или иной форме остается главным источником вещества, поступавшего в бассейны седиментации. Это дает полное основание отнести Корякско-Камчатскую геосинклинальную область к типичным эвгеосинклинальным.

Можно сделать вывод, что именно вулканизм определил два принципиально разных пути развития седиментационных систем. На Сихотэ-Алине эти системы были ареной переработки, перераспределения и переотложения ранее сформировавшейся сиалической коры без существенного приращения ее общей массы в фанерозое. В Корякско-Камчатской области, напротив, благодаря поступлению громадных количеств ювенильного фемического вулканического и интрузивного материала происходило существенное приращение массы и территории восточной окраины Азии за счет Тихого океана.

Наши выводы о двух типах осадочно-вулканогенной оболочки, основанные на специфике процессов осадкообразования вполне согласуются с точкой зрения В.И. Шуль-

динера и его соавторов, которые в соответствии с составом базальтоидов и формационной принадлежностью осадочно-вулканогенных толщ выделяют два типа континентальной коры: сиалическую и мафическую [135—137]. Сиалическая кора, по их мнению, сложена докембрийским веществом и многократно активизировалась в ходе тектонической эволюции Тихоокеанского обрамления. Мафическая кора — результат деятельности древних континентальных окраин; она формируется в ходе эвгеосинклинального развития путем увеличения мощности, тектонического сгущивания и консолидации древней либо новообразованной океанической коры. Мафическая кора наращает континентальную, но в сиалическую не превращается.

Последнее утверждение резко противоречит широко распространенному, наиболее общепринятому мнению, что земная кора в Корякско-Камчатской области до сих пор не прошла стадию континентализации. Это, по-видимому, неверно, так как там развиты полные геосинклинальные ряды осадочно-вулканогенных формаций от офиолитов до континентальных угленосных моласс, отражающих полный геосинклинальный цикл развития и складкообразования. Однако ни на одной из стадий этого цикла гранитообразование не достигло размеров, сколько-нибудь приближающихся к масштабам этого процесса во внешней части Тихоокеанского пояса. Это означает, следовательно, что эту зону можно считать переходной между океаническим и сиалическим континентальными типами коры не в эволюционном смысле, а лишь статистически — по ее составу и пространственному положению на границе океана и континента.

Если бы, развиваясь, океаническая кора превращалась в континентальную сиалическую, в зоне перехода от континента к океану можно было бы видеть участки на различных стадиях развития в этом эволюционном ряду. Между тем существует только два типа континентальной коры: сиалический и фемический, не связанные друг с другом генетически, что опять-таки убеждает нас в автономности развития каждого из них.

Вероятно, попытки предлагать какой-бы ни было механизм развития в качестве постоянно действовавшего во все геологические времена и для всех регионов по крайней мере рискованны. Это противоречит самой идее диалектического развития, поскольку совершенно очевидно, что каждый этап рождает новые условия, усложняющие прежние, и определяет особенности следующего этапа, которых никогда не было раньше и которые, как правило, не повторяются впредь.

Наш материал показывает, что среди множества факторов, обуславливавших особенности геологического развития, одним из решающих является характер субстрата. Понимать под этим термином следует не только и не столько то, что подстилает геосинклиналь, сколько то, на чем она начинает свое развитие и под влиянием чего она развивается в дальнейшем. Именно вещественный состав субстрата и его строение определили резкие различия и принципиально разные пути развития в фанерозое двух зон Тихоокеанского складчатого пояса: внешней зоны, представителем которой в нашей работе служит Сихотэ-Алинь, и внутренней, представленной Корякско-Камчатской областью.

Жесткая структура докембрийского фундамента и его большая мощность обусловили во внешней зоне единственно возможный путь заложения седиментационных геосинклинальных бассейнов — в новообразованных окраинно-континентальных рифтах или вблизи окраины континента, а вещественный состав субстрата в обоих случаях определил сиалический состав терригенного материала — продукта переработки типичной гранитно-метаморфической земной коры.

Мобильный, магматически активный, океанический фундамент Корякско-Камчатской области, близость ее к окраинно-океаническим бассейнам и мантийным магматическим источникам обусловили почти непрерывную магматическую, особенно вулканическую, деятельность фемического ряда на всех этапах развития этой области, обеспечившую мощный приток в осадки фемического материала. Степень влияния континента зависела от того, как далеко находился он от того или иного места седиментации, однако, как правило, это влияние было незначительным, особенно в тех случаях, когда бассейн отделялся от континента каким либо барьером, например островными дуга-

ми. Таким ярко выраженным фемическим характером обладают центральная и западная части Олюторского прогиба, а среди современных гомологов окраинноокеанических геосинклиналей — Филиппинское море (см. ч. II монографии).

Не вдаваясь в детали механизма образования фанерозойского осадочно-вулканогенного слоя континентальной земной коры во внешней и внутренней зоне, в работе рассмотрены лишь те главные закономерности и линии развития, которые могут устанавливаться и доказываться однозначно на прочной, фактической по возможности цифровой основе. Так, утверждение о решающей роли рифтогенеза как механизма и сиалических масс как источника вещества осадков во внешней зоне в целом не может вызвать, на наш взгляд, серьезных возражений, и любая детализация вряд ли сейчас была бы возможна, так как фактического материала пока явно недостаточно.

Кроме того, не следует "привязываться" к каким-либо конкретным четко ограниченными географическим объектам, поскольку мы базируемся на принципиально важных, узловых разрезах, где можно решать главные вопросы эволюции седиментогенеза. Это связано с тем, что, несмотря на многолетние геологосъемочные работы, площадное картирование в условиях плохой обнаженности и слабого фаунистического обоснования пока не дает повсеместно надежной геологической основы.

В заключение следует сделать некоторые замечания, вытекающие из установленных общих закономерностей фанерозойской геосинклинальной седиментации на Востоке Азии. Классическая геосинклинальная гипотеза постулирует принципиальную эволюцию вещественного состава осадочно-вулканогенного компонента земной коры от существенно фемического в начале развития геосинклинали к сиалическому на конечных этапах ее развития. Это важнейшее положение, пользующееся большой популярностью, не подтверждается новыми материалами, которые убеждают в том, что эволюция вещественного состава, по крайней мере терригенных толщ, осуществляется в весьма ограниченных масштабах и в рамках определенного типа развития: сиалического-аркозового — во внешней зоне и фемического-грауваккового — во внутренней. Отклонения от этого правила в целом не меняют "лица" этих характернейших типов седиментации.

Здесь уместно кратко остановиться на точке зрения, допускающей возможность преобразования фемических осадков типа граувакк в осадки, близкие сиалическому, аркозовым. Такие изменения, по этому мнению, происходят вследствие разрушения некоторых фемических минералов, неустойчивых в зоне выветривания (оливинов, пироксенов, основных и средних плагиоклазов и др.). Указанные процессы несомненны, но все же не затушевывают бесследно первоначальный состав осадка, так как остается неизменной фемическая ассоциация устойчивых минералов тяжелой фракции — хромит-магнетит-ильменитовая, а также вторичные минералы, характерные для этой же ассоциации — хлорит, монтмориллонит, лейкоксен. В то же время из фемического материала не могут образоваться минералы, типичные для кислых магматических пород (циркон, сфен, турмалин, гранат) и тем более для метаморфических. Кроме того, несмотря на изменения минерального состава, при отсутствии высоких степеней метаморфизма остается почти неизменным валовой химический состав и основные петрохимические коэффициенты обломочных пород.

Наконец, если учесть, что в большинстве случаев рудонакопление осуществляется на базе ослабленного поступления в бассейн терригенного материала, т.е. при более или менее пассивном тектоническом режиме седиментационной системы [107], то придется прийти к выводу, что геосинклинальное вулканогенно-осадочное рудообразование на Сихотэ-Алине, особенно в Корякско-Камчатской области, было крайне мало вероятным.

Часть II

СОВРЕМЕННОЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ВУЛКАНИЗМ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

В этой части излагаются результаты первого этапа сравнительно литологического изучения современных и древних геосинклиналей северо-западной части Тихоокеанского пояса. Цель исследований – выявить зависимость вещественного состава осадочно-вулканогенных образований современных окраинных морей от состава областей питания различного геологического строения и геоструктурного положения, образующих вместе систему осадконакопления. Главное внимание при этом уделялось изучению связи седиментации и вулканизма – двух важнейших сторон геосинклинального процесса.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Филиппинское море выбрано первоочередным объектом исследования потому, что оно окружено со всех сторон вулканически активными островными дугами (рис. 38). Море относительно удалено от мощных континентальных источников накопления терригенного материала, и здесь мы надеялись обнаружить зависимость осадконакопления от вулканизма в наиболее ясном виде, незатусшеванном терригенной седиментацией. Кроме того, Филиппинское море изучено лучше других морей северо-западного сектора Тихого океана. Здесь проведены многочисленные геолого-геофизические исследования, в том числе и бурового судна "Гломар Челленджер". Результаты этого изучения кратко излагаются ниже.

Дуги, окаймляющие море с запада (Японская, Рюкю, Лусон и Филиппинская), имеют относительно мощную (20–40 км) кору с развитым (до 20 км) "гранитным" слоем, они сложены мезозойско-кайнозойскими островодужными вулканитами, главным образом известково-щелочными, осадочными породами широкого возрастного и формационного диапазона, палеозойскими и кайнозойскими офиолитами и гранитно-метаморфическими комплексами докембрия и палеозоя [26], поэтому мы их будем называть островными дугами на континентальном основании. Осадочные породы здесь содержат обильный сиалический материал. Например, в тяжелой фракции третичных песчаников Японских островов и о-вов Рюкю циркон, турмалин и гранат составляют от 78 до 97% [185].

Восточные дуги (Идзу-Марианская, Яп и Палау) имеют маломощную (16–18 км) кору, "гранитный" слой которой выражен слабо, а типично континентальных пород на них не обнаружено. В основании дуг залегают верхнемезозойские и нижнетретичные метаморфизованные основные и ультраосновные породы [26], поэтому мы их будем именовать островными дугами на океаническом основании. Преобладающим распространением здесь пользуются верхнеэоцен-четвертичные островодужные вулканиты толеитовой и известково-щелочной серий. Роль толеитов со временем уменьшается, а известково-щелочных пород возрастает [187], что свидетельствует о возрастающей сиаличности островодужного вулканизма. Осадочные породы островных дуг состоят главным образом из островодужной пирокластике и продуктов размыва местных магматических и метаморфических пород [26].

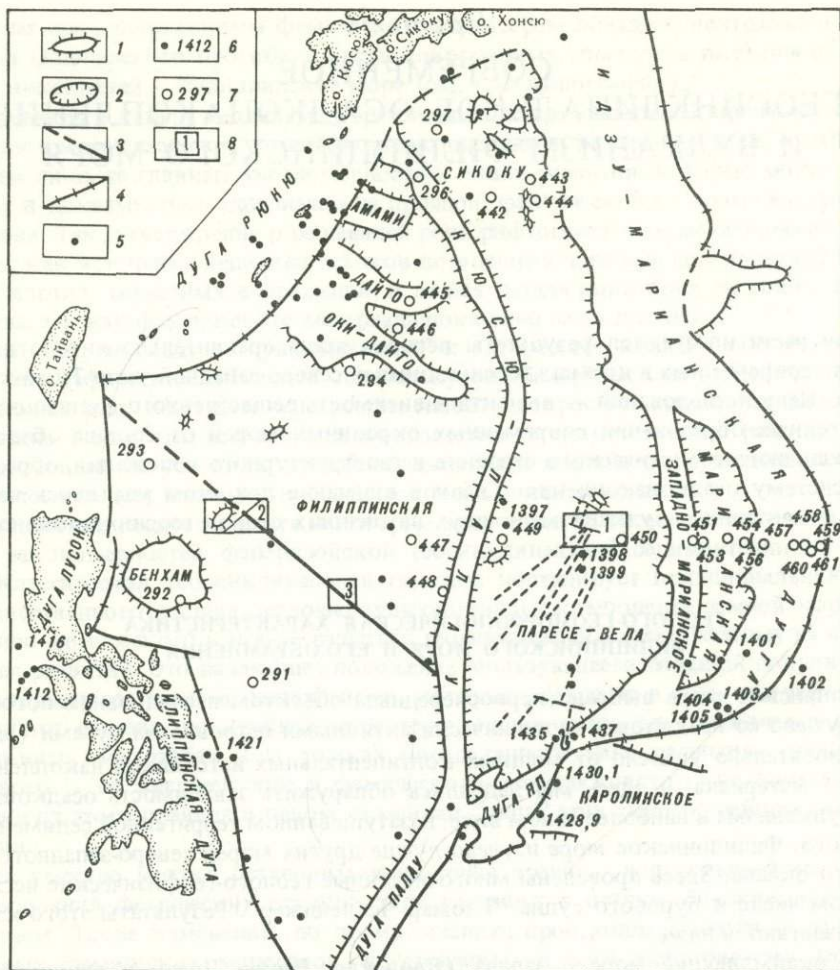


Рис. 38. Карта фактического материала для Филиппинского моря

1 — подводные поднятия; 2 — глубоководные котловины; 3 — разломы; 4 — оси глубоководных желобов; 5–7 — станции и их номера: 5 — 45-го рейса НИС "Витязь", 14-го рейса НИС "Первенец", 4-го рейса НИС "Каллисто" и 17-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев", результаты по которым использованы для определения соотношений глинистых компонентов осадков и распространенности слоев пепла, 6 — 17-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев", на которых изучена минералогия обломочной фракции осадков (см. ниже рис. 40), 7 — глубоководного бурения; 8 — полигоны 3-го рейса НИС "Акад. Виноградов" и их номера

Островные дуги отделены от глубоководных котловин глубоководными желобами или крутыми подводными склонами. На склонах дуг, в желобах и на прилегающих участках котловин обычно в полосе шириной 100–200 км вдоль дуг распространены рыхлые и слаболитифицированные осадки мощностью до первых километров. Они сложены в основном вулканическим материалом самих дуг, продуктами разрушения их кристаллического фундамента, дисперсным континентальным веществом, а также биогенным и аутигенным компонентами [26, 170–174].

Глубоководные котловины (наиболее крупные — Филиппинская, Сикоку, Паресе-Вела и Марианская) и внутренние поднятия моря (Бенхам, Дайто, Оки-Дайто, Амами, Кюсю-Палау, Западно-Марианское) в настоящее время вулканически пассивны.

Котловины подстилаются корой океанического типа мощностью 6–8 км, которая в районах поднятий сходна с корой восточных островных дуг, но имеет меньшую (13–

15 км) мощность [26, 182]. Кристаллический фундамент котловин сложен офиолитовой формацией — океаническими толеитами, габброидами, ультрабазитами, а также пирокластическими, эдафогенными, глинистыми и кремнистыми отложениями. В осадочном чехле котловин распространены отложения такого же типа. Мощность их меняется от 0 до нескольких десятков или первых сотен метров.

Поднятия Бенхам, Дайто, Оки-Дайто, Амами и более мелкие, расположенные в западной и северо-западной частях моря, сложены щелочными и толеитовыми базальтами, габброидами, ультраосновными породами и образовавшимися за их счет метаморфическими сланцами, а также в малом количестве вулканитами среднего состава, гранодиоритами и дацитовыми туфами. Осадочные породы представлены рифогенными известняками, грубообломочными турбидитами и другими отложениями, типичными для океанических поднятий. Эффузивы и известняки имеют возраст от мела до олигоцена. Рыхлые осадки на поднятиях и вблизи них на дне котловин обычно имеют мощность до 600—800 м, иногда 1 км и выше. В нижней части разреза это слаболитифицированные галечники, пески, карбонатные и пирокластические осадки, а в верхней — карбонатные илы, пелагические глины и мелкозернистые турбидиты с мелкими прослоями и линзами вулканических пеплов.

Хребты Кюсю-Палау и Западно-Марианский сложены в основном островодужными вулканитами, осадочными породами и илами, перекрытыми карбонатными осадками, пелагическими глинами и турбидитами суммарной мощностью до нескольких сот метров.

По существующим представлениям [26, 58, 77, 170—174], современные осадки котловин состоят из континентального материала, вещества окружающих островных дуг, о-вов Индонезийского архипелага, фундамента самих котловин и их внутренних поднятий, а также биогенного и аутигенного компонентов. Судя по тому, что в доплиоценовых глинах моря значительно преобладает смектит, ассоциирующийся с цеолитами [147, 148, 188, 189], характерными для вулканических провинций внутри моря и его восточного окружения, а в плиоцен-четвертичных осадках господствует континентальная гидрослюда, в прошлом роль западных сиалических источников была гораздо меньше, чем сейчас.

Многие стороны геологической истории моря решены с высокой степенью достоверности. Например, установлено, что котловины Сикоку, Паресе-Вела и Марианская образованы в результате задугового спрединга (Сикоку и Паресе-Вела — в позднем олигоцене—раннем или среднем миоцене, а Марианская — начиная с позднего миоцена доныне). По той же причине от восточных островных дуг отделены их тыловые части — подводные хребты Кюсю-Палау и Западно-Марианский. Однако происхождение Филиппинской котловины и подводных поднятий ее северо-западной окраины (Бенхам, Оки-Дайто, Дайто, Амами и др.) остается предметом дискуссии. Д.Е. Кариг [175] считает наиболее вероятным формирование их кристаллического фундамента в позднем мелу—эоцене по аналогии с вышеупомянутыми котловинами и поднятиями. По другой гипотезе [196] все эти геологические структуры представляют собой реликт древней океанической плиты. В позднеэоцен-четвертичное время Филиппинская котловина была вулканически пассивна и служила "отстойником" осадочного материала, а на поднятиях северо-западного региона до неогена проявлялся вулканизм, подобный вулканизму внутриокеанических поднятий.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ЕГО ОБРАБОТКИ

Работа основана на оригинальном материале, полученном в 3-м рейсе НИС "Акад. А. Виноградов" (табл. 14). Авторы благодарят всех участников рейса, любезно предоставивших результаты произведенных ими анализов. Полученные сведения сопоставлялись с данными предшествующих исследований, частично получившими при этом новую интерпретацию.

Таблица 14

Распространение типов осадков на изученных участках

Станция	Глубина станции, м	Интервал, см	Тип осадка
1	2	3	4
Полигон 1 (18° 20'–17° 40' с.ш., 138° 40'–140° 40' в.д.)			
ЗВ-3, д	5980–4800		Эдафогенная брекчия и глинистый пелит-алевролитовый ил
ЗВ-5, т	7000	0–10 10–148	Глинистый пелитовый ил Кремнистый алевролит-пелитовый ил. На горизонте 49 см прослой мощностью до 0,5 см тефроидного алевролит-пелитового ила
		148–258	Кремнистый алевролит-пелитовый ил, в инт. 148–165 см с детритовой структурой
ЗВ-6, т	4560	0–32	Тефроидный алевролитовый ил
ЗВ-7, т	6000	0–18	Глинистый пелитовый ил с прослоем (инт. 5–10 см) тефроидного алевролит-пелитового ила
		18–47	Кремнистый алевролит-пелитовый ил с прослоями мощностью до 0,5 см тефроидного алевролит-пелитового ила
		47–84	Глинистый алевролит-пелитовый ил Эдафогенная брекчия
ЗВ-9, д	5600–4800		То же
ЗВ-11, д	5700–5200		То же
ЗВ-54, д	5400–4800		То же
ЗВ-55, т	4360	0–182	Глинистые пелитовые и пелит-алевролитовые илы
ЗВ-56, т	5840	0–132	То же
ЗВ-57, т	6320	0–265	То же
ЗВ-59, д	4580–4200		Эдафогенная брекчия
Полигон 2 (18° 10'–19° 00' с.ш., 126° 00'–127° 20' в.д.)			
ЗВ-16, т	3350	0–36	Карбонатный миктитовый ил с линзой карбонатного алевролит-пелитового ила в инт. 30–33 см
		36–62	Карбонатный алевролит-пелитовый ил
ЗВ-17, т	5200	0–7	Тефроидный алевролит-пелитовый ил
ЗВ-19, д	3900–3120		Карбонатный алевролит-пелитовый ил
ЗВ-24, д	2600–2400		Полулитифицированная глина
ЗВ-40, т	5000	0–44 44–74 74–118	Глинистый пелитовый ил Тефроидный пелит-алевролитовый ил Глинистый пелитовый ил
ЗВ-41, т	3520	0–89	Тефроидный алевролит-пелитовый ил
ЗВ-42, т	5000	0–6	То же
		6–137	Глинистый пелитовый ил
ЗВ-45, т	5020	0–29	Тефроидный пелит-алевролитовый ил с прослоями пепла в инт. 11–13, 26–27 и 27–29 см
		29–67 67–130	Глинистый пелитовый ил Тефроидный пелит-алевролитовый ил с прослоями пепла в инт. 67–74, 96–99 и 127–130 см
		130–199	Глинистый пелитовый ил
ЗВ-45-а; г	5040		То же
ЗВ-46, т	5200	0–35	Тефроидный пелит-алевролитовый ил с прослоями пепла в инт. 3–4, 11–15, 33–35 см
		35–126	Тефроидный пелит-алевролитовый и алевролит-пелитовый ил с редкими линзами пепла размером до 1 x 2 см

1	2	3	4
ЗВ-46, а; г	4900		Глинистый пелитовый ил
ЗВ-49, д	5300–4500		Тефроидный пелит-алевролитовый ил
ЗВ-50, д	1900–1600		Известняк
Полигон 3 (15° 40'–16° ' с.ш., 130° 20'–131° 00' в.д.)			
ЗВ-30, д	6040–5520		Глинистый пелитовый ил
ЗВ-33, д	6400	0–188	То же
ЗВ-36, д	4760–5600		”

Примечание. Буквы через запятую после номеров станций:
д – драга, т – трубка, г – геофизические станции.

Таблица 15

Методика, объемы и исполнители анализов (3-й рейс НИС "Акад. А. Виноградов)

Вид анализа	Количество анализов	Методика	Исполнитель
Минералогия фракции менее 1 мкм	83	Отмучивание по общепринятой методике. Съемка воздушно-сухих препаратов, насыщенных этиленгликолем и прокаленных при 550°С на стеклянной подложке на рентгеновском дифрактомертре УРС-50ИМ с CuK-излучением, Ni-фильтром, щели 0,5:1,0:0,5 мм. Интерпретация дифрактограмм по методу П.Е. Бискайе [150] и Х.Е. Кука [154]	В.А. Худоложкин Ю.Г. Волохин Н.В. Ряполова А.А. Карабцов
Минералогия шлихов: состав	54	Выделение "серого" шлиха из натурального осадка по общепринятой методике. Минералогическое изучение под микроскопом. Состав определен пересчетом не менее 250 зерен	В.П. Нечаев Ю.А. Лебедев
Изучение	130	На рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом JXA-5A (пробы выделены из шлихов)	Н.И. Кирюхина
Химический анализ эффузивов	41	Анализировались образцы, добытые драгированием	В.Г. Коханова Т.И. Бортиня
Изучение микропроб из эффузивов	27	На рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом JXA-5A (пробы выделены из драгированных образцов)	С.В. Высоцкий
Химический (силикатный) анализ валовых проб осадков	15	С отмывкой от солей морской воды в дистиллированной воде	В.П. Нечаев Т.А. Медонова
	20	Без отмывки от солей	В.П. Симаненко А.Н. Дудник Т.Г. Ватутиня Л.А. Авдеевина В.П. Симаненко А.Н. Дудник Т.В. Сверкунова
Количественный спектральный анализ валовых проб осадков	124	То же	

В указанном рейсе на трех полигонах (см. рис. 38) прямоточными трубками, драгами и в редких случаях в виде примазок на донных геофизических приборах получены образцы верхнеплиоцен-четвертичных и изредка более древних осадков котловин Паресе-Вела и Филиппинской. Собранный материал характеризует практически все типы верхнетретичных и четвертичных пелагических отложений дна моря. В котлови-

не Паресе-Вела это глинистые, тефроидные, кремнистые и эдафогенные отложения, а в Филиппинской — глинистые, тефроидные, карбонатные и пепловые.

Глинистыми названы осадки с преобладающими пелитовыми глинистыми компонентами в основном терригенными; тефроидными — осадки, основной компонент в которых крупнопелитовый—псаммитовый (более 0,001 мм) переотложенный и смешанный пирокластический материал; пепловыми — осадки, состоящие главным образом из крупнопелитового—алевритового (0,001—0,1) собственно пирокластического, непереотложенного материала; кремнистыми и карбонатными — осадки, содержащие более 30% биогенных остатков; эдафогенными — крупнообломочные брекчи, грубые обломки которых сложены доверхнеплиоценовыми осадками и вторично-измененными магматическими породами фундамента, а их наполнитель представлен глинистыми илами. Распространенность типов осадков на изученных участках показана в табл. 14.

В осадках определены валовой химический состав, минеральный состав фракции менее 0,001 мм и "серого" шлиха (табл. 15). Анализы применены для определения влияния на осадки различных областей сноса и в особенности вулканических источников. При решении последней задачи сопоставлялись петрохимические характеристики: с одной стороны, вулканогенных компонентов шлихов, а с другой — вулканитов, слагающих вероятные питающие провинции.

Полученные результаты были экстраполированы на всю площадь моря и вместе с данными предшественников использованы для восстановления его истории.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДИСПЕРСНОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДКОВ

По материалам 3-го рейса НИС "Акад. А.Виноградов" методом рентгеновского анализа изучен минеральный состав фракции менее 0,001 мм пелагических осадков центральной части Филиппинского моря. Данные о верхнеплиоцен-четвертичных отложениях хорошо укладываются в ранее предложенную схему латерального распределения дисперсных минералов в приповерхностном осадочном слое [26]. Согласно этой схеме, в северной части моря преобладают "сиалические" компоненты (кварц, гидрослюда, хлорит и каолинит), а на юге — "фемические" (плагиоклаз и смектит). В осадках центральной части моря количество тех и других примерно одинаковое. Можно только отметить, что увеличение содержаний гидрослуд, хлорита и каолинита за счет смектита и повышение кварц-полевошпатовых отложений наблюдается не только сюга на север, но и с востока на запад (табл. 16, полигоны 1 и 2, находящиеся на одной широте, но значительно отдаленные по долготе — рис. 38).

Несмотря на хорошее соответствие наших цифровых данных упомянутой эмпирической схеме, мы не можем безоговорочно принять ее общепринятую интерпретацию, согласно которой главным источником дисперсного сиалического вещества, осаждающегося в Филиппинском море, является континентальная часть Азии, а фемического — любые островные дуги и выступы фундамента внутри моря. Континентальный источник дисперсного сиалического вещества доказывается следующими данными [26, 58, 77]. 1) Крупные реки Юго-Восточной Азии выносят в моря во много раз большее количество взвеси, чем любые другие источники питания северо-западного сектора Тихого океана; 2) северная часть Филиппинского моря открыта для поступления этой взвеси благодаря течению Куроисио, которое захватывает ее, проходя по окраине Восточно-Китайского моря; 3) именно осадки северной части Филиппинского моря, на которую влияет Куроисио, богаты сиалическим дисперсным веществом, а к югу, где действуют океанские течения, увеличивается роль фемического материала.

В указанных работах не учтено, что, судя по высокой "океанской" прозрачности воды, Куроисио не захватывает в существенных количествах мутные воды Восточно-Китайского моря, а представляет собой "морскую реку" — ответвление Северного Пассатного течения, питающуюся водами океана [7, 40]. Следовательно, и мощный континентальный источник терригенной взвеси на юго-востоке Азии не имеет возмож-

ности полновесно влиять на седиментацию Филиппинского моря. Привнос вещества водами Куроиси гораздо меньше того, который образуется в результате размыва островных дуг. Это видно уже по тому, что чистые воды Куроиси настолько контрастны мутным приостровным, что граница течения заметна невооруженным глазом [7], а ведь в этом обнаруживается разница только в приповерхностном движении взвеси между тем на осадконакопление в целом здесь большое влияние оказывают и глубоководные мутьевые потоки, разрушающие островные склоны.

Для проверки предложенной ранее модели поступления в море континентального вещества мы попытались ориентировочно математически оценить долю его в дисперсной фракции верхнеплиоцен-четвертичных осадков. Расчет основан на сопоставлении этих соотношений в исследуемых осадках и осадках с известной долей континентального вещества, имеющего конкретно тот же источник. Возможное изменение соотношений из-за дифференциации взвеси при переносе в этих вычислениях не учитываются, но будут рассмотрены отдельно. Применена система уравнений:

$$\begin{cases} \frac{ax}{z} + hy = 1 \\ \frac{bx}{z} + gy = m \\ \frac{cx}{z} + ky = n \\ h + g + k = 1 \\ \frac{x}{z} + y = 1 \text{ при } 0 \leq h, g, k, z, x, y \leq 1, \end{cases}$$

где a, b, c — известные содержания соответственно смектита, гидрослюды, хлорита и каолинита в осадках с известной долей (z) континентального материала; l, m, n — известные содержания тех же компонентов в исследуемых осадках; h, g, k — неизвестные содержания тех же компонентов вещества, дополняющего континентальное в исследуемых осадках; x — доля континентального вещества в исследуемых осадках; y — доля дополняющего вещества в исследуемых осадках.

Решая выражения относительно "x", получаем систему неравенств:

$$\begin{cases} x \leq \frac{lz}{a}, \text{ при } l < a \\ x \leq \frac{(1-l)z}{1-a}, \text{ при } l > a \\ x \leq \frac{mz}{b}, \text{ при } m < b \\ x \leq \frac{(1-m)z}{1-b}, \text{ при } m > b \\ x \leq \frac{hz}{c}, \text{ при } n < c \\ x \leq \frac{(1-n)z}{1-c}, \text{ при } n > c. \end{cases}$$

Искомые значения "x" будут наименьшими из полученных.

Таблица 16

Средний состав глин и Q/F (фракция менее 1 мкм)
в различных типах осадков Филиппинского моря

Полигон	Тип осадка	Количество анализов	Минералы, %			Q/F
			Sm	II	Ch1 + K1	
1	Глинистый	5	42 (38-51)	43 (37-49)	15 (12-18)	0,25 (0,15-0,38)
	Кремнистый	18	47 (29-62)	40 (31-50)	13 (7-20)	0,23 (0,09-0,35)
	Тефроидный	2	41 (33-49)	42 (34-50)	17	0,13 (0,09-0,16)
	Полулитифицированный эдафогенный	4	60 (50-78)	30 (18-35)	10 (4-15)	0,14 (0,09-0,16)
2	Глинистый	14	37 (16-47)	45 (38-53)	18 (14-31)	0,36 (0,14-0,88)
	Карбонатный	3	33 (32-33)	44 (41-46)	23 (21-27)	0,35 (0,27-0,45)
	Тефроидный	17	34 (22-53)	46 (33-59)	20 (17-28)	0,44 (0,15-0,89)
	Пепел	6	41 (12-74)	39 (17-62)	20 (9-30)	0,40 (0,23-0,69)
	Полулитифицированный карбонатный	2	69 (56-81)	23 (14-32)	8 (5-12)	0,09 (0,05-0,13)
3	Полулитифицированный глинистый	2	84 (67-100)	11 (0-22)	5 (0-11)	0,00
	Глинистый	10	37 (31-41)	44 (38-48)	19 (14-23)	0,25 (0,18-0,33)

Примечание. В скобках приведены пределы вариаций.

Таблица 17

Соотношение глинистых компонентов (%) верхнеплиоцен-четвертичных осадков
(фракция < 0,001 мм) Филиппинского
и Восточно-Китайского морей

Район	Количество анализов	Sm	II	Ch1 + K1
Шельф Восточно-Китайского моря	19	26	56	18
Котловина Сикоку	6	13	62	25
Котловина Паресе-Вела	26	45	41	14
Восточная часть Филиппинской котловины	23	51	32	17
Западная часть Филиппинской котловины и северо-западный регион	52	29	51	21

Примечание. Для получения средних величин использованы 76 анализов по результатам 3-го рейса НИС "Акад. А. Виноградов"; 50-45-го рейса НИС "Витязь"; 4-го рейса НИС "Каллисто" и 14-го рейса НИС "Первенец" (данные предоставлены В.Б. Курносовым).

В расчете были использованы средние соотношения глинистых компонентов фракции менее 0,001 мм осадков шельфа Восточно-Китайского моря, для которых принято $z = 1$, и некоторых пелагических районов Филиппинского моря (табл. 17).

При вычислениях (в порядке поступления континентального вещества в Филиппинское море) сначала были сопоставлены соотношения глинистых компонентов осадков Восточно-Китайского моря и Сикоку. Доля континентального материала в осадках Сикоку не может быть более 0,5 (содержание смектита здесь в 2 раза меньше, чем на шельфе Восточно-Китайского моря). При расчетах доли континентального ма-

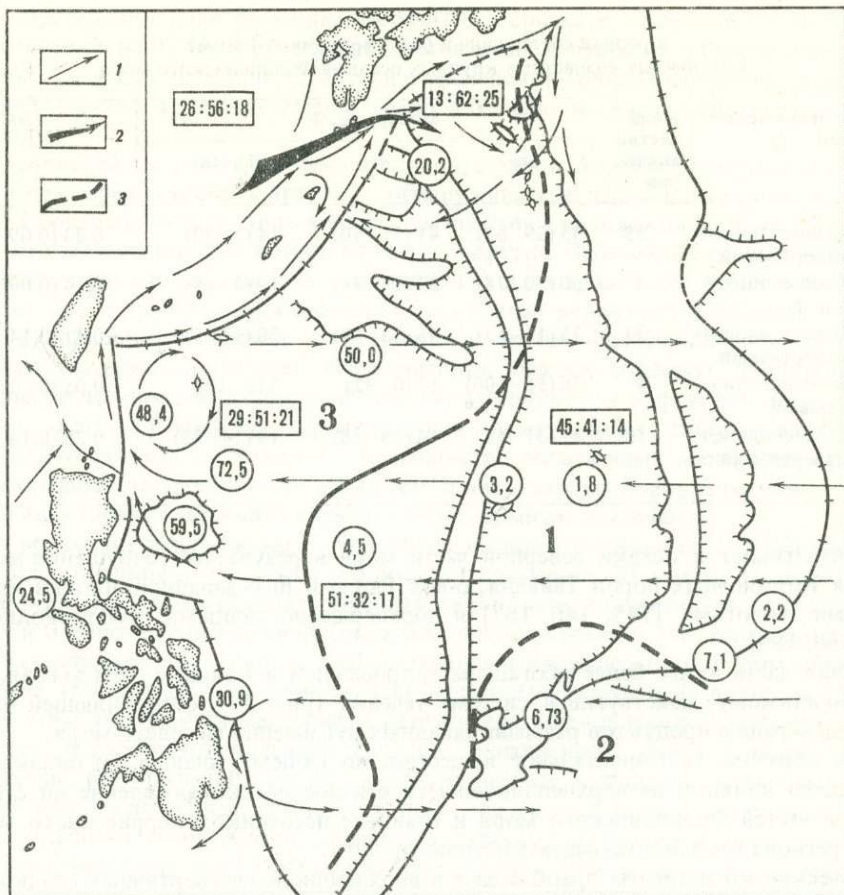


Рис. 39. Схема позднелицен-четвертичного осадконакопления Филиппинского моря

1 — поверхностные морские течения [40]; 2 — возможный путь привноса континентальной дисперсной взвеси в Филиппинское море; 3 — границы минералогических провинций. Крупные цифры 1, 2, 3 — номера провинций в соответствии с номерами полей на рис. 40; цифры в кружках — среднее соотношение $Hb/Hb + Px$ для осадков данного района; цифры в прямоугольных рамках — среднее соотношение соответственно смектита, гидрослюда и хлорита с каолинитом во фракции менее 0,001 мм для данного региона (см. табл. 17). Остальные условные обозначения см. на рис. 38

териала в осадках более южных районов учитывалось, что поступающая в них взвесь уже представляет собой смесь, соответствующую, по-видимому, той, которая определена в осадках Сикоку. Поэтому в уравнения как значения a , b и c подставлялись соотношения по осадкам Сикоку при $z = 0,5$. В итоге получаем, что доля континентального материала в осадках котловины Паресе-Вела и восточной части Филиппинской котловины не может быть более 0,3, а в осадках западной части Филиппинской котловины — более 0,4.

Если допустить дифференциацию дисперсного вещества при переносе (согласно экспериментальным данным У.Г. Уайтхауза [198] следует ожидать обогащения взвеси медленно осаждающимся смектитом по мере удаления от источника), то полученные доли уменьшатся еще.

Значительные содержания силических гидрослюда и кварца в глинах северной части моря, интерпретируемые обычно как свидетельство преобладания в них континентального вещества [26, 58, 77] могут быть объяснены питанием в основном за счет обнажающегося континентального основания западных островных дуг: Японской, Рюкю, Лусон и Филиппинской. Поступление такого материала (наряду с собственно

Таблица 18
Средний состав глин и Q/F (фракция < 1 мкм)
в различных возрастных крупных осадках Филиппинского моря

Полигон	Возраст осадков	Количество анализов	Минералы, %			Q/F
			Sm	Il	Chl + Kl	
1	Позднеплиоцен-четвертичный	25	45 (29-62)	41 (31-50)	14 (7-20)	0,23 (0,09-0,38)
	Позднеплиоценовый	4	60 (50-78)	30 (18-35)	10 (4-15)	0,14 (0,09-0,16)
2	Позднеплиоцен-четвертичный	34	35 (16-53)	45 (33-59)	20 (14-31)	0,41 (0,14-0,89)
	Допозднеплиоценовый	4	76 (56-100)	17 (0-32)	7 (0-12)	0,05 (0-0,13)
3	Позднеплиоцен-четвертичный	10	37 (31-41)	44 (38-48)	19 (14-23)	0,25 (0,18-0,33)

континентальным) в осадки северной части моря в результате разрушения метаморфических и осадочных пород Тайваня, о-вов Рюкю и Юго-Западной Японии показано японскими геологами [145, 146, 167] и подтверждено данными глубоководного бурения [188, 189].

Северная часть моря более обогащена гидрослюдой и кварцем, чем южная, благодаря, по-видимому, действующей системе течений (рис. 39), определяющей наибольшую концентрацию продуктов размыва западных дуг именно на севере моря.

Таким образом, континентальное вещество, по нашему мнению, не оказывает определяющего влияния на верхнеплиоцен-четвертичное осадконакопление ни северной, ни южной частей Филиппинского моря и главным источником терригенного материала этого региона необходимо считать островные дуги.

Сиалические компоненты преобладают в верхнеплиоцен-четвертичных осадках большей части Филиппинского моря (даже на 16° с.ш., на полигоне 3, см. рис. 38, содержание смектита в глинах не превышает 41%) и к тому же их максимальные содержания отмечены в областях с высокими скоростями седиментации [77], в то время как фемические компоненты сконцентрированы на южной и юго-восточной окраинах, где эти скорости низки. Следовательно, островные дуги на континентальном основании дают в осадки больше терригенного материала, чем дуги, имеющие океаническую основу, они и разрушаются более интенсивно.

Что касается роли внутривосстановительных выходов фундамента как источников дисперсного осадочного вещества, то в последние этапы истории моря она, как общепризнано, несущественна. Однако, судя по увеличению доли смектита и цеолита вниз по изученным колонкам осадков [147, 148, 188, 189], в прошлом роль этих фемических источников была значительнее и это подтверждают наши данные (табл. 18).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОБЛОМЧНОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДКОВ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ШЛИХОВ)

Шлихи из верхнеплиоцен-четвертичных осадков, опробованных в 3-м рейсе НИС "Акад. А. Виноградов", состоят из крупных (до 2-3 см) обломков пемзы и минеральных зерен, а также биогенных остатков и железо-марганцевых микроконкреций. Два последних компонента образованы сложным путем, это затрудняет извлечение из них информации об источниках вещества, поэтому они здесь не рассматриваются. Соотношения остальных компонентов, кроме постоянно встречаемых пемз, которые трудно учесть при подсчетах из-за их крупности, приведены в табл. 19.

Для определения роли пирокластического материала в осадках изучены минеральные ассоциации наиболее крупных обломков пемз и наиболее крупнозернистых пеплов (табл. 20 и 21). Все они характеризуются почти полным отсутствием вторичных изменений. Только в пемзах стекло слабо изменено в связи, видимо, с поглощением им воды.

При сравнении компонентов пемз и пеплов, с одной стороны, минеральных сростков и отдельных зерен шлихов с другой, обнаруживается, что в шлихах осадков полигонов 1 и 3 большая часть частиц сходна с пемзовыми, а из осадков полигона 2 — с пепловыми, хотя во всех случаях встречаются и те и другие. Дальнейшее сравнение минеральных составов изученных осадков (см. табл. 19) и содержащихся в них пемз и пеплов (см. табл. 20) с минеральным составом вулканитов вероятных питающих провинций (табл. 22) приводит к выводу об островодужном происхождении большей части обломочного материала осадков: исследованные осадки содержат двупироксеновую минеральную ассоциацию вкрапленников, характерную для эффузивов островных дуг. Близкую минералогическую характеристику имеет также габбро-гипербазитовый комплекс фундамента котловин, но большинство обломочных минералов осадков не имеет вторичных изменений, в то время как в интрузивных породах региона по данным драгирования широко проявлен низкотемпературный метаморфизм.

Явно не входят в изученные островодужные пирокластические ассоциации следующие довольно редкие компоненты осадков: 1) глауконит, 2) кварц, 3) агрегаты метаморфических минералов (хлорита, пренита, актинолита, серпентина и талька) и 4) прозрачный и бледно-зеленый оливин (окраска оливина отражает его железистость, поэтому, может служить его важным диагностическим признаком). Способы образования глауконита (по данным электронографии железистая гидрослюда полигона 1М) недостаточно ясны, поэтому он мало информативен для установления источника вещества и не будет рассматриваться. Кварц, судя по "оплавленной" форме кристаллов, пирокластический, который либо входит в уже изученные ассоциации пемз и пеплов (см. табл. 20) как очень редкий компонент, либо относится к их редким разновидностям, не установленным нами. Хлорит, пренит, актинолит, серпентин и тальк обнаружены только в осадках полигона 1 (котловина Паресе-Вела). Они характерны для метаморфической ассоциации основных и ультраосновных магматических пород, драгированных здесь же. Поэтому есть все основания отнести их к продуктам размыва фундамента котловины Паресе-Вела. Сложнее определить происхождение маложелезистого (бледно окрашенного) оливина (Ol_1), обнаруженного там же. Обломки этого минерала внешне похожи на фенокристаллы, из чего можно заключить, что он эффузивный. Маложелезистые оливины встречаются в базальтах и долеритах фундамента котловины Филиппинского моря [199], в том числе драгированных на полигоне 1, и в ксенолитах островодужных вулканитов [162]. Поэтому невозможно определить принадлежит ли этот минерал продуктам разрушения фундамента котловины Паресе-Вела или островодужной пирокластике.

На рис. 40 показано наиболее изменчивое соотношение обломочных минералов — клинопироксена, ортопироксена и роговой обманки в изученных шлихах и во фракции 0,1–0,5 мм осадков других районов. По этому соотношению в Филиппинском море можно выделить три главные минералогические провинции (см. также рис. 39). Первая — восточная (поле 1) характеризуется низкими содержаниями роговой обманки. Она занимает восточную часть Филиппинской котловины, южную часть хр. Кюсю-Палау, котловину Паресе-Вела и Идзу-Марианскую дугу вместе с Марианской котловиной и Западно-Марианским поднятием. Остальные провинции (поля 2 и 3) близки по составу (роговая обманка преобладает над ортопироксеном), но разобщена территориально. Одна из них — юго-восточная (2) — это район сочленения восточных островных дуг и Каролинского поднятия, а другая — западная (3) — это западная часть Филиппинской котловины вместе с западными островными дугами. Промежуточный состав имеют осадки северной части хр. Кюсю-Палау (ст. 296, *DSDP*). От западной провинции они

Таблица 19
Минеральный состав шлихов

Полигон	Станция	Интервал, см	Осадок	Gk	O ₁	O ₂	O ₃	Opх	Kрх	Pl	Mt+Plm	Gl	Hb ₁	Hb ₂	Bi	Q	МЕТ	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
1	ЗВ-5	0-70	Кр; Г	Ред.	-	-	-	1	2	60	2	18	-	-	-	-	16	
		80-120	Кр; Т	2	-	-	Ред.	2	2	58	9	8	Ед.	-	-	-	19	
		154-258	Кр	3	-	-	-	3	3	41	4	22	-	-	-	-	26	
	ЗВ-6	0-32	Т	3	-	-	Ред.	13	21	51	10	3	-	-	-	-	-	
		ЗВ-7	0-20	Г; Т	2	-	-	"	9	7	53	Н.о.	13	-	-	Ед.	-	15
	20-52		Кр; Г; Т	-	-	-	"	8	23	60	"	7	-	-	-	-	3	
	ЗВ-54	52-84	Г	Ред.	-	-	1	9	5	67	"	9	-	-	-	Ед.	-	9
		Драга	"	-	-	Ед.	Ред.	9	6	70	12	-	-	-	-	-	-	2
	ЗВ-55	0-80	"	Ед.	-	"	Ед.	9	5	58	21	7	-	-	-	Ед.	Ред.	Ред.
		80-95	"	"	-	-	-	9	6	66	15	4	-	-	-	-	-	-
		95-110	"	-	-	-	1	15	6	58	20	Ред.	Ед.	-	-	-	-	-
		110-130	"	Ед.	-	-	1	13	4	58	22	2	-	-	-	-	-	-
		130-182	"	-	-	-	-	14	8	52	26	Ред.	-	-	-	-	-	-
	ЗВ-56	0-40	"	-	-	-	1	10	6	52	29	"	1	-	-	Ед.	-	1
		40-132	"	Ред.	2	Ед.	Ред.	8	9	48	13	2	Ред.	-	-	-	-	18
1	ЗВ-57	0-5	"	-	-	-	-	8	5	60	22	4	1	-	-	-	Ред.	
		5-51	"	-	-	-	-	6	11	69	12	2	-	-	-	Ед.	"	
		51-160	"	Ред.	-	-	-	7	4	62	24	1	Ред.	-	-	Ед.	-	1
		160-265	"	-	-	Ред.	1	5	9	54	27	3	-	-	-	-	-	2
3	ЗВ-59	Драга	"	-	3	Ед.	Ред.	14	7	49	27	Ред.	Ред.	-	Ред.	-	Ред.	
		ЗВ-33	0-50	"	-	-	Ред.	"	1	5	75	19	-	-	-	-	-	-
50-90	"		-	-	"	"	1	3	80	16	Ред.	1	Ед.	-	-	-		
90-135	"		-	-	-	-	2	18	60	20	-	Ред.	-	-	-	-		
135-188	"		-	-	-	-	1	15	72	12	-	1	-	Ед.	-	-		
2	ЗВ-36	Драга	"	-	-	-	Ред.	6	12	69	3	10	-	-	"	-	-	
		ЗВ-16	0-30	КБ	-	-	-	"	1	4	77	Н.о.	Ед.	17	1	"	-	-
			30-62	"	-	-	-	Ед.	1	13	58	"	-	26	1	"	-	-
	ЗВ-40	0-39	Г	-	-	-	"	4	5	64	13	2	11	1	-	-	-	
		81-118	"	-	-	-	-	1	3	65	7	7	20	1	-	-	-	
2	ЗВ-41	0-45	Г	-	-	Ред.	Ред.	5	11	52	16	Ред.	16	Ред.	Ред.	-	-	
		45-89	"	-	-	-	"	2	8	57	10	1	21	"	"	-	-	
	ЗВ-42	0-35	Г; Т	-	-	-	1	1	8	45	27	5	12	1	"	-	-	
		35-60	Г	-	-	-	Ред.	1	7	38	40	5	9	Ред.	"	Ед.	-	
	ЗВ-45	70-100	"	-	-	-	"	1	5	48	20	1	22	2	Ед.	"	-	
		100-137	"	Ед.	-	-	Ед.	1	6	44	24	1	22	1	-	-	-	
		0-26	Т; П	-	-	-	"	1	Ред.	46	17	2	33	1	Ред.	-	-	
		26-27	П	-	-	-	-	-	-	57	7	15	19	2	"	-	-	
		27-29	"	-	-	-	-	-	-	18	4	71	7	Ред.	"	-	-	
		29-55	Г	-	-	-	1	3	6	45	27	2	15	1	"	-	-	
		55-80	Т; П	-	-	-	-	1	14	44	31	1	7	Ред.	"	Ред.	-	
	ЗВ-45/8	80-120	"	-	-	-	-	2	2	64	8	12	11	1	"	Ед.	-	
		120-165	Г; Т	-	-	-	-	1	6	54	16	7	15	Ред.	"	-	-	
		127-130	П	-	-	-	-	Ед.	1	64	15	2	16	2	-	-	-	
		165-199	Г	-	-	-	-	1	5	64	10	7	11	Ред.	Ред.	-	-	
Геоф. ст.		"	-	-	Ред.	-	Ред.	6	54	17	2	17	2	"	Ед.	-		
2	ЗВ-45-а/3	Геоф. ст.	"	-	-	-	-	2	47	8	20	22	1	"	-	-		
		ЗВ-46	0-11	Т; П	-	-	-	Ед.	Ред.	1	56	23	1	18	Ред.	"	-	
	11-15		П	-	-	-	"	"	1	71	10	2	14	1	"	-		
	15-33		Т	-	-	-	"	3	2	63	5	14	12	Ред.	"	-		
	33-35		П	-	-	-	-	1	7	66	23	Ред.	2	"	"	-		
	35-95		Т	-	-	-	Ред.	2	4	50	34	2	7	"	"	Ед.		
	95-126	"	-	-	-	-	1	6	72	5	-	16	1	"	1	-		
ЗВ-46-а	Геоф. ст.	Г	-	-	-	-	1	Ред.	59	5	2	15	1	"	1	-		
1	Средний состав по 20 пробам			0,6	0,2	0,1	0,4	8,3	7,2	55,5	16,9	5,1	0,1	-	Ед.	Ед.	5,6	
3	Средний состав по 5 пробам			-	-	0,2	0,2	2,2	10,5	70,5	13,8	2,0	0,5	0,1	"	-	-	
2	Средний состав по 29 пробам			-	-	0,1	0,1	1,4	4,7	54,9	16,0	6,2	15,2	0,9	0,3	0,1	-	

Примечание. Г — глинистый, Кр — кремнистый, КБ — карбонатный, Т — тефроидный, П — пепел; Ред. — редкий, Ед. — единичный. Содержания хлорита, пренита, актинолита, серпентина и талька (МЕТ) даны в сумме, так как в обломочных зернах они чаще представлены тонкосросшимися совместными агрегатами, чем отдельными минералами. O₁ — бледно-зеленый, O₂ — бурый, O₃ — медово-желтый, Hb₁ — буро-зеленый, Hb₂ — красно-коричневый.

Таблица 20
Минералы пемз и пеплов из осадков

Вид пирокластиче- ски	№ ассоциа- ции	Минералы
Пемза	1	Ol ₃ , Ol ₂ , Kpx, Pl, Mt, Gl ₁
	2	Orx, Pl, Mt, Gl ₂
	3	Orx, Kpx, Pl, Mt, Ilm, Gl ₂
	4	Hb ₁ , Orx, Pl, Mt, Gl ₃
Пепел	5*	Ol ₃ , Kpx, ..., Pl, Mt, Gl ₄
	6	Orx, Kpx, Hb, Hb ₂ , Bi, Pl, Mt, Ilm, Gl ₄
	7	Hb ₁ , Hb ₂ , Bi, Pl, Mt, Gl ₄

Примечание. Выделены жирным шрифтом наиболее распространенные ассоциации.

* — ассоциация определена не в слое пепла, а по сросткам в шлихах из осадков полигона 2; Gl₁ — бурое полупрозрачное до черного крупнопузыристое; Gl₂ — прозрачное буроватое мелкопузыристое; Gl₃ — прозрачное тонкопузыристое; Gl₄ — прозрачное каркасное.

Таблица 21
Сравнительная характеристика пемз и пеплов

Пемзы	Пеплы
Вулканические стекла	
От прозрачных мелкопузыристых до темно-бурых (почти черных) крупнопузыристых, неизменные и полуразложные, $n = 1,50-1,57$ (обычно более 1,51).	Прозрачные каркасные неизменные, $n = 1,48-1,53$ (обычно до 1,51).
Минеральные вкрапленники	
В сростках и отдельных зернах (целые и мелкодробленые фенокристаллы).	Обычно в отдельных зернах (мелкодробленые фенокристаллы).
Минеральные ассоциации (см. табл. 20)	
В обоих случаях островодужные (см. табл. 20)	
Hb ₁ встречается редко, Hb ₂ и Bi не обнаружены	Обычно включают Hb ₁ , Hb ₂ и Bi

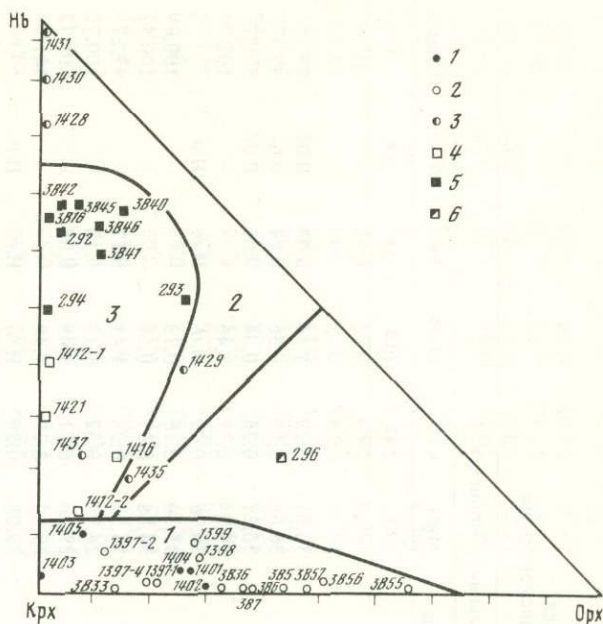
Таблица 22
Минералы магматических пород
вероятных питающих провинций осадков Филиппинского моря

Регион, породы	Минералы; источники информации
Западные островные дуги; известково-щелочные вулканиты	Orx, Kpx, Hb ₁ , Hb ₂ , Bi, Ol ₃ , Pl, Q, Mt, Ilm [153]
Восточные островные дуги; известково-щелочные и толеитовые вулканиты	Orx, Kpx, Ol ₃ , Pl, Q, Mt, Ilm [162, 174]
Поднятия в котловинах; щелочные и толеитовые вулканиты	Ol ₁ , Kpx, Kpx ₁ , Hb ₃ , Bi, Mt; 3-й рейс НИС "Акад. А. Виноградов" [172]
Фундамент котловин; толеитовые вулканиты	Ol ₁ , Kpx ₂ , Pl, Sp; 3-й рейс НИС "Акад. А. Виноградов" [171-174]
Фундамент котловин; габбро-гипербазитовый комплекс	Ol ₁ , Orx ₁ , Kpx ₂ , Pl, Sp; 3-й рейс НИС "Акад. А. Виноградов"

Примечание. Вторичные и акцессорные минералы не учтены. Kpx₁ — клинопироксены с высокими содержаниями Ti или Na; Kpx₂ — клинопироксены с высокими содержаниями Ti и Cr; Orx₁ — ортопироксены с высокими содержаниями Ti и Cr; Hb₃ — роговые обманки с высокими содержаниями Ti или Na.

Рис. 40. Диаграмма соотношений Nb – Орх – Крх обломочной фракции верхнеплиоцен-четвертичных осадков Филиппинского моря, по данным 3-го рейса НИС "Акад. Виноградов", а также по [26, 163]

1–6 – местонахождение осадков: 1 – восточные островные дуги и сопряженные с ними желоба, 2 – котловина Паресе-Вела и восточная часть Филиппинской котловины, 3 – район сочленения восточных дуг и Каролинского поднятия, 4 – глубоководные желоба, сопряженные с западными островными дугами, 5 – западная часть Филиппинской котловины, 6 – северная часть хребта Кюсю-Палау. Ц и Ф р ы на рисунке, м е л к и е: номера станций в соответствии с рис. 39, к р у п н ы е (1, 2, 3): поля распространения осадков в соответствии с номерами минералогических провинций на рис. 39



отличаются высоким содержанием ортопироксена, а от восточной – высоким содержанием роговой обманки.

Очевидно, западная провинция находится под преобладающим влиянием пироклаستيكي островных дуг на континентальном основании, а восточная – под преобладающим влиянием пироклаستيки островных дуг на океаническом основании. На севере хр. Кюсю-Палау осадки, по-видимому, состоят примерно в равной степени из пироклаستيки западных островных дуг, вблизи которых этот район расположен, и вулканомиктового материала, происходящего из эффузивов фундамента хребта, мало отличающихся от эффузивов восточных дуг. Необычный состав осадков зоны сочленения восточных дуг и Каролинского поднятия объяснить трудно. Наиболее вероятно, что высокие содержания роговых обманок возникли здесь путем размыва амфиболосодержащих метаморфических пород, широко распространенных в фундаменте этого участка восточных дуг [26], либо в результате вулканизма, необычного для островных дуг на океаническом основании.

Учитывая, что осадки восточной провинции состоят преимущественно из пемзового материала, а западной – из пеплового, можно предположить, что пемзы поступали в основном с восточных дуг, а пеплы – с западных.

Для получения более точной информации микропробы наиболее распространенных компонентов шлихов были исследованы на рентгеновском микроанализаторе (табл.23). Изученные минералы распределены по ранее определенным пирокластическим ассоциациям (см. табл. 20). Распределение основано на особенностях этих ассоциаций, выявленных путем сравнения минералов крупных обломков пемз, крупнозернистых пепловых слоев и сростков, с одной стороны, и минералов, находившихся в шлихе в виде отдельных зерен, – с другой. Определяющее значение при этом придавалось как форме нахождения минералов, так и их основным петрохимическим характеристикам: соотношениям 1) железа и магния во всех темноцветных силикатах и алюмосиликатах, 2) алюминия, кальция и железа в сумме с магнием в пироксенах, амфиболах и слюдах; содержаниям 3) анортитовой молекулы в плагиоклазах и 4) кремнекислоты в стеклах (рис. 41). При распределении по ассоциациям магнетитов особое внимание уделялось содержаниям титана, хрома и алюминия, характеризующим наиболее значимые вариации их составов [143].

Таблица 23
Химический состав обломочных зерен
верхнеплиоцен-четвертичных осадков Филиппинского моря

По-ли-гон	Стан-ция	Интервал опробования	Микро-проба, N	Ассо-циация	Содержание компонента, %										Сумма
					Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	FeO _{общ}	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Оливины															
1	3В-55	0-80	1,1	1	0,08	0,03	0,01	35,12	32,50	30,01	0,29	1,44	0,03	0,04	99,54
	3В-55	0-80	1,2	1	0,08	0,01	—	36,71	25,17	36,68	0,29	0,36	0,04	0,01	99,37
	3В-55	0-80	1,9	1	0,10	0,04	0,02	35,88	32,46	30,21	0,26	0,84	0,05	0,02	99,87
	3В-55	0-80	4,21	1	0,04	0,07	0,01	38,36	31,62	29,89	0,27	1,46	—	—	101,74
	3В-55	0-80	4,21	1	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	32,25	30,16	0,29	Н.о.	Н.о.	Н.о.	—
	3В-59		2,1	1	0,06	0,05	0,02	37,16	26,60	35,30	0,16	0,73	—	—	100,09
	3В-59		2,2	1	0,11	0,05	0,02	37,34	27,31	34,88	0,29	0,51	—	—	100,52
3	3В-33	50-90	3,4	1	0,05	0,05	0,04	34,00	45,14	16,12	0,28	1,41	0,17	—	97,27
	3В-33	50-90	3,5	1	0,05	0,04	0,03	35,47	38,79	24,73	0,32	1,19	0,10	—	100,72
2	3В-41	0-45	2,28	1	0,02	0,05	—	37,08	33,49	29,30	0,21	1,48	0,08	—	101,72
	3В-45		3,15	1	0,04	0,05	—	37,76	33,14	29,40	0,25	1,32	—	—	101,98
	3В-45		3,16	1	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	33,28	29,08	0,25	Н.о.	Н.о.	Н.о.	—
	3В-45		3,17	1	"	"	"	"	33,27	28,73	0,26	"	"	"	—
1	3В-41	0-45	3,3	5	0,02	0,06	0,03	39,45	20,26	41,68	0,26	0,32	0,10	—	102,19
	3В-59		2,3		0,07	0,05	0,02	39,21	15,32	44,88	0,24	0,25	0,01	—	100,05
	3В-59		2,4		0,06	0,05	0,02	39,46	15,76	44,77	0,22	0,25	0,01	—	100,59
Ортопироксены															
	3В-55	0-80	1,8	2	1,44	0,06	0,01	52,83	19,42	21,61	2,12	0,54	0,30	0,01	98,35
	3В-55	0-80	1,4	3	0,60	0,04	0,01	50,97	24,65	19,04	1,79	1,41	0,23	0,04	98,79
	3В-55	0-80	1,4	3	0,60	0,03	0,01	51,64	24,36	19,42	1,77	1,37	0,22	0,01	99,43
	3В-55	0-80	1,5	3	0,63	0,03	0,02	51,85	25,09	19,00	1,44	1,24	0,21	—	99,51
	3В-55	0-80	1,11	3	0,78	0,04	0,02	51,09	21,60	18,64	1,85	0,91	0,28	—	95,23
	3В-59		2,12	3	0,37	0,05	0,02	52,42	29,59	16,35	1,51	1,37	0,12	—	100,80
	3В-59		2,13	3	0,85	0,06	0,03	53,32	25,26	18,73	2,15	1,04	0,33	—	101,77
3	3В-33	50-90	3,8	3	0,76	0,04	0,02	50,69	26,35	17,92	1,76	1,25	0,10	—	98,90
2	3В-41	0-45	2,29	3	0,67	0,08	0,01	53,45	25,11	19,44	1,89	1,07	0,24	—	101,97
	3В-41	0-45	2,30	3	0,80	0,07	0,02	53,79	23,86	19,97	1,72	1,35	0,31	—	101,89
1	3В-41	0-45	3,1	3	0,71	0,08	0,02	51,61	24,09	20,07	1,56	1,11	0,14	—	99,40
	3В-55	0-80	1,14	4	0,66	0,03	0,02	52,73	22,79	21,68	0,68	1,64	0,09	0,03	100,35
	3В-55	0-80	1,14	4	0,19	0,03	0,01	52,21	22,23	22,20	0,84	1,59	0,12	0,03	99,45
2	3В-16	0-30	2,19	6	1,19	0,04	0,01	52,23	15,73	26,28	1,41	0,75	0,24	—	98,88
	3В-16	0-30	2,20	6	0,93	0,04	—	53,03	19,23	24,58	1,26	0,62	0,19	—	99,89
	3В-46	33-35	3,18	6	0,96	0,08	0,01	53,63	18,58	24,03	1,33	0,76	0,18	—	99,58
	3В-46	33-35	3,20	6	1,28	0,06	0,02	54,85	15,42	27,01	1,32	0,70	0,16	—	100,82
Клинопироксены															
1	3В-55	0-80	4,21	1	2,18	0,64	0,01	52,36	10,44	14,28	20,03	0,74	0,77	—	101,47
	3В-55	0-80	4,21	1	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	9,75	14,84	20,39	Н.о.	Н.о.	Н.о.	—
3	3В-33	50-90	3,6	1	2,14	0,39	0,03	52,22	9,13	15,42	20,59	0,52	0,39	—	100,85
1	3В-55	0-80	1,4	3	1,13	0,29	0,02	51,35	13,02	13,14	19,04	0,86	0,37	—	99,23
	3В-55	0-80	1,7	3	1,47	0,35	0,02	51,00	10,40	13,96	19,35	0,70	0,48	0,01	97,75
	3В-55	0-80	1,7	3	1,35	0,33	0,02	52,09	10,17	13,98	19,40	0,63	0,46	—	98,45
	3В-55	0-80	1,10	3	1,63	0,36	0,03	51,79	10,24	14,91	20,08	0,54	0,39	—	99,96
	3В-59		2,9	3	1,46	0,34	0,01	51,25	15,03	14,88	15,65	0,59	0,32	—	99,54
	3В-59		2,13	3	1,47	0,23	0,01	52,26	13,66	13,14	18,79	0,47	0,43	—	100,47
3	3В-33	50-90	3,7	3	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	10,56	15,03	20,72	Н.о.	Н.о.	Н.о.	—
2	3В-16	0-30	2,22	3	1,58	0,26	0,02	52,09	12,78	13,87	19,00	0,50	0,41	—	100,50
	3В-16	0-30	2,23	5	5,90	0,23	0,01	49,80	6,09	14,63	22,64	0,13	0,67	—	100,11
	3В-16	0-30	2,24	5	6,53	0,23	0,02	49,14	6,27	14,17	23,02	0,12	0,67	—	100,16
2	3В-41	0-46	2,34	5	2,22	0,32	0,02	53,47	7,66	16,28	20,85	0,36	0,35	—	101,54
	3В-41	0-45	2,35	5	5,38	0,20	0,01	50,62	5,68	14,95	23,39	0,11	0,56	—	100,91
	3В-41	0-45	3,3	5	3,94	0,29	0,03	50,42	8,90	15,10	20,71	0,26	0,57	—	100,21
	3В-16	0-30	2,21	6	1,58	0,46	—	53,26	9,71	14,51	20,25	0,61	0,58	—	100,98
	3В-46	33-35	4,8	6	4,44	0,46	0,01	50,10	9,11	14,95	20,08	0,23	0,58	—	98,96
	3В-46	33-35	4,9	6	1,88	0,41	—	50,12	11,08	14,51	19,48	0,55	0,53	—	98,57
			4,10	6	2,33	0,40	0,04	50,35	9,88	15,75	18,81	0,27	0,55	—	98,38
	3В-41	0-45	3,2	6	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	10,54	15,27	19,78	Н.о.	Н.о.	Н.о.	—
	3В-41	0-45	3,2	6	"	"	"	"	10,65	14,78	19,74	"	"	"	—
Роговые обманки															
1	3В-55	0-80	1,14	4	6,35	1,37	0,23	48,72	13,43	14,79	10,76	0,48	1,06	0,02	97,21
	3В-55	0-80	1,14	4	6,20	1,17	0,18	48,96	13,50	15,58	10,37	0,56	1,04	0,02	97,59
2	3В-16	0-30	2,27	4	7,81	1,43	0,57	46,46	14,49	12,84	11,43	0,77	1,18	—	96,99
	3В-41	0-45	2,36	4	5,72	1,26	0,27	49,23	11,48	16,56	11,05	0,54	1,33	—	97,44

Таблица 23 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
3	3В-33	50-90	3,13	6	6,92	1,46	0,14	46,80	13,34	14,80	11,09	0,41	1,43	—	96,39
	3В-33	50-90	3,13	6	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	13,32	14,14	10,64	Н.о.	Н.о.	Н.о.	—
	3В-33	50-90	3,14	6	8,83	2,01	0,44	44,33	14,98	13,19	10,61	0,47	1,65	—	96,50
Роговые обманки															
2	3В-16	0-30	2,16	6	8,64	1,33	0,61	44,36	13,82	13,62	11,27	0,82	1,42	—	95,89
	3В-16	0-30	2,25	6	9,26	1,78	0,79	45,39	14,26	13,09	11,48	0,70	1,37	—	98,12
	3В-16	0-30	2,26	6	8,58	1,43	0,46	46,31	13,68	14,10	11,11	0,64	1,48	—	97,80
	3В-46	33-35	4,1	6	9,83	1,89	0,96	44,03	14,41	12,75	11,40	0,57	1,68	—	97,51
	3В-46	33-35	4,2	6	6,91	1,50	0,17	48,40	12,04	15,79	10,64	0,76	0,93	—	97,16
	3В-41	0-45	2,37	7	9,02	1,86	0,22	45,34	17,69	11,70	10,11	0,36	1,54	—	97,84
	3В-45	26-27	4,11	7	8,26	1,61	0,61	47,16	14,00	13,58	11,34	0,76	1,44	—	98,76
	3В-45	26-27	4,12	7	11,98	2,11	0,89	43,33	14,59	12,52	11,56	0,69	1,79	—	99,46
3	3В-33	50-90	3,11	6	8,71	1,98	0,70	46,38	13,52	14,21	11,59	0,65	1,32	—	99,08
2	3В-16	0-30	2,15	6	9,16	1,84	0,44	45,03	11,38	15,67	11,44	0,48	1,88	—	97,92
	3В-45	26-27	4,14	7	9,77	1,98	0,80	45,28	14,80	13,00	11,31	0,65	1,40	—	99,00
	3В-59		2,5	4	7,14	1,52	0,15	48,47	12,10	16,93	10,00	0,79	0,90	—	97,21
	3В-59		2,6	4	8,23	2,03	0,66	45,37	13,47	14,28	10,89	0,59	1,86	—	97,33
	3В-45	26-27	4,15	7	11,62	2,14	1,82	44,88	14,21	11,13	9,12	0,49	1,58	—	96,99
Плагиоклазы															
1	3В-55	0-80	1,9	1	28,92	4,85	0,55	54,05	0,61	0,08	11,47	—	0,05	—	100,60
	3В-59	0-80	2,11	1	30,37	3,13	0,13	53,03	0,67	0,09	13,47	0,03	0,01	—	100,92
	3В-55	0-80	1,8	2	29,82	3,55	0,08	52,25	0,78	0,13	12,99	—	0,02	—	99,63
	3В-55	0-80	1,6	3	28,35	5,63	0,10	54,78	0,42	0,07	10,79	—	0,03	—	100,17
	3В-55	0-80	1,7	3	27,76	5,79	0,28	56,39	0,53	0,06	9,55	—	0,06	—	99,42
	3В-55	0-80	1,10	3	32,61	2,45	0,03	48,09	0,68	0,08	16,39	—	0,02	—	100,35
	3В-55	0-80	1,11	3	28,87	4,98	0,10	53,52	0,64	0,07	11,45	—	0,04	—	99,69
	3В-59		2,9	3	29,43	2,74	0,15	53,58	0,70	0,09	12,14	—	0,01	—	100,85
	3В-59	0-80	2,12	3	26,80	6,08	0,28	59,16	0,38	—	8,77	0,03	0,01	—	101,51
	3В-59	0-80	2,13	3	30,25	3,32	0,07	52,59	0,71	—	13,19	0,02	0,01	—	100,15
2	3В-41	0-45	3,1	3	27,31	5,16	0,11	55,26	0,54	0,07	10,27	0,05	0,01	—	98,77
	3В-16	0-30	2,18	5	32,23	2,84	0,11	48,43	0,61	0,06	15,41	0,03	0,01	—	99,73
	3В-45	26-27	4,18	7	28,11	4,99	0,23	55,58	0,39	0,04	10,56	0,01	0,01	—	99,81
Биотиты															
1	3В-55	0-80	1,3	6	13,95	0,77	9,12	37,08	10,80	16,78	—	0,19	4,91	0,02	93,62
	3В-59		2,7	6	14,40	0,92	9,56	37,11	10,70	17,69	—	0,19	4,35	—	94,92
	3В-59		2,8	6	13,94	0,85	9,58	37,66	11,21	17,16	0,06	0,26	4,54	—	95,28
2	3В-16	0-30	2,17	6	14,05	0,96	8,66	37,86	11,68	17,93	—	0,26	3,41	—	94,82
	3В-45	26-27	4,16	7	13,66	0,70	9,11	35,32	14,58	14,42	—	0,32	3,85	—	91,97
	3В-45	26-27	4,17	7	14,37	0,58	9,23	36,19	15,61	14,93	—	0,32	3,73	—	94,97
Вулканические стекла															
1	3В-55	0-80	1,9	1	16,08	1,23	4,38	60,16	6,98	1,67	4,24	0,21	0,85	—	95,81
	3В-55	0-80	1,9	1	16,39	2,15	4,21	60,85	7,15	1,65	3,80	0,21	0,99	—	97,41
	3В-55	0-80	4,21	1	17,06	4,09	4,48	59,83	5,92	1,43	2,71	0,27	0,76	—	96,55
	3В-55	0-80	4,27	1	17,64	4,05	4,54	59,41	5,40	1,58	2,95	0,20	0,81	—	96,58
			4,28	1	17,07	3,92	4,06	60,59	6,58	1,59	2,90	0,25	0,40	—	97,38
	3В-55	0-80	4,21	1	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	5,93	1,33	2,65	Н.о.	Н.о.	Н.о.	—
	3В-55	0-80	4,21	1	"	"	"	"	6,14	1,40	2,79	"	"	"	—
	3В-55	0-80	1,8	2	14,30	1,26	1,10	62,31	8,06	1,90	5,40	0,19	1,19	—	95,71
	3В-55	0-80	1,6	3	14,94	1,04	1,22	62,24	11,90	5,84	2,38	0,28	0,29	—	100,14
	3В-55	0-80	4,29	4	14,41	1,65	1,18	66,05	6,02	1,25	3,98	0,18	0,62	—	95,35
2	3В-46	33-35	3,18	6	13,41	0,56	2,09	70,63	2,92	0,66	2,22	0,09	0,45	—	93,02
1	3В-55	0-80	1,3	6	15,82	1,03	4,13	64,36	3,05	0,59	1,64	0,11	0,48	—	91,20
2	3В-45	26-27	4,15	7	14,63	2,17	3,91	72,68	0,58	0,25	1,17	0,17	0,25	—	95,82
Вулканические стекла															
	3В-45	26-27	4,18	7	14,59	1,31	3,66	72,41	1,01	0,21	1,65	0,08	0,10	—	95,03

Таблица 23 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Магнетиты															
1	3В-55	0-80	1,9	1	3,80	Н.о.	Н.о.	Н.о.	74,40	2,84	Н.о.	0,60	11,96	0,08	93,86
	3В-55	0-80	4,21	1	2,75	"	"	"	75,18	2,78	"	1,13	12,56	-	94,40
	3В-55	0-80	4,21	1	2,74	"	"	"	76,63	2,80	"	1,20	12,60	-	95,97
	3В-55	0-80	4,21	1	2,76	"	"	"	76,39	2,70	"	1,25	12,48	-	95,58
3	3В-33	50-90	3,6	1	4,16	"	"	"	79,69	3,03	"	0,59	8,36	-	95,83
1	3В-55	0-80	1,8	2	3,23	"	"	"	76,44	2,45	"	0,42	12,31	-	94,85
	3В-55	0-80	1,11	3	2,35	"	"	"	72,90	1,59	"	0,79	18,51	0,05	96,19
	3В-59		2,9	3	2,95	"	"	"	73,75	2,01	"	0,42	14,00	0,03	92,35
	3В-59		2,13	3	2,22	"	"	"	72,08	1,51	"	0,61	17,60	Н.о.	94,02
3	3В-33	50-90	3,8	3	1,92	"	"	"	75,54	1,16	"	0,99	16,22	"	95,83
1	3В-55	0-80	1,14	4	1,81	"	"	"	80,45	1,12	"	0,85	7,85	0,03	92,11
	3В-55	0-80	1,14	4	1,93	"	"	"	82,82	1,10	"	0,88	7,77	0,01	94,51
	3В-55	0-80	1,14	4	1,86	"	"	"	82,82	1,14	"	0,87	7,87	-	94,56
	3В-59	0-80	2,5	4	1,99	"	"	"	84,52	1,03	"	1,10	4,98	0,02	93,16
2	3В-41	0-45	2,28	6	2,62	"	"	"	73,28	2,32	"	1,14	14,07	-	93,43
Ильмениты															
2	3В-33	50-90	3,8	3	0,20	"	"	"	49,69	2,24	"	1,2	47,62	-	100,95
2	3В-41	0-45	2,30	3	0,26	"	"	"	49,79	2,57	"	1,16	44,17	-	97,45
	3В-46	33-35	3,18	6	0,36	"	"	"	56,16	0,31	"	0,75	38,50	-	98,88

Примечание. Номера ассоциаций см. в табл. 20.

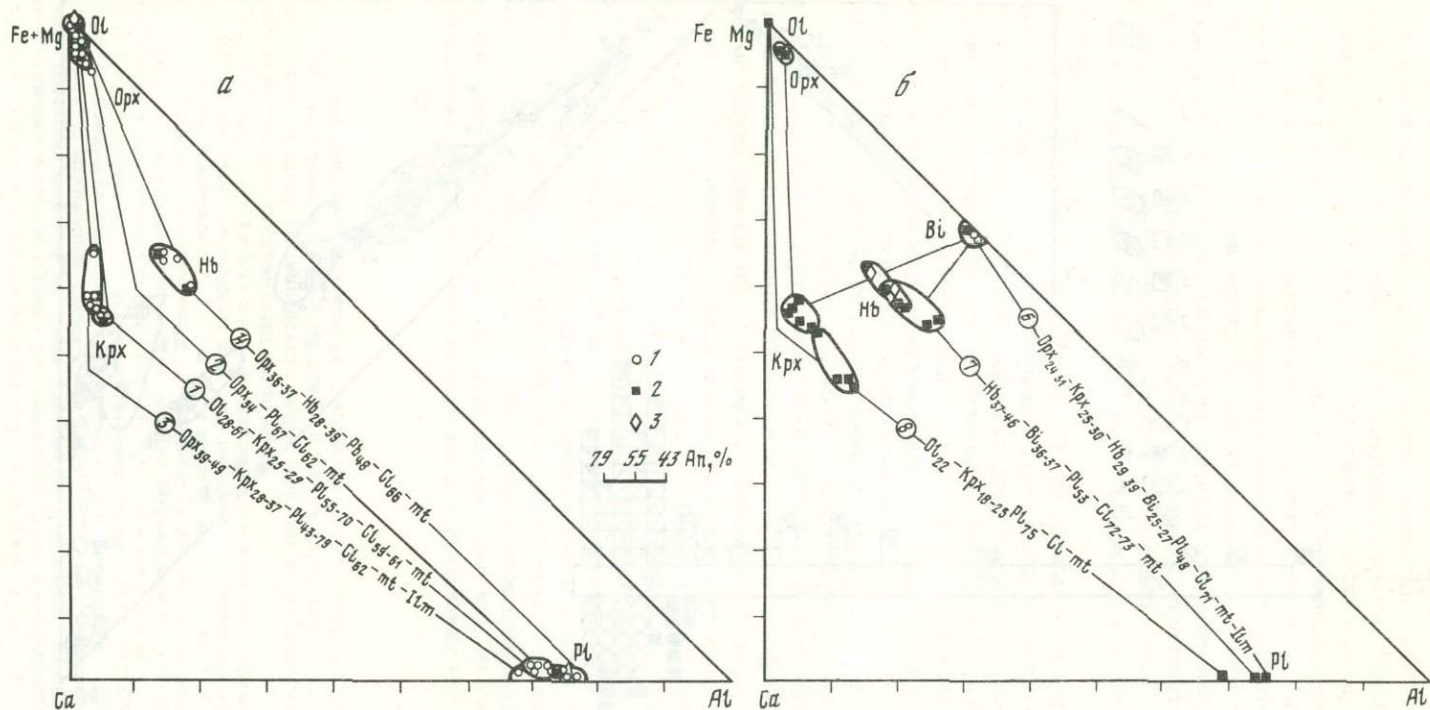
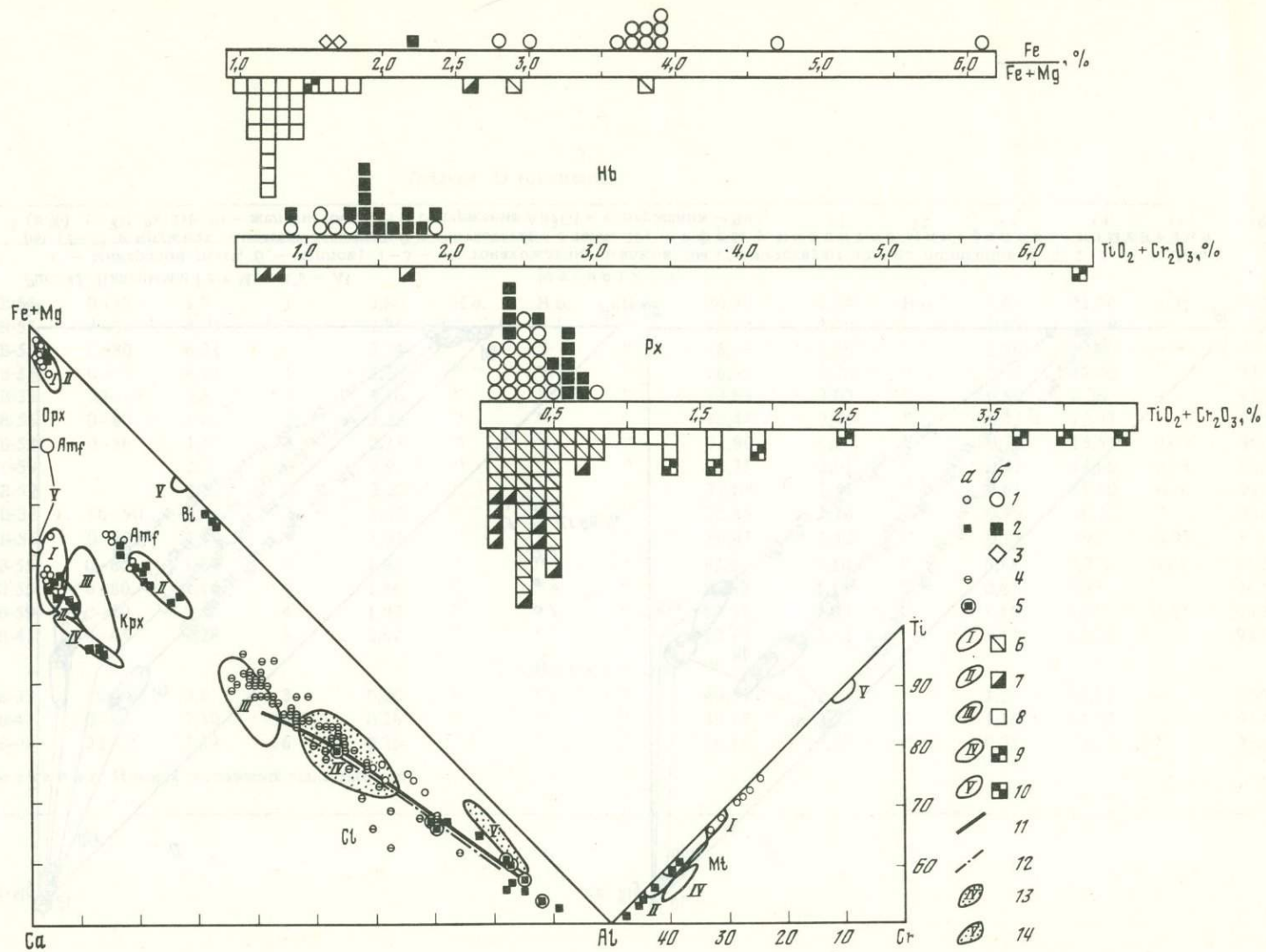


Рис. 41. Диаграммы Fe + Mg – Ca – Al

a – минералов пемз, *б* – пещлов; 1–3 – местонахождение осадков, им соответствуют номера полигонов: 1–1, 2–2, 3–3. Цифры (1–8) в кружках – номера ассоциаций в соответствии с табл. 20; цифры у индексов минералов – изменения (в %) у: Ol, Pх, Hb, Bi – железистости, Pl – содержание Al, Gl – содержания – SiO₂



На рис. 42 сопоставлены химические составы обломочных минералов верхнеплиоцен-четвертичных осадков Филиппинского моря и эффузивов вероятных питающих провинций. На верхней гистограмме рисунка, где по железистости сопоставляются оливины (вверху из осадков, внизу из эффузивов), видно, что: 1) обломочные оливины, происходящие из пемз (усл. обозн. *1* — кружки), наиболее близки оливинам вулканитов Марианской дуги (усл. обозн. *б* — перечеркнутые квадраты); 2) оливин из пепловой ассоциации 5 (см. табл. 20; см. рис. 41), обозначенный черными квадратами, сходен как с оливином из островодужного базальта Северного Тайваня (полузачерненный квадрат), так и с наиболее железистыми оливинами толеитовых и щелочных базальтов из внутренних районов моря; 3) бледно-зеленые оливины осадков полигона 1 (см. табл. 23) соответствуют оливинам из толеитов фундамента котловин. На гистограмму не нанесены оливины из ксенолитов островодужных вулканитов, которые имеют такую же железистость, как оливины толеитов фундамента [162], поэтому принадлежность бледноокрашенных оливинов, изредка встречающихся в осадках полигона 1, не выяснена.

На двух нижних гистограммах рис. 42, где показаны суммарные содержания окислов хрома и титана в роговых обманках и пироксенах, иллюстрируется сходство этих минералов из осадков и фенокристаллов островодужных эффузивов.

Клинопироксены пепловой ассоциации 5, оливины которой, судя по железистости (см. верхнюю гистограмму), могут принадлежать как базальтам внутренних частей моря, так и островодужным вулканитам по содержаниям титана и хрома, как и все пепловые пироксены, типично островодужные.

На диаграммах рис. 42 по соотношению алюминия, кальция и суммы железа и магния сопоставляются пироксены, амфиболы, слюды и вулканические стекла (левая диаграмма), а по соотношению алюминия, титана и хрома — магнетиты (правая диаграмма) из осадков (одиночные знаки) и из эффузивов вероятных источников (поля). Помимо наших данных об обломочных минералах осадков, на левой диаграмме приведены опубликованные данные о вулканических стеклах из верхнеплиоцен-четвертичных пепловых слоев котловины Сикоку [165] и турбидитов Марианской котловины [183]. С целью выяснения источников обломочных стекол они сравниваются на левой диаграмме не только с вулканическими стеклами вероятных исходных пород, данные о которых малочисленны, но и с валовыми составами этих пород, которые показаны в виде трендов для островодужных вулканитов и в виде полей точечного крапа — для щелочных вулканитов внутренних поднятий моря. На диаграммах видно, что большинство минералов осадков сходно с островодужными вулканическими, хотя здесь картина менее четкая, чем на гистограммах, так как на гистограммах исследуются параметры, специально нами выбранные для различения материала вероятных питаю-

Рис. 42. Сравнительные треугольные диаграммы $Al-(Fe+Mg)-Ca$, $Al-Ti-Cr$ для Орх, Крх, Амф, Вп, Гл, Мт; гистограммы $Fe/Fe+Mg$ для Ол и $TiO_2+Cr_2O_3$ для Нб и Рх из верхнеплиоцен-плиоцен-четвертичных осадков Филиппинского моря (верхние части гистограмм) и их вероятных вулканических источников (нижние части гистограмм)

Условные обозначения: *а* — для диаграмм (каждому кружку или квадрату соответствует 1 анализ минерала из осадка), *б* — для гистограмм (каждому кружку или квадрату соответствует 1 анализ минерала). 1–5 — минералы осадков: 1–3 — изученных в 3-м рейсе НИС "Акад. Виноградов": 1 — пемзовые; 2 — пепловые; 3 — бледно-зеленые оливины полигона 1 (O_1 , табл. 19); 4 — вулканические стекла осадков Марианской котловины [183]; 5 — вулканические стекла пеплов котловины Сикоку [165]; 6–10 — минералы вулканических источников: 6 — базальтов и андезитов Марианской дуги [151, 162, 178], 7 — базальтов, андезитов и дацитов Северного Тайваня [153], 8 — базальтов фундамента котловин Филиппинской, Паресе-Вела, Сикоку и Марианской (данные 3-го рейса НИС "Акад. Виноградов", [157, 164, 199]), 9 — щелочных базальтов поднятий котловин (данные 3-го рейса НИС "Акад. Виноградов" [157]), 10 — трахитов поднятий котловин (данные 3-го рейса НИС "Акад. Виноградов"); 11, 12 — тренды средних составов островодужных вулканитов [144]; 11 — Идзу-Марианской дуги, 12 — зоны Унзен-Куджу о-ва Кюсю; 13, 14 — щелочные вулканиты полигона 2 (данные 3-го рейса НИС "Акад. Виноградов"): 13 — базальты, 14 — трахиты

щих провинций, а на диаграммах показаны соотношения основных минералообразующих элементов.

На левой диаграмме рис. 42 видно соотношение главных петрохимических особенностей компонентов пемз и пеплов из осадков и особенностей вулканитов западных и восточных дуг. Резкой разницы между ними нет, но пеплы и вулканические продукты западных дуг по сравнению с пемзами и вулканическим материалом восточных дуг заметно обогащены одним из основных силикатических компонентов — алюминием и обеднены главными феррическими компонентами — железом и магнием.

Таким образом, петрохимические особенности обломочных компонентов шлихов подтверждают преобладающее питание верхнеплиоцен-четвертичных осадков Филиппинского моря пеплами, поступающими в основном с островных дуг на континентальном основании и пемзами, поступающими главным образом с островных дуг на океаническом основании.

Дальняя транспортировка пемз с востока хорошо согласуется с направлением северного пассатного течения, действующего в центральной и южной частях моря (см. рис. 39). Что касается неплавучих пепловых частиц, то их распространение, в отличие от пемз зависит главным образом от мощности вулканических взрывов и, по-видимому, отражает степень эксплозивности вулканизма. Следовательно, эксплозивность вулканизма островных дуг на континентальном основании намного выше, чем у дуг на океаническом основании. Это предположение подтверждается распространением пеплов, которое мы попытались проследить в Филиппинском море по описаниям многочисленных колонок верхнеплиоцен-четвертичных осадков [26, 73, 170—174]. В центральной части моря они локализованы только вдоль западных дуг — Японской, Рюкю, Лусон и Филиппинской, в полосе шириной от 500 до 1000 км. Шлейф пепловых слоев восточных дуг имеет ширину 100—200 км, не распространяясь дальше их островного склона. В котловине Сикоку, граничащей и с теми и с другими дугами, происхождение плиоцен-четвертичных пепловых слоев благодаря вулканизму на северо-западе показано работами японских геологов [165] и подтверждается петрохимическим сходством из стекол со стеклами пеплов, изученных нами (см. рис. 42). Большая эксплозивность вулканизма дуг на континентальном основании подтверждается и более высокой водонасыщенностью их магм, на что указывает широкое распространение в вулканиках водных алюмосиликатов — амфиболов и слюд, отсутствующих в большинстве продуктов островодужного вулканизма на океаническом основании.

Вулканические продукты западных дуг (пеплы) отличаются от продуктов восточных дуг (основная часть пемз) большими содержаниями силикатических компонентов Si, Na, Al и K (см. табл. 23; рис. 42). Поскольку фенокристаллы изученной нами пирокластики близки фенокристаллам всех вулканических пород в источниках, можно сделать вывод, что так же в целом отличаются островодужные магмы этих различных по составу коры регионов.

При сопоставлении данных, полученных в 3-м рейсе НИС "Акад. А. Виноградов" и имевшихся ранее, вырисовывается следующая схема питания Филиппинского моря обломочным материалом для позднеплиоцен-четвертичного времени.

В районах островных дуг, на их шельфах, склонах, в примыкающих глубоководных желобах и у подножий островных склонов, где желобов нет, обломочная фракция осадков в основном состоит из терригенного, вулканогенного и эдафогенного материала самих островных дуг [26].

Типовые обстановки осадконакопления в глубоководных котловинах моря позволяют заключить, что обломочный материал поступает туда из своих основных источников: островных дуг на континентальном основании и фундамента котловин. Доля фундамента в тех котловинах, где он сформировался, ничтожна даже когда кристаллические породы не перекрыты полностью осадками. Она заметна только в котловине Паресе-Вела, самой молодой из изученных, на участке, где сохранился контрастный рельеф магматического фундамента. Здесь продукты зеленосланцевого изменения основных и ультраосновных магматических пород — хлорит, пренит, актинолит, серпен-

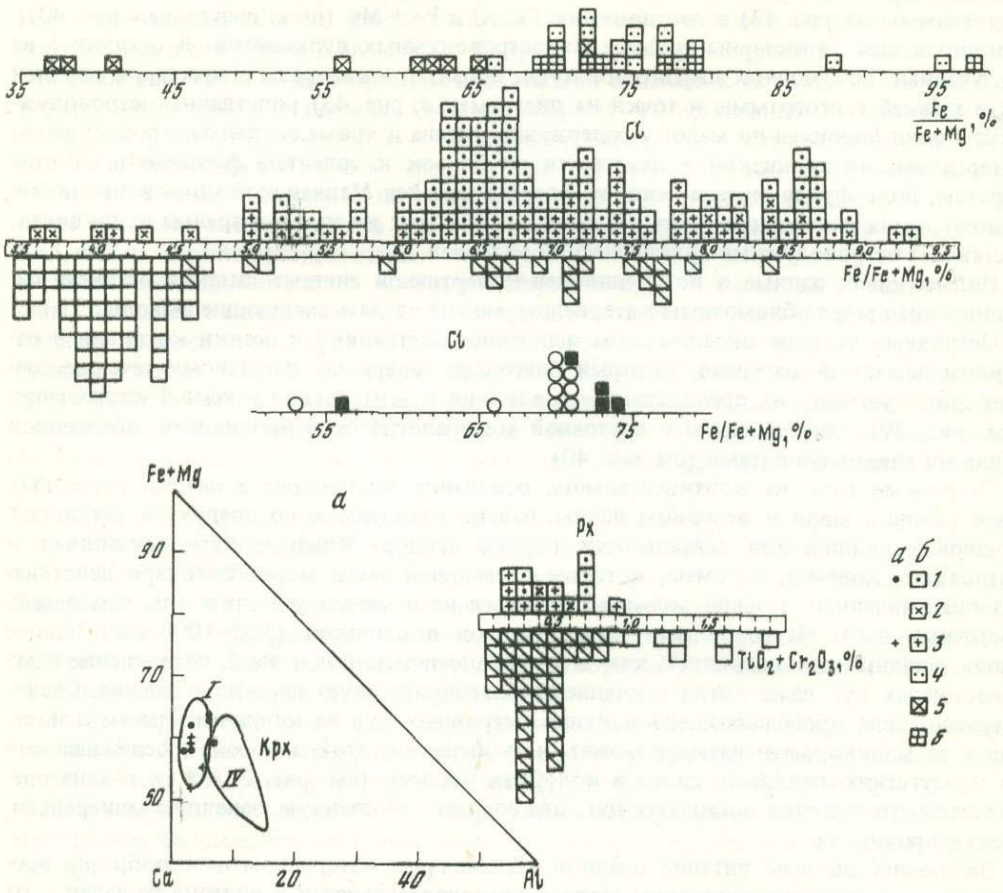


Рис. 43. Диаграмма Al-Fe + Mg-Ca гистограммы $Fe/Fe + Mg$ и $TiO_2 + Cr_2O_3$ для вулканических стекол и минералов из осадков котловин Марианской и Сикоку (верхние части гистограмм) и их вероятных вулканических источников (нижние части)

1-3 - осадки Марианской котловины [183]: 1 - верхнеплиоцен-четвертичные, 2 - ниже-верхнеплиоценовые, нерасчлененные, 3 - нижеплиоценовые; 4-6 - пеплы котловины Сикоку [165]: 4 - плиоцен-четвертичные, 5 - средне-верхнемиоценовые, нерасчлененные, 6 - ниже-среднемиоценовые, нерасчлененные; остальные условные обозначения см. на рис. 42

тин и тальк, подобные обнаруженным в материале драгирования на полигоне 1, составляют до 26% шлифов, выделенных из осадков (см. табл. 19).

Большее значение обломочного вещества фундамента можно предположить в отложениях Марианской котловины, где рифтогенез еще продолжается [168]. О питании этих осадков можно судить по петрохимическим особенностям извлеченных из них обломков вулканических стекол и пироксенов [183]. Вулканические стекла островной дуги и базальтов фундамента котловины - двух наиболее вероятных источников обломочного вещества осадков Марианской котловины различаются по железистости, которая в первых не ниже 46%, а во вторых не выше 51% (на рис. 43 нижняя часть второй сверху гистограммы). У стекол из верхнеплиоцен-четвертичных осадков котловины железистость (усл. обозн. 1 - квадраты с точками в верхней части второй сверху гистограммы, рис. 43) не опускается ниже 50% (только в 2 из 90 проанализированных

стекло она составляет 50 и 51%), следовательно, почти все они — продукты островодужного вулканизма.

Клинопироксены различаются по содержанию $TiO_2 + Cr_2O_3$ (нижняя часть нижней гистограммы на рис. 43) и соотношению Ca, Al и Fe + Mg (поля диаграммы рис. 43); ортопироксены характерны только для островодужных вулканитов. В осадках 5 из 6 изученных обломочных пироксенов (усл. обозн. 1 — квадраты с точками в верхней части нижней гистограммы и точки на диаграмме α , рис. 43) родственны островодужным, а один пироксен по малому содержанию титана и хрома сходен с островодужным материалом, но по низкой железистости он близок к толеитам фундамента. Таким образом, доля фундамента в осадках формирующейся Марианской котловины, по-видимому, мала и основную часть обломков в них, так же как и в зрелых котловинах, составляет островодужный вулканический материал.

Подытоживая данные о позднеплиоцен-четвертичной системе питания осадков Филиппинского моря обломочным материалом, можно сделать следующие выводы.

Островные дуги на океаническом основании поставляют в осадки котловин в основном пемзовый материал, который благодаря северному пассатному течению создает широкую зону их преобладающего влияния в центральной и южной частях моря (см. рис. 39), совпадающую с восточной минералогической провинцией, обедненной водными алюмосиликатами (см. рис. 40).

Островные дуги на континентальном основании поставляют в осадки изученных нами районов моря в основном пеплы, далеко разнородные по воздуху в результате мощной вулканической деятельности (кроме пеплов, западные дуги поставляют в котловины, конечно, и пемзы, которые в северной части моря благодаря действию разнонаправленных течений должны отлагаться не в меньшем количестве, чем пемзы восточных дуг). Массовое поступление пеплов в широкой (500—1000 км) полосе вдоль западных дуг подавляет, как это установлено на полигоне 2, поступление пемз с восточных дуг даже когда последнему благоприятствует пассатное течение. Следовательно, зона преобладающего влияния островных дуг на континентальном основании в ее минимальном размере может быть выражена этой полосой, прослеживаемой по присутствию пепловых слоев в колонках осадков (см. рис. 39). Как и зона преобладающего влияния восточных дуг, она создает собственную, западную минералогическую провинцию.

Эволюцию системы питания осадков обломочным материалом целесообразно проследить, рассматривая структуры моря в последовательности с востока на запад — от формирующихся к консолидированным. Для этой цели мы в большем объеме, чем собственные, использовали данные глубоководного бурения [170—174].

В самой восточной Марианской котловине об истории седиментации можно судить по петрохимическим особенностям вулканических стекол и пироксенов, извлеченных из разновозрастных осадков ст. *DSDP* 453 и 454 (см. рис. 38). Используя ту же, что и выше, методику различения материала фундамента котловин и островных дуг, мы определили, что из 66 частиц, выделенных из плиоценовых турбидитов и исследованных на микрозонде [183], к доле фундамента могут быть отнесены 8 вулканических стекол с железистостью 50% и ниже и 1 клинопироксен с $TiO_2 + Cr_2O_3$ более 0,8% (см. усл. обозн. 3 — положение кубиков с крестами — на второй сверху и нижней гистограммах и усл. обозн. 3 — крестов на диаграмме рис. 43). Это заметно больше, чем в четвертичных осадках (см. усл. обозн. 1 — положение кубиков с точками и точек на тех же графиках). Следовательно, доля материала фундамента в осадках снизу вверх по разрезу уменьшается. Это согласуется с гипотезой рифтогенного образования котловины: каждая точка рифта сначала находится на его оси, в зоне активно формирующегося магматического фундамента, а затем перемещается в области более пассивного магматизма и тектоники, что должно отражаться уменьшением в этом направлении доли материала фундамента в осадках.

В котловине Сикоку изучены вулканические стекла из миоцен-четвертичных пепловых слоев ст. *DSDP* 442, 443 и 444 [165]. Большинство исследованных частиц (28 из 160

31) островодужные (верхняя гистограмма рис. 43). Только в средне-верхнемиоценовой тефре ст. 444 обнаружены стекла из фундамента котловины с железистостью от 37 до 41%. Отличаясь от островодужных по всем главным петрохимическим характеристикам, они отличаются и от обычных стекол из толеитов фундамента повышенными содержаниями щелочей: Na в них 2,81–3,41%, а K – 1,25–1,59% при SiO_2 – 46,81–47,79%. Это свидетельствует о своеобразном вулканизме, близком к типу, проявляющемуся на внутриокеанических поднятиях. Судя по возрасту, он происходил на конечном этапе развития котловины как рифта – толеитовый магматизм в котловинах Сикоку и Паресе-Вела закончился в раннем–среднем миоцене [168]. Все ниже-среднемиоценовые пещы котловины Сикоку [165] родственны островодужным. Вероятно, эксплозивность вулканизма котловины в основной период активности рифта была гораздо меньше, чем на заключительном этапе.

Эволюция седиментации в котловине Паресе-Вела восстанавливается только по нашим данным, касающимся ее послерифтового позднеплиоцен-четвертичного этапа. Судя по уменьшению содержаний метаморфических минералов в шлихах вверх по колонкам осадков (см. данные по ст. 3В-5, 3В-56 и 3В-57 в табл. 19 и рис. 44), доля материала фундамента в осадках со временем снижается. Это можно объяснить "старением" котловины, выражающимся относительно быстрым захоронением магматического фундамента осадками в условиях магматической и тектонической пассивности структуры.

Суммируя сведения по котловинам восточной части Филиппинского моря Паресе-Вела, Сикоку и Марианской, развивавшихся в разное время, но, по-видимому, однотипно [168, 175, 176], можно сделать следующие выводы об эволюции седиментации Филиппинского моря и других задуговых рифтогенных впадин.

1. На всех этапах развития в их осадки поступает преимущественно вулканический материал прилегающих островных дуг, отражая гораздо более высокую эксплозивность вулканизма на дугах сравнительно с вулканизмом во впадинах.

2. Доля продуктов подводного размыва легко разрушающихся метаморфизованных основных и ультраосновных пород магматического фундамента впадин вверх по разрезу снижается. Во время формирования магматического фундамента это связано с удалением каждой точки впадины от оси рифта по мере ее разрастания, а позднее – с захоронением фундамента осадками, вещество которых поступает в основном с островных дуг.

3. Судя по появлению в котловине Сикоку средне-верхнемиоценовых субщелочных пирокластических слоев, на конечном этапе расширения рифта его магматизм становится более щелочным и эксплозивным.

В западной части моря (северо-западный регион и Филиппинская котловина) историю осадконакопления можно проследить, начиная от раннего эоцена. Эоценовые осадочные породы с достаточной для нас полнотой изучены только в северо-западном регионе во впадине Дайто (ст. 445). Они содержат в основном вулканическое вещество типа развитого на внутриокеанических поднятиях, изученного петрографически и петрохимически [179, 181, 195] в гальках конгломератов ст. 445 и распознаваемого по данным минералогического анализа тяжелой фракции песчаников обеих станций [185]. Этот вулканический материал представлен обломками толеитовых и щелочных базальтов, клинопироксенами с повышенными содержаниями Ti (1,1–2,8%), Fe (Ti-Fe-авгитом) и Na (эгирин-авгитом) и красно-коричневой роговой обманкой (керсутитом). В меньшем количестве в осадках встречаются продукты разрушения нижних горизонтов фундамента региона: гальки ультраосновных пород, габброидов, метаморфических сланцев, образованных за счет фемических магматических пород и осадков [195], и рифогенных известняков позднемелового и палеогенового возраста, а также обломочные зерна хромистой шпинели, магнетита, диоксида, метаморфических амфиболов, эпидота–цоизита и хлоритов. Кроме того, в тяжелой фракции песчаников изредка встречается гиперстен, свидетельствующий о слабом влиянии островодужного вулканизма, и ряд еще более редких минералов. Сиалический материал не обнаружен. Это

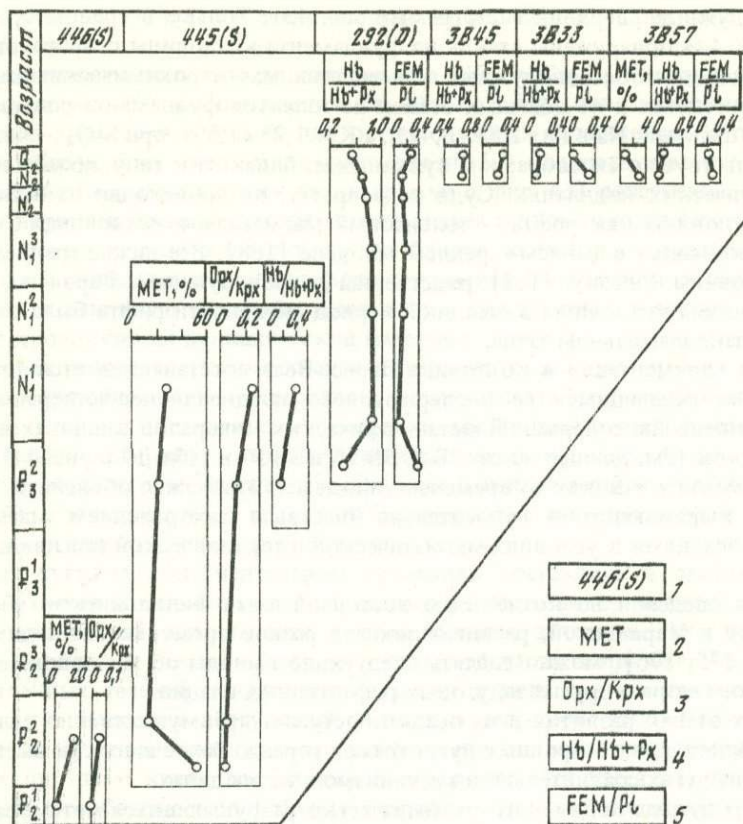


Рис. 44. Изменение минерального состава осадков Филиппинского моря с возрастом (средние значения)

1 — номер станции в соответствии с рис. 38. Буквы в скобках — источник информации: S — тяжелая фракция песчаников по И. Сато [185], D — фракция более 0,043 мм по Т.В. Донелли [163], отсутствие буквы — собственные данные по шлихам; 2 — сумма содержаний бледно- и сине-зеленых амфиболов, эпидота, циюзита, хлорита, серпентина и талька; 3–5 — соотношение минералов (FEM — сумма содержаний оливина, пироксена роговой обманки, биотита и рудных минералов); MET — см. Примечание к таб. 19

свидетельствует, что в раннетретичное время северо-западный регион был частью океанической плиты, от которой он унаследовал вулканизм, типичный для внутриокеанических поднятий. В состав океанической плиты входила, по-видимому, и западная часть Филиппинской котловины, где широко распространены поднятия типа Дайто, Оки-Дайто—Бенхам и более мелкие.

Об эволюции взаимоотношения трех основных источников обломочного материала осадков северо-западного региона: толеитовых и щелочных вулканитов поднятий, метаморфизованных магматических пород нижних горизонтов коры и островодужных вулканитов можно судить по изменениям соотношений минералов-индикаторов этих типов магматизма в тяжелой фракции песчаников [185].

Об эволюции соотношения вулканического материала островных дуг и внутривулканитовых поднятий можно судить по изменению отношения содержаний орто- и клинопироксенов (Орх/Крх). В островодужном материале отношение Орх/Крх, по-видимому, малоизменчиво и в осадках оно зависит главным образом от поступления клинопироксенов из вулканитов внутривулканитовых поднятий (пироксены метаморфизованных габброидов и гипербазитов в большинстве случаев замещены).

Долю магматических пород нижних горизонтов коры можно определить по сум-

марному содержанию метаморфических минералов — бледно- и сине-зеленых амфиболов, эпидота—цоизита и хлоритов, которые выбраны в качестве индикаторов благодаря их легкой диагностике.

Изменение обоих показателей на ст. 445 и 446 приведено на рис. 44. Отношение Orx/Krx , равное нулю в нижнеэоценовых слоях, устойчиво повышается вверх по колонкам, а сумма метаморфических минералов имеет два максимума — наибольший в низах среднего эоцена и меньший в нижнем миоцене и два минимума — в нижнем эоцене и в интервале от верхов среднего эоцена до олигоцена. В раннем эоцене этот район, по-видимому, находился на значительном расстоянии от вулканически активных островных дуг и был ареной характерного для внутриокеанических поднятий вулканизма, обломочный материал которого подавлял материал, поступающий вследствие разрыва нижних горизонтов океанической коры региона. Это свидетельствует, что субстрат Филиппинского моря океанический. В среднем эоцене появился островодужный источник и это, очевидно, время становления моря как геологической системы, отделенной от океана. В дальнейшем роль островных дуг как источников питания осадков северо-западного региона все время повышалась. Значение же внутрибассейнового вулканизма в начале среднего эоцена, судя по увеличению в осадках доли метаморфического вещества нижних горизонтов коры, падает, а затем, вплоть до нижнего миоцена, вновь возрастает, что обусловлено, вероятно, прекращением вулканизма и последующей его вспышкой. После олигоцена этот вулканизм, по-видимому, окончательно прекратился [189].

Активизация вулканизма северо-западного региона моря в конце среднего эоцена—олигоцена синхронна островодужному вулканизму на поднятии Кюсю-Палау [187]. Это наталкивает на предположение о ее связи с задуговыми рифтогенными процессами в Филиппинской котловине. Увеличение отношения $Nb/Px + Nb$ от олигоцена к нижнему миоцену (см. рис. 44), вероятно, отражает повышение доли падающего материала западных дуг в суммарном островодужном материале, падающем в осадки, что могло быть результатом отмирания вулканизма на поднятии Кюсю-Палау.

О позднеолигоцен-четвертичной истории осадконакопления в западной части моря можно судить по результатам изучения фракции более 0,043 мм осадков скв. 292, на поднятии Бенхам [163] и нашим данным по полигону 2. После позднеолигоцен-раннемиоценового повышения отношения $Np/Px + Nb$ (см. рис. 44), такого же, как по колонке скв. 445, здесь в осадках, видимо, наступило господство пирокластики островных дуг на континентальном основании (в нижнемиоцен-четвертичных осадках $Nb/Px + Nb$ не ниже 0,5), что может быть использовано для исследования эволюции этого вулканизма. Вверх по колонке осадков от среднего миоцена до четвертичного времени увеличивается меланократовость (см. рис. 44) она показана соотношением меланократовых минералов: пироксенов, оливинов, амфиболов и биотита — FEM к основному лейкократовому компоненту: плагиоклазу — Pl) и одновременно снижается $Nb/Nb + Px$. Последнее, возможно, связано с уменьшением эксплозивности вулканизма. Увеличение меланократовости подтверждается и нашими данными по шлихам ст. 3В-45, изученной детальнее других на полигоне 2. Отметим, что в западной части Филиппинской котловины и в котловине Паресе-Вела, где позднеплиоцен-четвертичное осадконакопление находилось под преобладающим влиянием восточных дуг, в которых вулканические породы в целом со временем становятся более сиалическими [187], меланократовость осадков уменьшается вверх по колонкам (см. рис. 44 данные по колонкам 3В-33 и 3В-57). Понимая всю сложность затронутого вопроса, мы решаемся предположить, что фемичность вулканизма островных дуг на континентальном основании в противоположность островодужному вулканизму на океаническом основании со временем увеличивается.

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВЕЩЕСТВА ОСАДКОВ В ЦЕЛОМ
(ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)**

В предыдущих разделах главы по результатам минералогического изучения рассмотрено происхождение дисперсной и обломочной фракций — двух главных составляющих осадки Филиппинского моря, определены их главные источники и взаимоотношения между ними в ходе седиментации. Ниже рассматриваются влияния этих взаимоотношений на вещество осадков в целом.

В табл. 24 приведены средние химические составы различных типов верхнеплиоцен-четвертичных осадков Филиппинского моря по результатам 3-го рейса НИС "Академик А. Виноградов", а также котловины Сикоку [192] и юга Филиппинской котловины [194]. Их сопоставление позволяет сделать следующие выводы.

1. Тефроидные осадки, изученные только на полигонах 1 и 2, отличаются от ассоциирующихся с ними глинистых осадков большими содержаниями фемических микроэлементов: Ni, Co, Cr, V и Cu. По-видимому, это следствие большей обогащенности тефроидных отложений островодужной пирокластикой и продуктами разрушения фундамента котловин — более фемическими, чем дисперсные частицы, обогащающие глинистые осадки; эти частицы образованы в основном за счет континентального основания западных дуг.

Таблица 24
Средние химические составы осадков Филиппинского моря (% массы)
и содержания в них малых элементов (г/т)

Компо- ненты	1-Эд (4/7)	1-Г (3/4)	2-Г (4/19)	2-П* (1/9)	1-Г* (6/26)	2-Г* (2/24)	3-Г* (2/5)	I* (116)	II* (15)
SiO ₂	52,44	55,59	58,81	59,54	54,50	58,78	55,88	65,00	54,78
TiO ₂	0,77	0,82	0,67	1,03	1,03	0,93	0,98	0,75	1,05
Al ₂ O ₃	18,59	16,63	19,15	17,78	19,60	20,58	21,34	17,99	21,54
Fe ₂ O ₃	11,58	10,11	6,37	5,60	11,67	7,97	10,31	4,31	11,45
FeO	—	0,54	0,95	3,61	—	0,64	—	2,32	—
MnO	3,11	1,38	0,48	0,19	1,39	0,77	1,28	0,38	0,68
MgO	4,56	4,12	3,35	2,93	4,17	4,08	3,87	2,84	3,45
CaO	2,75	3,14	3,24	3,88	3,27	1,66	1,67	0,94	1,30
Na ₂ O	3,92	5,65	4,36	2,38	1,54	1,53	1,27	1,81	2,51
K ₂ O	2,85	2,74	2,75	2,24	2,15	2,58	2,64	3,52	2,93
P ₂ O ₅	—	—	—	0,33	0,39	0,22	0,31	0,15	0,37
Ni	212	100	52	36	43	32	143	—	—
Co	77	71	21	15	18	12	69	—	—
Cr	35	47	41	36	29	38	66	—	—
V	107	119	100	115	68	83	149	—	—
Cu	431	243	93	95	95	75	270	—	—
Pb	19	29	15	18	23	11	28	—	—
Zn	76	64	33	28	51	25	82	—	—
Ag	0,02	0,03	0,07	0,12	0,08	0,09	—	—	—
Sn	2	3	2	3	1	2	3	—	—
Mg	32	26	2	8	18	2	52	—	—

Примечание. Использованы данные химических и спектральных анализов; содержание воды и потери при прокаливании исключены. 1, 2, 3 — номера полигонов; I — плиоцен-четвертичные глинистые осадки котловины Сикоку в пересчете на бескарбонатный материал [192]; II — глинистые осадки района 14° 09' с.ш. — 130° 04' в.д. в пересчете на бескарбонатный материал [194]; о с а д к и: Г — глинистые, Т — тефроидные, П — пеплы, Эд — эдафогенные; в скобках — количество анализов: числитель — химические, знаменатель — спектральные; * — материал проб отмыт от солей морской воды.

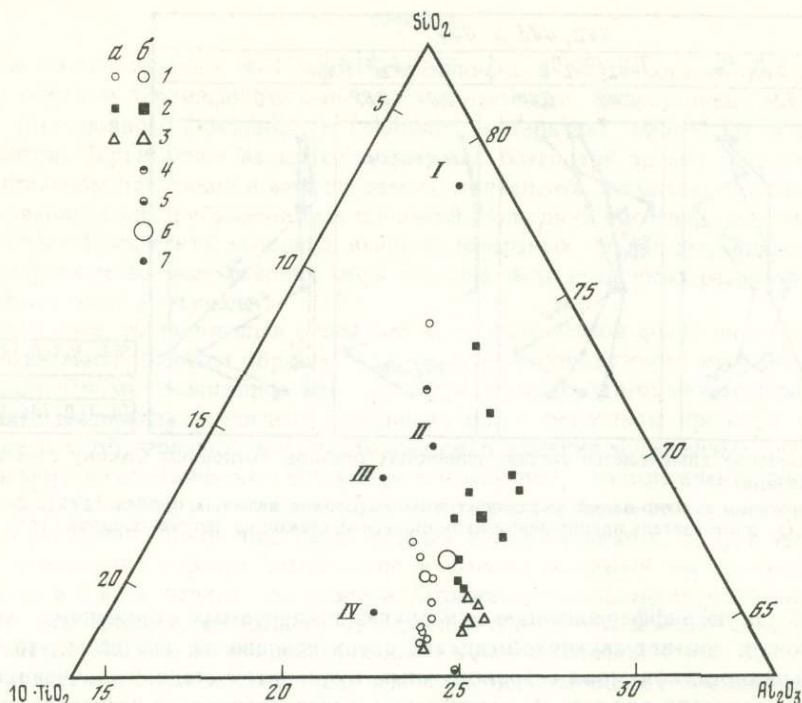


Рис. 45. Соотношение $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-}10\text{TiO}_2$ в глинистых и тефроидных осадках Филиппинского моря

a — отдельные пробы, *b* — средние значения; 1–6 — верхнеплиоцен-четвертичные осадки: 1 — полигона 1; 2 — полигона 2; 3 — полигона 3; 4 — котловины Сикоку [192]; 5 — юго-западной части Филиппинской котловины ($14^{\circ}09$ с.ш. и $130^{\circ}04$ в.д. [194]), 6 — Филиппинского моря в целом; 7 — магматические породы: I — гранитоиды Японских островов [191], II — четвертичные вулканиты Японских островов [191], III — четвертичные вулканиты Идзу-Маринанской островной дуги [192], IV — базальты фундамента котловин Филиппинской и Паресе-Вела [157, 199]

2. Если расположить изученные районы в порядке увеличения фемичности по содержаниям Ti, Fe, Mn, Ni, Co, Cr, V и Cu, они образуют следующий ряд: котловина Сикоку, западная часть Филиппинской котловины (полигон 2), юго-восточная часть Филиппинской котловины (полигон 3 и район $14^{\circ}09$ с.ш. — $130^{\circ}04$ в.д.), котловина Паресе-Вела (полигон 1). Наиболее сиалический состав осадков котловины Сикоку обусловлен, видимо, их положением в северной части моря, где концентрируются дисперсные продукты денудации континентального основания западных островных дуг и в меньшей степени самого континента. Кроме того, эта котловина входит в западную минералогическую провинцию, характеризующуюся наиболее сиалическим составом. Следующие районы следуют с запада на восток в направлении от более сиалических источников вещества к более фемическим.

Химическая близость осадков и их источников наглядно видна на рис. 45, где показано распределение наиболее инертных в осадочном процессе макрокомпонентов: SiO_2 , Al_2O_3 и TiO_2 . По их соотношению осадки Сикоку (усл.обозн. 4) ближе всех островодужным вулканитам и гранитам Японских островов (черные кружки II и I), представляющим на диаграмме специфические породы западных дуг. Близкое к ним положение занимают осадки западной части Филиппинской котловины (усл. обозн. 2), но они сильнее обогащены глиноземом и в меньшей степени двуокисью титана. Это отличие связано, по-видимому, с особенностями дифференциации вещества в осадочном процессе (анализируются крайние дифференциаты седиментации — пелагические глины, поэтому вполне естественно, что они обогащены наиболее стабильными компонентами).

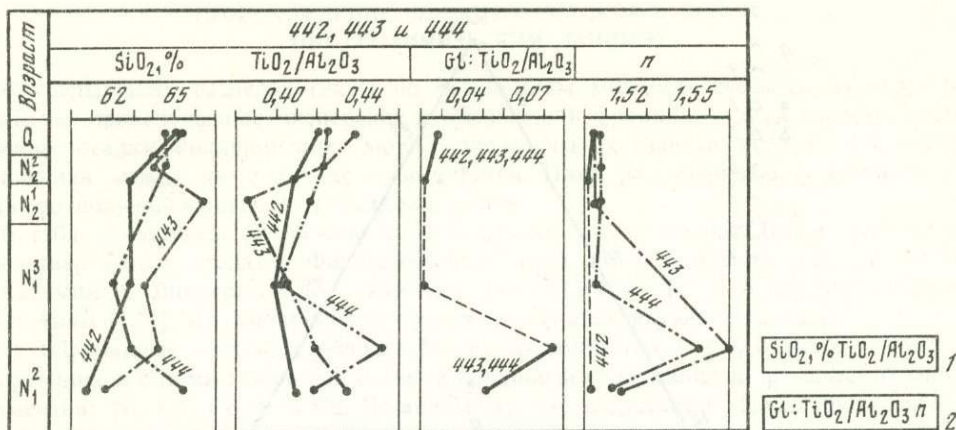


Рис. 46. Изменение химического состава глинистых осадков котловины Сикоку с их возрастом (средние значения)

1 — содержания и отношения указанных компонентов в валовых пробах [192]; 2 — отношения TiO₂/Al₂O₃ и показатель преломления вулканических стекол из пепловых слоев [165]

Если учесть такую дифференциацию для других исследуемых отложений — мысленно сместить точки, соответствующие осадкам, вверх и влево на диаграмме, то близость всех остальных осадков моря островодужным вулканитам становится очевидной. При этом, как и следовало ожидать по результатам минералогических исследований, ближе всех вулканитам Идзу-Марианской островной дуги (усл. обозн. 7 с III) и толеитам фундамента котловин (усл. обозн. 7 с IV) оказываются осадки котловины Паресе-Вела (усл. обозн. 1 и 6), а промежуточное положение между ними и осадками западной части моря занимают осадки восточной части Филиппинской котловины (усл. обозн. 3).

Таким образом, химические особенности осадков подтверждают нашу интерпретацию питания системы позднеплиоцен-четвертичной седиментации Филиппинского моря как дисперсным, так и более грубым обломочным материалом.

Об изменениях химического состава осадков с их возрастом мы располагаем достаточной информацией лишь по котловине Сикоку, где распределение макроэлементов в глинистых отложениях изучено от базальных среднемиоценовых слоев до современных [192]. На рис. 46 показаны содержания SiO₂ и отношения TiO₂/Al₂O₃ в валовых пробах осадков (два левых графика). Количество SiO₂, отражая наиболее общие черты эволюции, в общем увеличивается вверх по разрезу и указывает на растущую силичность отложений. Это согласуется с выявленным ранее уменьшением в этом же направлении значения фемического обломочного и дисперсного материала, поступающего из магматического фундамента котловин и восточных островных дуг. Отношение TiO₂/Al₂O₃, показывающее более тонкие особенности взаимоотношений источников вещества осадков, меняется по-разному (второй слева график). От среднего до верхнего миоцена оно в общем уменьшается (в осадках ст. 444 отношение увеличивается на границе среднего и верхнего миоцена), а затем увеличивается. Эти изменения прямо коррелируются с изменениями величины отношения TiO₂/Al₂O₃ в вулканических стеклах пирокластических слоев рассматриваемых колонок, еще раз свидетельствуя о ведущем значении вулканического вещества для седиментации моря. Вариации показателей преломления стекол — *n* — приведены на рис. 46 для обоснования изменений TiO₂/Al₂O₃ в интервале от верхнего миоцена до нижнего плиоцена, не охарактеризованном химически; анализируются усредненные нами данные японских геологов [165].

Следовательно, изменения химического состава осадков Филиппинского моря с возрастом подтверждают наши предыдущие выводы.

ВЫВОДЫ

Осадки глубоководных котловин Филиппинского моря состоят из дисперсного главным образом терригенного вещества, обломочного, эдафогенного и пирокластического (в основном пемзового и пеплового материала), биогенных и аутигенных компонентов. Терригенное вещество образуется благодаря эрозии островных дуг на континентальном основании и меньше самого континента, островных дуг на океаническом основании и внутрибассейновых поднятий. Роль двух последних источников, дающих наиболее фемический материал, выше на начальных этапах формирования котловин. В результате во всех районах моря верхние части осадочных разрезов состоят из более сиалического материала.

Пирокластика, составляющая основную часть обломочной фракции осадков, поступает в котловины главным образом в результате островодужного вулканизма. Благодаря значительному увеличению площади моря в позднеолигоцен-четвертичное время смешивание материала различных островных дуг в осадочном процессе затруднено. Это привело к образованию зон преобладающего влияния вулканизма дуг: в восточной части моря на океаническом основании, а в западной — на континентальном.

Дуги на океаническом основании дают в котловины более фемический в основном пемзовый материал, почти лишенный водных алюмосиликатов, а дуги на континентальном основании — более сиалическое и богатое водными минералами вещество в виде пемз и в виде пеплов. Эти различия отражают, по-видимому, особенности островодужного магматизма, зависящего от строения и вещества земной коры, на которой он развивается. Магмы, взаимодействующие с континентальной корой, более сиаличны, более обводнены и более эксплозивны, чем взаимодействующие с океанической корой.

Эволюция влияния вулканизма на седиментацию, также существенно различна в западном и восточном районе. Верхнеолигоцен-четвертичные осадки западной части моря со временем становятся более меланократовыми, а восточной — менее. Следовательно, можно заключить, что фемичность вулканизма дуг на континентальном основании возрастает, а вулканизма дуг на океаническом основании понижается. Последнее подтверждается исследованием вулканитов самих дуг [187]. Вероятно, островодужный процесс, воздействуя на континентальную земную кору разрушительно посредством ее интенсивной эрозии и эксплозивного магматизма (по составу более фемического, чем континентальная кора), уменьшает ее мощность и сиаличность, а воздействуя на океаническую кору созидательно благодаря вулканизму, приводит к ее наращиванию и некоторой сиализации (островодужные вулканиты сиаличнее океанической коры).

Эдафогенный обломочный материал образуется путем перемива ранее отложенного осадочного вещества и разрушения магматического фундамента, материал которого входит в осадки в гораздо меньшем количестве, чем терригенный и пирокластический. Его доля, максимальная в базальных слоях разрезов котловин, быстро убывает вверх по мере перекрытия кристаллических пород осадками.

В палеогене на осадконакопление моря значительно влиял вулканизм и надводная эрозия таких поднятий, как Дайто, Оки-Дайто и Бенхам. Особенно сильно это проявилось в раннем и среднем эоцене, когда вулканизм восточных островных дуг не влиял на седиментацию. Магматические и осадочные породы этих поднятий не отличались от типично океанических. Следовательно, Филиппинское море до его отделения от океана восточными дугами представляло собой часть океанической плиты [196].

Таким образом, система питания осадков Филиппинского моря развивается в направлении уменьшения роли фемических источников — фундамента и восточного островодужного обрамления и увеличения роли сиалических — западного островодужного обрамления и континента, отражая, по-видимому, сиалическую направленность эволюции коры региона в целом. При этом западные островные дуги, дающие определяющую долю сиалического осадочного материала, становятся более фемическими, так что общее развитие моря, включая и окружающие островные дуги, ведет к образованию более тонкой и фемической коры, чем континентальная, но более мощной и сиалической, чем океаническая.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии рассмотрены процессы геосинклинальной седиментации, ее эволюция и связь с вулканизмом в северо-западном секторе Тихоокеанского пояса: в I части для фанерозоя Сихотэ-Алинской складчатой системы и Корякско-Камчатской складчатой области, во II части — для кайнозойских, в особенности плиоцен-четвертичных осадков Филиппинского моря — окраинного бассейна Тихого океана.

Для всего фанерозойского отрезка времени, для полных геосинклинальных формационных рядов — от офиолитовой формации до моласс — на большой территории подтвержден и расширен вывод, ранее полученный по флишевым формациям [69], о существовании двух типов седиментации: аркозового, сиалического во внешней зоне Тихоокеанского пояса (Сихотэ-Алинской) и грауваккового, фемического во внутренней (Корякско-Камчатской) зоне (табл. 25). Два типа осадконакопления выделены на основании вещественного состава терригенных пород. Они являются следствием и продуктом принципиально разных путей геологического развития геосинклиналей этих зон.

Сихотэ-Алинская геосинклиналь [197] энсиалическая, заложена на зрелой докембрийской континентальной коре, слагавшей палеоокраину Азии в значительной мере в результате рифтогенных процессов. Морские седиментационные бассейны развивались в условиях активной континентальной окраины, располагаясь вдоль нее и в сопряженных с нею окраинно-континентальных рифтовых зонах. Основная масса обломочного материала представляет собой переработанный гранитно-метаморфический материал континента, образовавший аркозы. Вулканические процессы оказывали несущественное влияние на ее развитие; островодужные режимы на континентальном основании мало вероятны, на океаническом — исключаются. Энсиалическая природа Сихотэ-Алинской геосинклинали подтверждается (на небольшом материале) повышенной щелочностью и титанистостью основных эффузивов раннегеосинклинальных комплексов, что сближает их со щелочными базальтоидами континентальных рифтов, но резко отличает от вулканитов соответствующего типа развития Камчатки и Корякии и свидетельствует, что состав вулканических пород Сихотэ-Алиния формировался под влиянием мощной сиалической континентальной коры.

Корякско-Камчатская геосинклиналь энсиматическая, заложена на океанической коре и развивалась как океаническая островодужная система на фоне непрерывной интенсивной вулканической деятельности, которая поставляла в бассейны седиментации огромное количество ювенильного фемического материала, образовавшего граувакки. На начальных стадиях развития геосинклинали большую роль как источник осадочного вещества играл базитовый и ультрабазитовый фундамент.

Большая мощность осадочно-вулканогенной оболочки позволяет выделить в соответствии с типами эволюции литогенеза и два типа континентальной земной коры: сиалический на Сихотэ-Алине и фемический в Корякско-Камчатской области. Сиалический тип понимается в общепринятом смысле — как зрелый — гранитно-метаморфического состава. Фемический тип континентальной коры не является переходным от океа-

Таблица 25

Вулканогенно-осадочный литогенез и типы земной коры
в области перехода от Азии к Тихому океану

Главные показатели	Материковая окраина		Океаническая окраина
	Сихотэ-Алинская система	Корякско-Камчатская область	Филиппинское море
	Вещественный состав пород и осадков		
Тип песчаников и алевролитов, песков и алевритов	Аркозовый	Граувакковый	Граувакковый
Обломки пород	Гранитно-метаморфические, осадочные, вулканические	Вулканические, осадочные гранитно-метаморфические	Вулканические, осадочные, гранитно-метаморфические
Ассоциация тяжелых минералов	Гранитная: циркон, апатит, сфен, рутил, гранат, турмалин	Островодужная вулканическая и офиолитовая: пироксены, роговые обманки, магнетит, хромит, ильменит, лейкоксен, эпидот	Островодужная вулканическая: магнетит, пироксены, роговые обманки
Глинистые минералы	Гидрослюда-хлорит	Смектит-хлорит-гидрослюда	Смектит-гидрослюда
Химический состав	Сиалический кислото-среднего состава	Фемический, среднего-основного состава	Фемический, среднего-основного состава
Микроэлементы	Sn, Pb	Cr, Ni, Co, V, Cu	
Субстрат	Континентальный, сиалический	Океанический, фемический	Океанический, фемический
Типы источников питания	Активная континентальная окраина	Вулканические островные дуги на океаническом и на континентальном (?) основании; частично континентальная окраина	Вулканические островные дуги на океаническом и континентальном основании
Тип бассейнов седиментации	Окраинно- и внутриконтинентальные	Островодужные	Островодужные
Вулканизм	Базальтовый внутрибассейновый на начальной стадии;	Андезит-базальтовый, островодужный; на начальной стадии базальтовый	Андезит-базальтовый, островодужный
Тип осадочно-вулканогенной оболочки земной коры	Континентальный, сиалический	Континентальный, фемический	Океанический, фемический (соответствует начальной стадии развития континентальной фемической коры)

нического, фемического к континентальному, сиалическому в эволюционном смысле, как промежуточный продукт преобразования ("континентализации") океанической коры, а представляет собой результат особого пути развития океанической коры на ее границе с континентом, приведшего к образованию континентальной коры фемического состава. К аналогичному выводу пришли ранее В.И. Шульдинер и его соавторы [135-137] на основании анализа состава базальтоидов и общегеологических фактов. Эту континентальную кору нельзя считать "недоразвитой" как это сейчас общепринято, так как в ней развит полный осадочно-вулканогенный цикл от ордовик-силурийской офиолитовой формации до мезозойско-кайнозойских континентальных моласс, а слагающим ее комплексам свойственны типичные геосинклинальные дислокации, включая и склад-

чатые. Поэтому фемическая континентальная кора такая же "зрелая", как и сиалическая, но отличается от нее происхождением и составом. Именно формирование фемической континентальной коры и привлечение ее к сиалической обеспечивало рост восточной окраины Евразийского континента за счет Тихого океана. Современной моделью Корякско-Камчатской геосинклинали на ее начальных стадиях развития может служить система осадконакопления Филиппинского моря и обрамляющих ее дуг, одна часть которых развивается на континентальном, другая — на океаническом основании.

Осадки глубоководных котловин Филиппинского моря состоят из дисперсного, главным образом терригенного, эдафогенного и пирокластического вещества. Терригенное вещество образуется благодаря эрозии островных дуг на континентальном основании и в меньшей степени самого континента, островных дуг на океаническом основании и внутрибассейновых поднятий. Пирокластика поступает в осадок в результате вулканизма островных дуг, обрамляющих море.

Система питания осадков Филиппинского моря развивается в направлении некоторого уменьшения роли фемических источников и увеличения роли сиалических, отражая сиалическую направленность эволюции коры в целом. Западные островные дуги становятся более фемическими, а общее развитие системы Филиппинское море—островные дуги ведет к образованию более тонкой и фемической коры, чем типичная "зрелая" континентальная кора, но более мощной и сиалической, чем океаническая. По существу это зародыш будущей фемической континентальной коры, прототипом которой является кора, слагающая в настоящее время Корякско-Камчатскую складчатую область.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аблаев А.Г., Коновалов В.П., Красилов В.А.* О возрасте сихотэ-алинид // Докл. АН СССР. 1972. Т. 207, № 3. С. 665–668.
2. *Авдейко Г.П., Храмов Н.А.* Кремнисто-вулканогенные формации Камчатки и их петрохимические особенности // Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969. С. 133–144.
3. *Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
4. *Алексеев Э.С.* Основные черты развития структуры южной части Корякского нагорья // Геотектоника. 1979. № 1. С. 85–96.
5. *Алексеев Э.С.* Офиолитовый комплекс южной части Корякского нагорья // Там же. 1982. № 4. С. 87–98.
6. *Афифи А., Эйзен С.* Статистический анализ. Подход с использованием ЭВМ. М.: Мир, 1982. 488 с.
7. *Баталин А.М.* Название Куро-Сию: Основные черты динамики и структуры вод некоторых районов Тихого и Индийского океанов // Тр. ТОИ ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1975. С. 114–119.
8. *Берснев И.И.* Основные черты тектоники Приморского края // Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974. С. 114–127.
9. *Берснев И.И., Кулинич Р.Г., Олейник Ю.Н.* и др. Приморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 69–80.
10. *Бобылев В.В., Соловьев В.О.* Даубихинский, Алчанский и Куканский прогибы и их место в тектонической структуре юга Дальнего Востока // Геотектоника. 1971. № 6. С. 108–118.
11. *Бурий Г.И.* Триасовые конодонты в кремнистых толщах Сихотэ-Алиния // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 100–104.
12. *Васильковский Н.П.* Геологическая история северо-востока Азии. М.: Наука, 1981. 305 с.
13. *Васильковский Н.П.* Палеогеология северо-востока Азии. М.: Наука, 1984. 175 с.
14. *Верещагин В.Н.* Меловая система Дальнего Востока. Л.: Недра, 1977. 208 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 242).
15. *Виноградов А.Н.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
16. *Вишневецкая В.С., Богданов И.А., Сухов А.Н.* и др. Возраст вулканогенно-кремнистых образований Олюторской зоны: (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 7. С. 61–69.
17. *Вишневецкая В.С., Сухов А.Н., Чехович В.Д.* Возраст Ватынской серии: (Олюторская зона Корякского нагорья) // Там же. 1981. № 12. С. 71–78.
18. *Волохин Ю.Г.* Кремниевые породы Сихотэ-Алиния и проблема происхождения геосинклинальных кремнистых толщ. Владивосток, 1985. 208 с.
19. *Вржосек А.А.* Меймечит-пикритовый комплекс Бикинского прогиба // Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1978. С. 84–86.
20. *Вржосек А.А.* Определение форм железа в осадочных породах фотоколориметрическим методом с 2–2 дипиридилом // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток, 1986. С. 135–138.
21. *Вулканические пояса востока Азии.* М.: Наука, 1984. 504 с.
22. *Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки.* Новосибирск: Наука, 1974. 116 с.
23. *Вулканогенно-осадочные образования юга Дальнего Востока: (Литология и геохимия).* Владивосток, 1978. 120 с.
24. *Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока.* Владивосток, 1976. 122 с.
25. *Геологическое развитие Японских островов.* М.: Мир, 1968. 719 с.
26. *Геология дна Филиппинского моря.* М.: Наука, 1980. 261 с.
27. *Геология СССР. Т. 30. Северо-восток СССР.* Кн. I. М.: Недра, 1970. 548 с.
28. *Геология СССР. Т. 32. Приморский край.* М.: Недра, 1969. 696 с.
29. *Геосинклинальная и океаническая седиментация и вулканизм: (Сравнительная характеристика).* М.: Наука, 1984. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
30. *Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока.* Владивосток. ДВНЦ АН СССР, 1986.

31. Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. 234 с.
32. Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
33. Геохимия и петрология осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. 144 с.
34. *Гладенков А.Ю.* Осадочные неогеновые отложения междуручья Пахачи и Апуки: (Юг Корякского нагорья) // Литосфера: Вопросы геологии и охраны окружающей среды. М.: Наука, 1984. С. 24–25.
35. Глубинное строение Приморья: (По данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 92 с.
36. *Голяков В.И.* Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений восточной части Камчатского перешейка // Геология и геофизика. 1966. № 10. С. 98–102.
37. Граувакки. М.: Наука, 1972. 345 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 238).
38. *Григоренко Б.Н., Берсон Г.Л., Драновский Я.А.* и др. Основные типы формаций Корякско-Камчатского региона // Тектоника и нефтегазоносность востока СССР. Л., 1972. С. 9–20. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 309).
39. *Дагис А.А., Ануйкин В.И., Клец Т.В.* Первые находки конодонтов в верхнетриасовых кремнистых толщах Сихотэ-Алиня // Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984. С. 22–26. (Тр. ИГиГ; Вып. 600).
40. *Данченков М.А.* Течения Филиппинского моря: (Обзор) // Исследования океанических полей Индийского и Тихого океанов. Владивосток, 1977. С. 49–61.
41. *Егиазаров Б.Х.* Геология Корякского нагорья: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л.: НИИГА, 1970. 44 с.
42. *Егиазаров Б.Х., Закржевский Г.А.* Кайнозойский вулканизм восточной части Корякского нагорья // Сборник статей по геологии Арктики. Л., 1960. Вып. 14. С. 135–146. (Тр. НИИГА; Т. 114).
43. *Егиазаров Б.Х., Криштофович Л.В., Пичугина Г.К.* Палеогеновые и неогеновые отложения восточной части Олюторского прогиба // Геология Корякского нагорья. М.: Наука, 1963. С. 109–121.
44. *Егиазаров Б.Х., Дунко О.П., Анисеева Л.И.* и др. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 344 с. (Тр. НИИГА; Т. 148).
45. *Жамойда А.И.* Мезозойские комплексы радиоларий Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Докл. АН СССР. 1960. Т. 135. С. 148–151.
46. *Жамойда А.И.* Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ востока СССР. Л., 1972. 243 с.
47. *Зинкевич В.П.* Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 108 с.
48. *Казинцова Л.И.* Меловые радиоларии Корякского нагорья // Сов. геология. 1979. № 4. С. 81–85.
49. *Капица А.А.* Новые виды нижнемеловых иноцерамид Нижнего Приамурья // Биостратиграфия юга Дальнего Востока: (Фанерозой). Владивосток, 1978. С. 65–77.
50. *Кекежискас К.Б., Дагис Л.А., Зоркина Л.С., Пручевич Н.А.* Химизм метавулканитов офиолитовых комплексов как индикатор различных палеотектонических обстановок // Геология и геофизика. 1984. № 2. С. 11–25.
51. *Кипарисова Л.Д.* Новая нижнеюрская фауна Приамурья. М.: Геолтехиздат, 1952. 46 с.
52. *Киреева Е.А.* О сокращенном типе разрезов в отложениях верхнего палеозоя Южного Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1973. № 12. С. 70–75.
53. *Китаев И.В., Лихт Ф.Р.* Определение общей карбонатности и органического углерода в породах газометрическим методом // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований Дальнего Востока. Владивосток, 1971. С. 238–244.
54. *Коваленко С.В.* Нижнемеловые вулканогенно-осадочные формации Среднего Сихотэ-Алиня // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 100–115.
55. *Колясников Ю.А.* Вулканогенно-кремнистые образования Корякского нагорья // Вулканология и сейсмология. 1982. С. 36–51.
56. *Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 234 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 63).
57. *Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 366 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 134).
58. *Курносоев В.Б., Мурдмаа И.О.* Глинистые материалы в современных осадках окраинных морей западной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 5. С. 22–31.
59. *Леонов М.Г.* Типизация хаотических комплексов пород (микститов) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. № 3.
60. Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. 311 с.
61. *Лихт Ф.Р.* К вопросу о стратиграфии верхнепалеозойских отложений в юго-западной части Бикинской структурно-фациальной зоны // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток, 1968. С. 39–44.
62. *Лихт Ф.Р.* К вопросу о выделении культуринской свиты в Бикинской структурно-фациальной зоне: (Северо-Западное Приморье) // Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Наука, 1969. Вып. 7. С. 35–40.
63. *Лихт Ф.Р.* Палеогеоморфологические реконструкции в складчатых областях: (На примере Сихотэ-Алиня). М.: Наука, 1975. 140 с.

64. Лопатин Б.В., Тарасенко Т.В., Анкудинов Л.А. Стратиграфия меловых отложений левобережья р. Пальматкины, бассейна р. Энычайваяма и правобережья р. Вивника // Геология Корякского нагорья. М.: Наука, 1963. С. 109–121.
65. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.
66. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. М.: Недра, 1979. 296 с.
67. Малиновский А.И. Песчаники молассы Олюторского прогиба Восточной Камчатки как показатель тектонической обстановки осадконакопления // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986.
68. Маркевич П.В. Нижнемеловые флишевые формации Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток, 1970. 114 с.
69. Маркевич П.В. Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978. 144 с.
70. Маркевич П.В. Геосинклинальное терригенное осадконакопление на востоке Азии в фанерозое. М.: Наука, 1985. 150 с.
71. Маркевич П.В., Чудаев О.В. Вещественный состав песчаников флишевых формаций Сихотэ-Алиня и Камчатки // Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток, 1979. С. 3–20.
72. Маркевич П.В., Чудаев О.В. Минеральный состав песчаных и глинистых пород геосинклинальных формаций Восточной Камчатки // Геологическая история Берингова моря. Владивосток, 1981. С. 83–94.
73. Марков Ю.Д., Бирюлина М.Г., Волкова Т.И. и др. О четвертичных и неогеновых неконсолидированных отложениях Филиппинского моря // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977. С. 41–50.
74. Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Структурно-формационное районирование Приморья: (Докайнозойские структуры) // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 53–61.
75. Мигович И.Н., Титов В.А. Палеогеновые и неогеновые отложения Олюторского прогиба // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока СССР. Магадан, 1966. Вып. 18. С. 81–98.
76. Муратов М.В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 5. С. 3–11.
77. Мурдмаа И.О., Димиденко Е.Л., Курносов В.Б. и др. О составе и скоростях накопления глинистых осадков в Филиппинском море // Океанология. 1977. Т. 17, вып. 3. С. 484–489.
78. Некрасов Г.Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульной // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 6. С. 1433–1436.
79. Несвит Д.С. Геология и нефтегазоносность Ильпинского полуострова восточного побережья Камчатки // Геология и перспекти-
- тивы нефтегазоносности Камчатки. Л., 1969. С. 115–144. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 254).
80. Обуэн Ж. Геосинклинали: Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 304 с.
81. Олейник Ю.Н. Тектоническое районирование Приморского края // Тихоокеан. геология. 1983. № 1. С. 11–19.
82. Осадкообразование и вулканизм геосинклинальных бассейнов. М.: Наука, 1979. 236 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).
83. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток, 1968. 180 с.
84. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.
85. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.
86. Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С. и др. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое // 27-й Междунар. геол. конгр. М., 1984. С. 37–42.
87. Пейве А.В., Яниши А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры северной Евразии // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6–23.
88. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
89. Погожев А.Г., Семейкин А.И. Третичные отложения северо-востока СССР // Тр. совещ. по стратиграфии северо-востока СССР. Магадан, 1959. С. 390–403.
90. Поздеев А.И. К стратиграфии неогеновых вулканогенных образований Корякского нагорья // XIV Тихоокеан. науч. конгр.: Тез. докл. Ком. В. Хабаровск, 1979. Ч. 2. С. 96–97.
91. Попеко В.А., Пилацкий В.Э., Кайдалов В.А. Базальты верхнетриасовых–нижнеюрских комплексов в структуре Северного Сихотэ-Алиня (Нижнее Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1983. № 6. С. 21–31.
92. Пронина И.Г. Биостратиграфия палеогена Ильпинского полуострова по моллюскам (Восточная Камчатка) // Кайнозой Дальнего Востока. Л., 1981. С. 35–45.
93. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
94. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Магадан, 1982. 183 с.
95. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Соколов С.Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239, № 5. С. 1186–1189.
96. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Гостехиздат, 1961. 779 с.
97. Савченко А.И. Мезозой Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Сов. геология. 1961. № 12. С. 78–95.
98. Салин Ю.С., Челебаева А.И. Новые данные о морских неогеновых отложениях западного побережья залива Корфа на Камчатке // Стратиграфия кайнозойских отложений

- Дальнего Востока. Владивосток, 1977. С. 95–101.
99. Салин Ю.С., Храмов К.А., Коноваленко А.А. Геологическое строение осевой части Олюторского прогиба // Геология Дальнего Востока. Хабаровск, 1972. С. 175–186.
 100. Салун С.А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М.: Недра, 1978. 184 с.
 101. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижнеюрских отложений Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1974. № 4. С. 11–17.
 102. Серова М.Я. Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных толщ юго-западной части Корякского нагорья (п-ов Говена) // Докл. АН СССР, 1969. Т. 185, № 2. С. 412–415.
 103. Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 156 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 314).
 104. Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 163 с.
 105. Соболев Р.Н., Фельдман В.Н. Методы петрохимических пересчетов горных пород и минералов. М.: Недра, 1984. 224 с.
 106. Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офолиитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 96 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 296).
 107. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 536 с.
 108. Сухов А.И. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 10. С. 12–27.
 109. Тарасенко Т.В., Мельникова С.А., Серова М.Я. Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хр. Майны-Какыйнэ (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11. С. 139–147.
 110. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
 111. Тектоника Северной Евразии: (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980.
 112. Тектоническая карта Евразии: М-б 1:5 000 000. М.: ГИН АН СССР: ГУГК, 1966.
 113. Тильман С.М. Особенности орогенного развития Тихоокеанских мезозон. Магадан, 1973. С. 23–33. (Тр. СВКНИИ СО АН СССР; Вып. 55).
 114. Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А. и др. Тектоника северо-востока СССР: (Объяснительная записка к тектонической карте м-ба 1:2 500 000). Магадан, 1969. 78 с. (Тр. СВКНИИ СО АН СССР; Вып. 33).
 115. Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. и др. Особенности формирования континентальной коры на северо-востоке СССР // Геотектоника. 1975. № 6. С. 15–29.
 116. Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 5–30.
 117. Титов В.А. Стратиграфия меловых отложений Корякского нагорья // Тр. Совещ. по стратиграфии северо-востока СССР. Магадан, 1959. С. 357–372.
 118. Филиппов А.Н. Об унаследованном характере орогенных вулканических поясов Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1984. № 5. С. 115–119.
 119. Филиппов А.Н. Раннегеосинклинальные отложения Западного Сихотэ-Алиня // Геология и металлогения рудных районов Дальнего Востока. Владивосток. ВДНЦ АН СССР, 1985. С. 169–182.
 120. Филиппов А.Н. Песчаники и тектонические условия раннегеосинклинального осадконакопления Бикинской ветви Сихотэ-Алинской складчатой области // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ВДНЦ АН СССР, 1986.
 121. Формации Сакмарского аллохтона: (Южный Урал). М.: Наука, 1978. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 311).
 122. Хаин В.Е. Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1974. № 2. С. 3–22.
 123. Хворова И.В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 3–23.
 124. Хворова И.В., Ренгартен Н.В., Вознесенская Т.А. Особенности минерального состава обломочных пород раннегеосинклинальных формаций // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 209–224.
 125. Ходак Ю.А., Сунь Шу. Главнейшие структуры северо-востока Китая и сопредельной территории советского Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 10. С. 97–110.
 126. Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. М.: Наука, 1976. 196 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 281).
 127. Чайковский В.К. Новые данные о Тихоокеанском поясе // Сов. геология. 1956. № 50. С. 134–149.
 128. Челобаева А.И. Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. Л.: Наука, 1971. 114 с.
 129. Челобаева А.И. Миоценовые флоры Восточной Камчатки. М.: Наука, 1978. 156 с.
 130. Челобаева А.И., Синельникова В.И., Мчедlishvili П.А. Стратиграфическое положение и условия формирования корфской туфогенно-угленосной толщи // Стратигра-

- фия вулканических формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С. 67–85.
131. Черныш В.Я. К выделению верхнепалеозойских эвгеосинклинальных отложений на северо-западе Приморья и в смежных районах // Сов. геология. 1965. № 10. С. 132–133.
 132. Чудаев О.В. Распределение глинистых минералов во флишеидных отложениях Восточной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 105–115.
 133. Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 122 с.
 134. Шехоркина А.Ф. Формации и рудоносность нижнего кембрия хребта Джагды. М.: Наука, 1976. 200 с.
 135. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Кристаллический фундамент Камчатки: строение и эволюция // Геотектоника. 1979. № 2. С. 80–93.
 136. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Типы земной коры и ее эволюция в островодужных системах Дальнего Востока // Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток, 1981. С. 38–52.
 137. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент Тихоокеанских окраин. М.: Наука, 1986. 304 с.
 138. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
 139. Шутов В.Д. Граувакки. М., 1972. 346 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 238.).
 140. Шутов В.Д. Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 112 с.
 141. Щека С.А., Вржосек А.А. Ультраосновой вулканизм Тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматиитов // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 3–16.
 142. Щека С.А., Олейников А.В., Сясько А.А., Степанов Ю.П. Первые находки щелочных базальтов с лерцолитовыми включениями в Главном Синклинии Сихотэ-Алиня // Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 146–151.
 143. Щека С.А., Пятков А.Г., Вржосек А.А. Парагенезисы микроэлементов магнетита. М.: Наука, 1979. 217 с.
 144. Эрлих Э.Н. Современная структура и чет-вертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 242 с.
 145. Aoki S., Oinuma K. Clay mineral compositions in recent marine sediments around Nansai-Kioto Islands, south of Kyushu, Japan // J. Geol. Soc. Jap. 1974. Vol. 80. P. 57–63.
 146. Aoki S., Oinuma K., Sudo T. The distribution of clay minerals in the recent sediments of the Japan Sea // Deep-Sea Res. 1974. Vol. 21. P. 299–310.
 147. Balshaw K.M. Cenozoic clay-mineral stratigraphy in the south Philippine Sea Drilling Project Leg 59 // Init. Repts DSDP. 1981. Vol. 59. P. 579–602.
 148. Balshaw K.M. Clay mineral stratigraphy and related diagenesis in the Deep Sea Drilling Project Leg 60 sediments // Ibid. 1962. Vol. 60. P. 467–472.
 149. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. Vol. 91, N 6. P. 611–627.
 150. Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas // Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. Vol. 76. P. 803–832.
 151. Bougault H., Maury R.C., El Azzouzi M. et al. Tholeites, basaltic andesites and andesites from Leg 60 Sites: geochemistry, mineralogy and low partition coefficient elements // Init. Repts DSDP. 1982. Vol. 60. P. 657–678.
 152. Bouma A.H. Sedimentology of some flush deposits: Geologic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962.
 153. Chen C. Petrochemistry and origin of Pleistocene volcanic rocks from Northern Taiwan // Bull. Volcanol. 1978. Vol. 414. P. 513–528.
 154. Cook H.E., Jonson P.D., Matti J.C. et al. Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis, X-ray mineralogy // Init. Repts DSDP. 1975. Vol. 28. P. 999–1007.
 155. Cronan D.S., Damiani V.V., Kinstman D.J.J. et al. Sediments from the Gulf of Aden and Western Indian ocean // Ibid. 1974. Vol. 24. P. 1047–1110.
 156. Crook K.A.W. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysh arenites (graywackes) – Modern and ancient geosinclinal sedimentation // Proc. Symp. Madison (Wis.), 1972. Tulsa (Okla), 1974. P. 304–310.
 157. Dick H.I.B., March N.G., Bullen T.D. Deep Sea Drilling Project Leg 58 abyssal basalts from the Shikoku Basin: their petrology and major-element geochemistry // Init. Repts DSDP. 1980. Vol. 58. P. 843–872.
 158. Dickinson W.R. Compositions of Sandstones in Circum-Pacific Subduction Complexes and Fore-Arc Basins // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66, N 2. P. 121–137.
 159. Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone compositions // Ibid. 1978. Vol. 63, N 12. P. 2164–2182.
 160. Dickinson W.R., Valloni R. Plate settings and provenance of sand in modern ocean basins // Geology. 1980. Vol. 8. P. 82–86.
 161. Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R. et al. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in relation to tectonic setting // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94. P. 222–235.
 162. Dixon T.H., Batiza R. Petrology and chemistry of recent lavas in the Northern Marianas; implications for the origin of island arc basalts // Contribs Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 70, N 2. P. 167–182.
 163. Donnelly T.W. Neogene explosive volcanic activity of the Western Pacific: Sites 292

- and 296, DSDP Leg 31 // Init. Repts DSDP. 1975. Vol. 31. P. 577-598.
164. *Fryer P., Sinton J.M., Philpotts J.A.* Basaltic glasses from the Mariana trough // *Ibid.* 1982. Vol. 60. P. 601-610.
 165. *Furuta T., Arai F.* Petrographic and geochemical properties of tephra in Deep Sea Drilling Project cores from the North Philippine Sea // *Ibid.* 1980. Vol. 58. P. 617-628.
 166. *Harrold P.J.* Composition of deep-sea sands from marginal basins of the Northwestern Pacific // *Ibid.* 1975. Vol. 31. P. 507-514.
 167. *Huang T.-W., Chen P.-Y.* The abyssal clay minerals in the West Philippine Sea // *Acta oceanogr. Taiwanica.* 1975. Vol. 5. P. 37-63.
 168. *Hussong D.M., Uyeda S.* Tectonic processes and the history of the Mariana arc: a synthesis of the results of Deep Sea Drilling Project Leg 60 // *Init. Repts DSDP.* 1982. Vol. 60. P. 909-929.
 169. *Ingersoll R.V., Sucek C.A.* Petrology and provenance of Neogene sands from Nicobar and Bengal fans. DSDP sites 211 and 218 // *J. Sediment. Petrol.* 1979. Vol. 49, N 4. P. 1217-1228.
 170. *Init. Repts DSDP.* 1971. Vol. 6. 1329 p.
 171. *Ibid.* 1975. Vol. 31. 927 p.
 172. *Ibid.* 1980. Vol. 58. 1022 p.
 173. *Ibid.* 1981. Vol. 59. 820 p.
 174. *Ibid.* 1982. Vol. 60. 929 p.
 175. *Karig D.K.* Basin genesis in the Philippine Sea // *Init. Repts DSDP.* 1975. Vol. 31. P. 875-879.
 176. *Klein C.V., Kobayashi K.* Geological summary of the North Philippine Sea, based on Deep Sea Drilling Project Leg 58 results // *Ibid.* 1980. Vol. 58. P. 951-962.
 177. *Maynard J.B., Valloni R., Yu H.-S.* 'Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // *Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins.* Oxford; L.; Edinburgh; Melbourne, 1982. P. 551-561.
 178. *Meijer A., Antony E., Reagan M.* Petrology of volcanic rocks from the fore-arc sites // *Init. Repts DSCP.* 1982. Vol. 60. P. 709-730.
 179. *Mills W.* Analysis of conglomerates and associated sedimentary rocks of the Daito Ridge, Deep Sea Drilling Project Site 445 // *Ibid.* 1980. Vol. 58. P. 643-658.
 180. *Moor B.R., Dennen W.H.* A geochemical trend in silicon-aluminum-iron ratios and the classification of clastic sediments // *J. Sediment. Petrol.* 1970. Vol. 40, N 4. P. 1147-1152.
 181. *Nesterenko C.V.* Igneous rocks from the conglomerates of Deep Sea Drilling Project hole 445 // *Init. Repts DSDP.* 1980. Vol. 58. P. 659-660.
 182. *Oberhansli R., Dietrich V., Oberhansli H.* Marinengeologische Untersuchungen im Westpazifik // *Eclog. geol. helv.* 1977. Vol. 70, N 2. P. 417-434.
 183. *Packham G.H., Williams K.L.* Volcanic glasses from sediments from sites 453 and 454 in the Mariana trough // *Init. Repts DSDP.* 1982. Vol. 60. P. 483-496.
 184. *Pettijohn F.I.* Chemical composition of sandstones-excluding carbonate and volcanic sands // *Geol. Surv. Profess. Pap.* 1963. N 440S. P. 1-21.
 185. *Sato Y.* Heavy-mineral composition of sediments at Deep Sea Drilling Project Sites 445 and 446, Northeastern Philippine Sea // *Init. Repts DSDP.* 1980. Vol. 58. P. 661-668.
 186. *Schwab F.L.* Framework mineralogy and chemical composition of continental margin - type sandstones // *Geology.* 1975. Vol. 3, N 9. P. 487-490.
 187. *Scott R.* Magmatic evolution of island arcs in the Philippine Sea // *Geodyn. West. Pacif.-Indones. Reg. Wash. (D.C.),* 1983. P. 173-187.
 188. *Shamley H.* Clay sedimentation and paleoenvironment in the Shikoku basin since the Middle Miocene (Deep Sea Drilling Project Leg 58, North Philippine Sea) // *Init. Repts DSDP.* 1980a. Vol. 58. P. 669-682.
 189. *Shamley H.* Clay sedimentation and paleoenvironment in the area of Daito Ridge (Northwest Philippine Sea) since the Early Eocene // *Ibid.* 1980b. Vol. 58. P. 683-693.
 190. *Shilo N.A., Tilman S.M.* The tectonic zones of northeastern USSR and the formation of its continental crust // *Ocean basins and margins.* N.Y.; L., 1981. Vol. 5. P. 431-438.
 191. *Stauffer P.H.* Grain-flow deposits and their implications, Santo Yenz Mountains, California // *J. Sediment. Petrol.* 1967. Vol. 37, N 2. P. 487-508.
 192. *Sugisaki R.* Major-element chemistry of argillaceous sediments at Deep Sea Drilling Project Sites 442, 443 and 444, Shikoku basin // *Init. Repts DSDP.* 1980. Vol. 58. P. 719-736.
 193. *Thiede J.* Sediment coarse fractions from the Western Indian Ocean and Gulf of Aden (Deep Sea Drilling Project, Leg 24) // *Ibid.* 1974. Vol. 24. P. 651-766.
 194. *Tiba T.* Chemical composition of the deep sea core from the Philippine Sea // *Bull. Nat. Sci. Mus.* 1974. Vol. 17. P. 181-185.
 195. *Tokuyama H., Yuasha M., Mizuno A.* Conglomerate and sandstone petrography, Deep Sea Drilling Project Site 445, Philippine Sea // *Init. Repts DSDP.* 1980. Vol. 58. P. 629-642.
 196. *Uyeda S., Ben-Avraham Z.* Origin and development of the Philippine Sea // *Nature.* 1972. Vol. 240. P. 176-178.
 197. *Wells P.G.* Ensimatic and ensialic geosynclines // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1949. Vol. 60, N 12. P. 2.
 198. *Whitehouse U.G., Jeffrey L.M., Debrecht L.D.* Differential setting tendencies of clay minerals in saline waters // *Clays and Clay Miner.* 1960. Vol. 5. P. 1-79.
 199. *Zakariadze G.S., Dmitriev L.V., Sobolev A.V.* et al. Petrology of basalts of holes 447A, and 450, South Philippine Sea transect; Deep Sea Drilling Project Leg 59 // *Init. Repts DSDP.* 1981. Vol. 59. P. 669-680.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
<i>Часть I. ФАНЕРОЗОЙСКОЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ И КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ (П.В. Маркевич, А.Н. Филиппов, А.И. Малиновский, Е.В. Михайлик, И.В. Китаев, В.И. Тихонова, Н.В. Трушкова)</i>	
Общая характеристика геосинклинальных образований	10
Сихотэ-Алинская складчатая система	11
Западный Сихотэ-Алинь — Бикинская зона	11
Северный Сихотэ-Алинь	19
Корякско-Камчатская складчатая область	22
Таловско-Маинская зона	22
Олюторский прогиб	29
Выводы	34
Вещественный состав и условия формирования главных типов пород и породных ассоциаций	34
Песчаники и алевролиты	34
Породообразующие компоненты	35
Акцессорные минералы тяжелой фракции	48
Минеральный состав дисперсной фракции	80
Химический состав	84
Алевроаргиллиты	108
Краткая геохимическая характеристика песчано-алевролитовых и глинистых пород	110
Вулканические породы	126
Выводы	130
<i>Часть II. СОВРЕМЕННОЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ВУЛКАНИЗМ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ (В.П. Нечаев)</i>	
Геолого-геоморфологическая характеристика Филиппинского моря и его обрамления	135
Фактический материал и методика его обработки	137
Происхождение дисперсного вещества осадков	140
Происхождение обломочного вещества осадков (по результатам изучения шлихов)	144
Происхождение вещества осадков в целом (по геохимическим данным)	164
Выводы	167
Заключение (П.В. Маркевич)	168
Литература	171

3 р. 60 к.

4920